

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه زمین‌شناسی اقتصادی و پترولوژی

پایان نامه کارشناسی ارشد

کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار آهن معدن -

جو، معادن سنگ آهن سنگان، جنوب شرق خواف

نگارنده: مریم فتوت جامی

استاد راهنما:

دکتر مسعود علی پور اصل

استاد مشاور:

دکتر عباس گل محمدی

شهریور ۱۳۹۸

تقدیم به

آنان که در راه کسب علم و دانش راهنماییم بوده‌اند
و ظلمت اندیشه را نور بخشیدند...

تشکر و قدردانی

سپاس و ستایش پروردگار متعال به خاطر الطاف بیکرانیش که نعمت تحصیل و تعلیم و تربیت را در محضر اساتید ارجمند به من عطا فرمود.

بر خود وظیفه می‌دانم که مراتب سپاس خود را به تمامی عزیزانی که در انجام این پژوهش از وجودشان بهره‌مند شدم را ابراز کنم چرا که انجام این پایان‌نامه بدون زحماتشان امکان‌پذیر نبود. از استاد فرزانه جناب آقای **دکتر مسعود علی‌پور اصل** که همراهی و راهنمایی‌های ارزنده ایشان در تمامی مراحل پایان‌نامه پشتیبان اینجانب بوده کمال تشکر و قدردانی را دارم، و چگونه سپاس گویم مهربانی و لطف ایشان را که سرشار از معرفت و اخلاق است، خداوند بزرگ را شاکرم که افتخار شاگردی ایشان را داشتم. از استاد مشاور بزرگوارم جناب آقای **دکتر عباس گل‌محمدی** اسوه علم و اخلاق که افتخار دانشجویی ایشان را از ابتدای مقطع کارشناسی داشتم و در انجام این پایان‌نامه از هیچ کمکی دریغ نمودند بسیار سپاسگزارم. از اساتید مهربان و دلسوز جناب آقای **دکتر محمود صادقیان و دکتر فردین موسیوند** علاوه بر اینکه از راهنمایی‌های ارزشمند این بزرگواران بهره‌مند شدم داوری این پژوهش را قبول زحمت نمودند نهایت قدردانی و تشکر را دارم. از اساتید مهربان و دلسوز جناب آقایان: **دکتر فرج الله فردوست، دکتر حبیب الله قاسمی و دکتر مهدی رضایی کهخایی**، که صبورانه و دلسوزانه در انجام این تحقیق از راهنمایی‌ها و دانش این بزرگواران بهره‌مند شده‌ام کمال تشکر را دارم. از ریاست محترم دانشکده جناب آقای **دکتر پرویز امیدی** که نماینده تحصیلات تکمیلی این پایان‌نامه را قبول زحمت فرمودند نهایت تشکر و سپاسگزاری را دارم و از دیگر اساتید محترم و پرسنل محترم دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود تشکر و قدردانی می‌کنم. همچنین از همکاری صمیمانه معاونت محترم وقت برنامه‌ریزی توسعه و اکتشاف مجتمع معدن سنگ- آهن سنگان استاد بزرگوارم جناب آقای **دکتر عباس گل‌محمدی** و مدیریت محترم اکتشاف استاد ارجمندم جناب آقای **مهندس علی اکبر بادامه** که در طول مدت مقطع کارشناسی از وجودشان کسب فیض نمودم و افتخار شاگردی‌شان را داشتم نهایت قدردانی و سپاسگزاری را دارم. و همچنین از دیگر کارشناسان محترم مجتمع معدنی سنگ‌آهن سنگان به‌خصوص بخش اکتشاف آن مجتمع سپاسگزاری می‌شود. از مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران وابسته به سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران که تجزیه‌های شیمیایی سنگ کل و ریزکاو الکترونی را انجام دادند قدردانی می‌شود. و در نهایت از زحمات همسر و فرزند عزیزم، خانواده عزیزم تشکر و قدردانی می‌کنم. برای تمامی عزیزان نامبرده از درگاه خداوند منان آرزوی سلامتی، بهروزی و طول عمر با عزت را خواستارم.

مریم فتوت جامی، شهریور ماه ۱۳۹۸

تعهد نامه

اینجانب **مریم فتوت جامی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی اقتصادی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار آهن معدن جو، معادن سنگ آهن سنگان، جنوب شرق خواف تحت راهنمایی **دکتر مسعود علی پور** اصل متعهد می‌شوم.

- ✓ تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- ✓ در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- ✓ مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- ✓ کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» یا «Shahrood University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
- ✓ در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- ✓ در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- ✓ کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزار-ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- ✓ استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

کانسار آهن معدن جو در ۱۸ کیلومتری شمال سنگان، ۴۵ کیلومتری جنوب شرق خواف، ۳۰۰ کیلومتری جنوب شرق مشهد، در استان خراسان رضوی و در شمال شرق ایران قرار دارد. از نظر زمین ساختاری این منطقه جزئی از کمربند ولکانوپلوتونیک خواف- تربت حیدریه- بردسکن یا خواف - درونه در پهنه خرد قاره ایران مرکزی و شمال شرق بلوک لوت است. کانسار آهن معدن جو یکی از آنومالی‌های شرقی مجتمع سنگ آهن سنگان می‌باشد. واحدهای سنگی منطقه از قدیم به جدید شامل ماسه سنگ شیلی، مادستون آهکی، و ماسه سنگ‌های ژوراسیک، سنگ آهک میکرواسپارایتی تا اسپارایتی و سنگ آهک دولومیتی کرتاسه و توالی‌های توف، توده نفوذی بیوتیت مونزوگرانیت به سن ۳۸-۴۰ میلیون سال قبل (در فاصله ۳ کیلومتری در خارج از محدوده پژوهش)، سنگ‌های اسکارنی ائوسن پسین و رسوبات کواترنر می‌باشد. بیوتیت مونزوگرانیت در گروه گرانیت نوع I، ماگماهای کالک-آلکالین پتاسیم بالا، متآلومین و کمی پرآلومین و گرانیتهای کمان قاره‌ای قرار می‌گیرد. واحدهای سنگی ژوراسیک و کرتاسه در تماس با نفوذی‌های ائوسن دگرگون شده و به سنگ‌های اسکارنی تبدیل شده‌اند، و با فاصله از منطقه اسکارن، سنگ‌های آواری ژوراسیک و سنگ‌های کربناتی کرتاسه تبلور مجدد و مرمری شده‌اند.

منطقه‌بندی کانی‌شناسی در اسکارن معدن جو شامل مناطق ۱- اولیوین-فاسایت-پیروکسن، ۲- اولیوین-پیروکسن-گارنت، ۳-گارنت، ۴-گارنت-پیروکسن+مگنتیت، ۵-پیروکسن، ۶-پیروکسن-گارنت، ۷-پیروکسن-ولاستونیت+مگنتیت، ۸-فلوگوپیت+مگنتیت، ۹-فلوگوپیت-پیروکسن-گارنت، ۱۰- ترمولیت-اکتینولیت-فلوگوپیت، ۱۱-موسکوویت-ترمولیت-آمفیبول، ۱۲-موسکوویت-کلسیت-اپیدوت+مگنتیت، با نفوذ سیالات گرمابی، سنگ‌های منطقه تحت تأثیر دگرسانی‌های اپیدوتی، کربناتی، کربناتی-اپیدوتی، کربناتی-سیلیسی، سریسیتی، آرژیلیک، کلریتی و پروپیلیتی قرار گرفته است. در منطقه معدن جو اسکارن پیشرونده شامل کانی‌های بدون آب گارنت و کلینوپیروکسن کلسیم‌دار است، در مراحل واپسین فاز پیشرونده در نتیجه اختلاط سیالات گرمابی درون‌زاد محتوی

فلز با آب‌های جوی، فشار بخشی اکسیژن افزایش می‌یابد و به ترتیب مگنتیت نسل اول و اولیژیست تشکیل می‌شوند و با کاهش فوگاسیته اکسیژن و افزایش فوگاسیته گوگرد پیرویتیت تشکیل می‌گردد. با شروع مرحله پسروده (تاخیری) کانی‌های مگنتیت نسل دوم، پیریت و کالکوپیریت شکل گرفته‌اند، و کانی‌های هماتیت، گوتیت و لیمونیت محصول هوازدگی و اکسیداسیون برون‌زاد هستند. ساختارهای اصلی کانه‌زایی در منطقه معدن جو به صورت‌های توده‌ای، صفحه‌ای، دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای، عدسی‌شکل و پرکننده فضاها می‌باشد.

مقادیر کمینه و بیشینه آهن در کانسنگ‌های منطقه ۱۱/۵۰ و ۴۳/۲۲ درصد است. مقادیر مس، گوگرد، و فسفر به ترتیب از ۱۱ تا ۸۰۶ گرم در تن، ۰/۱۶ تا ۳۳/۶۳ درصد، و ۰/۰۱ تا ۰/۰۳ درصد تغییر می‌کند. آهن با عناصر وانادیوم، مس و گوگرد دارای همبستگی مثبت، و با عناصر ایریدیوم، منگنز، فسفر و کروم دارای همبستگی منفی است. بر پایه شیمی کانی‌ها، مگنتیت‌های معدن جو منشاء گرمابی و از نوع اسکارن، اولیوین با ترکیب فورستریت، گارنت‌ها از نوع آندرادیت و کمی گروسولار و پیروکسن‌ها ترکیب غالب دیوپسید تا حدودی هدنبرژیت را نشان می‌دهند. مطالعه دما-فشارسنجی بر اساس شیمی پیروکسن، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های اسکارن معدن جو بین ۴۵۸ تا ۶۸۹ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲/۲۱ کیلوبار است.

مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی‌های گارنت، پیروکسن، ترمولیت-اکتینولیت، و کلسیت ثابت می‌کند که دمای همگن‌شدگی از ۹۵ تا ۴۱۰، شوری از ۲/۰۱ تا ۵۷/۵۷ درصد وزنی معادل نمک طعام، چگالی سیال از ۱ تا ۱/۱ و فشار بخار در دامنه ۱۰ تا ۴۰۰ بار تغییر می‌نماید. کانه‌زائی‌های پیش‌رونده، تاخیری، و برونزاد در اسکارن معدن جو در عمق‌های ۱۴۰۰ تا ۱۰۰ متری رخ داده است، و اختلاط سیالات گرمابی درون‌زاد با آب‌های جوی مهمترین فرایند ته‌نشست مگنتیت بوده است. در نهایت، رخداد معدنی آهن معدن جو بعنوان کانسار نوع اگرواسکارن کلسیمی-منیزی می‌عرفی می‌گردد.

کلمات کلیدی: کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی، میانبار سیال، اسکارن آهن، معدن جو.

مقالات مستخرج از این پایان نامه:

-زمین شناسی و کانی شناسی کانسار آهن معدن جو، شرق سنگان، خواف. دهمین همایش ملی انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران دانشگاه اصفهان، شهریور ۱۳۹۷.

فهرست مطالب

۱	فصل اول : کلیات
۲	۱-۱- مقدمه:
۳	۲-۱- منطقه سنگ آهن سنگان
۴	۳-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه
۵	۴-۱- شرایط اقلیمی، پوشش گیاهی، گونه‌های جانوری و وضعیت معیشتی مردم منطقه
۷	۵-۱- توپوگرافی و زمین ریخت‌شناسی منطقه
۹	۶-۱- مطالعات انجام شده قبلی
۹	۱-۶-۱- مطالعات انجام شده در ارتباط با معادن سنگان
۱۴	۲-۶-۱- مطالعات انجام شده مشابه با کانه‌زایی آهن سنگان در ایران
۱۴	۷-۱- طرح مسئله و هدف از مطالعه
۱۵	۸-۱- مراحل مطالعه
۱۶	۱-۸-۱- مطالعات دفتری
۱۶	۲-۸-۱- مطالعات صحرایی
۱۷	۳-۸-۱- مطالعات آزمایشگاهی
۱۸	۴-۸-۱- تجزیه و تحلیل داده‌ها
۱۸	۹-۱- کانسارهای اسکارن
۲۰	۱-۹-۱- اسکارن آهن
۲۲	۱-۱-۹-۱- جایگیری توده نفوذی - دگرگونی مجاورتی ایزو شیمیایی
۲۲	۲-۱-۹-۱- مرحله پیشرونده - متاسوماتیزم و جایگزینی
۲۳	۳-۱-۹-۱- مرحله پسرونده و نفوذ آب‌های جوی به داخل سیال و ته‌نشست عمده کانه (فلز)
۲۵	۱۰-۱- ایالت‌ها و ادوار کانی‌سازی آهن در ایران
۲۵	۱-۱۰-۱- فاز ماگمایی در پروتروزوئیک پسین
۲۷	۲-۱۰-۱- کانی‌سازی آهن در پالئوزوئیک - تریاس پیشین
۲۷	۳-۱۰-۱- کانسارهای سنگ آهن درمزوزوئیک
۲۷	۴-۱۰-۱- کانه‌زایی آهن در ترشیاری
۳۱	فصل دوم : زمین شناسی و پتروگرافی
۳۲	۱-۲- مقدمه
۳۴	۲-۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای
۳۶	۱-۲-۲- خرد قاره‌ی ایران مرکزی

۳۷	۲-۲-۲- بلوک لوت
۳۹	۳-۲- چینه‌شناسی ناحیه‌ای
۴۰	۲-۳-۱- پرکامبرین PE
۴۱	۲-۳-۲- پروتروزوئیک
۴۳	۲-۳-۳- پالئوزوئیک
۴۴	۲-۳-۴- مزوزوئیک
۴۷	۲-۳-۵- سنوزوئیک
۵۰	۲-۳-۶- کواترنر
۵۰	۲-۴- موقعیت زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیکی منطقه در پهنه رسوبی- ساختاری ناحیه:
۵۱	۲-۵- فعالیت‌های ماگماتیسم در شرق ایران و ناحیه سنگان
۵۳	۲-۶- کانی‌سازی در بلوک لوت
۵۴	۲-۷- زمین‌شناسی ساختمانی ناحیه‌ای
۵۵	۲-۷-۱- رشته اصلی
۵۷	۱- افتادگی عرضی کرات
۶۰	۲-۷-۲- فروافتادگی‌ها
۶۰	۲-۸- توان اقتصادی کمر بند خواف- درونه
۶۱	۲-۹- زمینشناسی اقتصادی سنگان
۶۱	۲-۱۰- زمینشناسی منطقه معدن جو
۶۳	۲-۱۰-۱- واحد شیل و ماسه‌سنگ
۶۷	۲-۱۰-۲- واحد کربناتی
۷۳	۲-۱۰-۳- واحد توف
۷۵	۲-۱۰-۴- واحد نفوذی
۷۶	۲-۱۰-۵- سنگ‌های دگرگونی
۷۹	۲-۱۰-۶- واحدهای مطالعه‌شده زیرسطحی در معدن جو
۸۷	۲-۱۰-۷- واحد اسکارن
۸۸	۲-۱۰-۸- رخنمون‌های آهن در منطقه
۸۸	۲-۱۰-۹- نقشه شماتیک از مطالعات زیرسطحی منطقه معدن جو
۹۷	فصل سوم دگرسانی و کانه‌زایی
۹۸	۳-۱- مقدمه
۹۹	۳-۲- دگرسانی‌های موجود در منطقه
۱۰۱	۳-۲-۱- دگرسانی اپیدوتی

۱۰۲	-----	۲-۲-۳- کربناتی
۱۰۴	-----	۳-۲-۳- دگرسانی کربناتی- اپیدوتی
۱۰۴	-----	۴-۲-۳- دگرسانی کربناتی- سیلیسی
۱۰۶	-----	۵-۲-۳- دگرسانی سریسیتی
۱۰۷	-----	۶-۲-۳- دگرسانی کلریتی
۱۰۹	-----	۷-۲-۳- دگرسانی آرژیلیک
۱۱۱	-----	۸-۲-۳- دگرسانی پروپیلیتیک
۱۱۳	-----	۳-۳- کانه‌زایی
۱۱۴	-----	۱-۳-۳- کانه‌زایی در منطقه معدن جو
۱۲۳	-----	فصل چهارم کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنزی در اسکارن معدن جو
۱۲۴	-----	۱-۴- مقدمه
۱۲۶	-----	۲-۴- کانی‌شناسی اسکارن معدن جو
۱۲۸	-----	۱-۲-۴- زون اولیوین
۱۳۱	-----	۲-۲-۴- زون گارنت
۱۳۹	-----	۳-۲-۴- زون پیروکسن
۱۴۰	-----	۱-۳-۲-۴- زون پیروکسن- گارنت
۱۴۶	-----	۴-۲-۴- زون فلوگوپیت
۱۵۱	-----	۵-۲-۴- زون ترمولیت- اکتینولیت- فلوگوپیت
۱۵۳	-----	۶-۲-۴- زون موسکوویت- ترمولیت- آمفیبول
۱۵۴	-----	۷-۲-۴- زون اپیدوت
۱۵۷	-----	۸-۲-۴- زون موسکوویت- کلسیت- اپیدوت
۱۵۸	-----	۹-۲-۴- زون مگنتیت
۱۵۹	-----	۳-۴- ساخت و بافت کانه‌ها
۱۶۰	-----	۱-۳-۴- ساخت و بافت رگه- رگچه‌ای:
۱۶۱	-----	۲-۳-۴- بافت دانه‌پراکنده:
۱۶۳	-----	۳-۳-۴- ساخت و بافت پرکننده‌ی فضای خالی و برش‌ها
۱۶۴	-----	۴-۴- بافت‌های ثانویه
۱۶۴	-----	۱-۴-۴- بافت جانشینی
۱۶۴	-----	۲-۴-۴- بافت باقی‌مانده
۱۶۵	-----	۵-۴- توالی پاراژنتیکی کانی‌های منطقه معدن جو
۱۶۵	-----	۱-۵-۴- مقدمه

۱۶۹	۴-۵-۲- کانی‌سازی اولیه
۱۷۳	۴-۵-۳- کانی‌سازی ثانویه
۱۷۵	۴-۵-۴- رگه‌های موجود در منطقه
۱۷۹	فصل پنجم ژئوشیمی
۱۸۰	۵-۱- مقدمه
۱۸۱	۵-۲- ژئوشیمی سنگ‌های منطقه
۱۸۲	۵-۳- ژئوشیمی سنگ‌های رسوبی
۱۸۲	۵-۳-۲- واحد مادستون آهکی
۱۸۲	۵-۳-۳- واحد سنگ‌آهک دولومیتی
۱۸۴	۵-۴- ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی سنگهای آذرین منطقه مورد نظر
۱۸۵	۵-۵- طبقه‌بندی TAS ($TA=Total\ Alkali, S=SiO_2$)
۱۸۷	۵-۶- تعیین سری ماگمایی منطقه بر اساس عناصر اصلی
۱۹۱	۵-۷- موقعیت تکتونیکی توده‌ی نفوذی منطقه
۱۹۳	۵-۸- ژئوشیمی کانسنگ‌های منطقه
۱۹۳	۵-۸-۱- تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های کانسنگ
۱۹۵	۵-۸-۲- بررسی تغییرات غلظت عناصر مهم کانسنگ‌های منطقه
۲۰۴	۵-۹- به‌هنجارسازی مقادیر غلظت عناصر در کانسنگ‌های منطقه نسبت به نمونه‌های مرجع
۲۰۵	۵-۹-۱- به‌هنجارسازی نمونه‌ها نسبت به متئوریت‌های کندریتی
۲۰۶	۵-۹-۲- به‌هنجارسازی نمونه‌های کانسنگ نسبت به گوشته اولیه
۲۰۷	۵-۹-۳- به‌هنجارسازی نمونه‌های کانسنگ منطقه نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی
۲۰۸	۵-۱۰- ضریب همبستگی
	۵-۱۰-۱- بررسی میزان همبستگی و ارتباط ژئوشیمیایی بین عناصر در داده‌های ژئوشیمیایی کانسنگ
۲۰۹	منطقه معدن جو
۲۱۱	۵-۱۰-۲- تحلیل خوشه‌ای داده‌های ژئوشیمیایی کانسنگ منطقه
۲۱۴	۵-۱۱- بررسی تغییرات عیار آهن و عناصر فسفر و گوگرد در گمانه‌های اکتشافی منطقه
۲۱۹	فصل ششم شیمی کانیهای زون اسکارن
۲۲۰	۶-۱- مقدمه
۲۲۱	۶-۲- موقعیت نقاط تجزیه میکروپروپی کانی‌ها
۲۲۴	۶-۳- شیمی کانیهای مطالعه‌شده منطقه
۲۲۴	۶-۳-۱- شیمی کانی مگنتیت
۲۳۰	۶-۳-۲- شیمی کانی پیریت- کالکوپیریت

۲۳۲	-----	۳-۳-۶- شیمی کانی اولیوین
۲۳۳	-----	۴-۳-۶- شیمی کانی فلوگوپیت
۲۳۵	-----	۵-۳-۶- شیمی کانی گارنت
۲۴۱	-----	۶-۳-۶- شیمی کانی پیروکسن
۲۴۵	-----	۴-۶- زمین دما- فشارسنجی (Thermobarometry)
۲۴۵	-----	۱-۴-۶- زمین دما- فشارسنجی بر اساس ترکیب پیرکسن
۲۴۷	-----	فصل هفتم: مطالعه میانبارهای سیال
۲۴۸	-----	۱-۷- مقدمه
۲۴۸	-----	۲-۷- کلیاتی در مورد میانبارهای سیال (ترمومتری)
۲۵۲	-----	۳-۷- انتخاب و آماده‌سازی نمونه برای مطالعه میانبارهای سیال
۲۵۵	-----	۴-۷- پتروگرافی میانبارهای سیال
۲۵۵	-----	۱-۴-۷- اندازه میانبارهای سیال
۲۵۶	-----	۲-۴-۷- انواع میانبارهای سیال
۲۵۹	-----	۵-۷- مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال
۲۶۳	-----	۱-۵-۷- دمای به دام افتادن میانبارهای سیال
۲۶۴	-----	۲-۵-۷- شوری سیالات
۲۶۵	-----	۳-۵-۷- محاسبه چگالی، فشار و عمق به‌دام افتادن میانبارهای سیال
۲۶۸	-----	۶-۷- منشاء و تکامل سیال کانسار ساز
۲۷۱	-----	۷-۷- تعیین تیپ کانه‌زایی بر اساس داده‌های میانبارهای سیال
۲۷۳	-----	فصل هشتم نتیجه‌گیری، تیپ و الگوی تشکیل کانسار و پیشنهادها
۲۷۴	-----	۱-۸- مقدمه
۲۷۴	-----	۲-۸- ویژگی‌های مهم کانه‌زایی اسکارن آهن معدن جو
		۳-۸- مقایسه کانسار آهن معدن جو با دیگر آنومالی‌های معدن سنگان و کانسارهای اسکارن آهن ایران و جهان
۲۷۷	-----	
۲۷۹	-----	۴-۸- الگوی تشکیل کانسار آهن معدن جو
۲۸۳	-----	۵-۸- مراحل تشکیل اسکارن آهن معدن جو
۲۸۶	-----	۶-۸- نتیجه‌گیری
۲۸۸	-----	۷-۸- پیشنهادها
۲۹۰	-----	منابع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱. کانسارهای سنگ آهن مجتمع معدنی سنگان که آهن معدنچو در ناحیه شرقی مشخص شده است. ۳
- شکل ۱-۲. نقشه موقعیت راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه. ۴
- شکل ۱-۳. الف: آب جریان یافته از چشمه ایجاد شده ناشی از گسل در منطقه کرات، ب: آب حاصل از بارش باران در ارتفاعات منطقه دردوی. ۶
- شکل ۱-۴. پوشش گیاهی منطقه معدن جو، الف: درختان بنه، ب: کما کوهی، ج و د: گیاهان محلی. ۶
- شکل ۱-۵. الف: آسادهای قدیمی منطقه نشتیفان، ب: نیروگاه بادی منطقه سنگان. ۷
- شکل ۱-۶. الف: تصویر ماهواره‌های مربوط به ریخت‌شناسی معدنچو، ب: تصویر صحرایی (دید به سمت شمال شرق). ۹
- شکل ۱-۷. نمودار ترکیب شیمیایی سیستم دولومیت سیلیسی که از رأس‌های CO_2 و H_2O بر روی سطح CaO-MgO-SiO_2 تصویر شده است. ممرهای دولومیتی توسط میدانهای ترکیبی 1a، 1b و 1c و ممرهای کالک‌سیلیکاته توسط میدانهای 2a و 2b نشان داده می‌شوند (Bokher, Gripse, 2011). ۲۰
- شکل ۱-۸. موقعیت تکتونیکی ذخایر اسکارن (آهن) در زون فرورانش جزایر قوسی و زون فرورانش حاشیه قارهها (Meinert, 2013). ۲۱
- شکل ۱-۹. تکامل نفوذ مربوط به ذخایر اسکارن، سه مرحله متوالی تشکیل را نشان می‌دهد. (a) مرحله پیشرونده و (b) مرحله پسرونده اصلاح شده توسط (Corbett and Leach, 1998). ۲۴
- شکل ۱-۱۰. پراکندگی اندیس و معادن آهن در ایران و موقعیت معدن سنگان (Modified Lotfi et al., 1993). ۲۹
- شکل ۱-۲. موقعیت ایران در کمربند کوهزایی آلپ-همالیا و انواع فلززایی در آن (Leaman&Staude, 2002). ۳۲
- شکل ۲-۲. نقشه ساده شده استان خراسان رضوی و موقعیت کمربند آتشفشانی نفوذی خواف-تربت حیدریه-بردسکن، گسل درونه و معدن سنگان. ۳۴
- شکل ۲-۳. نقشه پهنه‌های رسوبی-ساختاری و موقعیت منطقه مورد مطالعه (نبوی ۱۳۵۵). ۳۵
- شکل ۲-۴. زون خرد قاره‌ای ایران مرکزی و زیرپهنه‌های آن (آقانباتی، ۱۳۸۳) و موقعیت معدن سنگان در این زون (علامت ستاره). ۳۹
- شکل ۲-۵. بخشی از نقشه زمینشناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ تایباد (علوی و بهروزی، ۱۳۶۱) که منطقه آهن معدن جو بر روی آن مشخص شده است. ۴۰
- شکل ۲-۶. نقشه زمین‌شناسی و معدنی معدن جو. ۶۲
- شکل ۲-۷. الف: واحد شیلی - ماسه‌سنگی ژوراسیک (دید به سمت شمال) ب- نمونه دستی از واحد شیلی ماسه‌سنگی که دارای تینگرهایی از ماسه‌سنگ می‌باشد. ۶۴
- شکل ۲-۸. تصویر میکروسکوپی از واحد ماسه‌سنگ شیلی در نور XPL-PPL. ۶۴
- شکل ۲-۹. تصویر از واحد ماسه‌سنگ (نگاه به سمت شرق)، ب: تصویر نمونه دستی این واحد با رگه‌های کلسیت و آغشتگی سطحی به اکسیدهای آهن. ۶۵
- شکل ۲-۱۰. تصویر میکروسکوپی از واحد ماسه‌سنگ، شامل کانی‌های کلسیت، کوارتز و گارنت. ۶۵

- شکل ۲-۱۱. رخنمون صحرایی واحد ماسه‌سنگی (نگاه به سمت جنوب شرق) ب: نمونه دستی واحد ماسه سنگی با سیمان ضعیف کربناته. ----- ۶۶
- شکل ۲-۱۲. تصویر میکروسکوپی از واحد ماسه‌سنگ دور شونده زون اسکارن در نور PPL- XPL. ----- ۶۷
- شکل ۲-۱۳. الف: واحد آهک قهوه‌ای رنگ کریستالی دید به سمت شمال غرب ب: نمونه دستی واحد آهک قهوه‌ای رنگ کریستالی با رگه‌های کلسیت. ----- ۶۸
- شکل ۲-۱۴. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ‌آهک میکرواسپارایتی در نور PPL- XPL. ----- ۶۸
- شکل ۲-۱۵. الف: تصویر از واحد سنگ‌آهک میکریتی (نگاه به سمت جنوب شرق)، ب: نمونه دستی، آهک‌های مرمری شده و آغشتگی به اکسیدهای آهن. ----- ۶۹
- شکل ۲-۱۶. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ‌آهک اسپارایتی در نور PPL- XPL. ----- ۶۹
- شکل ۲-۱۷. الف: تصویر از واحد مادستون آهکی (نگاه به سمت شمال شرق)، ب: تصویر نمونه دستی دارای فسیل. ----- ۷۰
- شکل ۲-۱۸. تصویر میکروسکوپی از واحد مادستون آهکی در نور XPL. ----- ۷۰
- شکل ۲-۱۹. الف: تصویر از واحد سنگ‌آهک ماسه‌ای (نگاه به سمت شمال)، ب: تصویر نمونه دستی واحد. ----- ۷۱
- شکل ۲-۲۰. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ‌آهک ماسه‌ای، شامل کوارتز، کلسیت، اپیدوت و کلریت. ----- ۷۱
- شکل ۲-۲۱. الف: تصویر از واحد سنگ‌آهک (نگاه به سمت شمال)، ب: نمونه دستی سنگ‌آهک کریستالیزه- شده و رگه‌های کلسیت و آغشتگی اکسیدهای آهن. ----- ۷۲
- شکل ۲-۲۲. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ‌آهک همراه با کانیهای گارنت، موسکوویت، کلسیت، کوارتز، دولومیت. ----- ۷۲
- شکل ۲-۲۳. الف: واحد آهکی ماسه‌سنگی دید به سمت جنوب، تصویر نزدیک از این واحد. ----- ۷۳
- شکل ۲-۲۴. الف: تصویر از واحد توف سرپسیتی-کربناتی، ب: تصویر نمونه دستی. ----- ۷۴
- شکل ۲-۲۵. الف: رخنمون توف کربناتی-سیلیسی (نگاه به سمت جنوب شرق)، ب: نمونه دستی قسمت‌های خاکستری روشن کلسیت و دچار دگرسانی اپیدوتی و کلریتی شده است. ----- ۷۴
- شکل ۲-۲۶. الف: توف آرژیلی دید به سمت شمال غرب، ب: تصویری نزدیک از واحد توف آرژیلی. ----- ۷۵
- شکل ۲-۲۷. الف: تصویر از رخنمون توده نفوذی (نگاه به سمت شرق)، ب: نمونه دستی توده نفوذی شامل کانی‌های بیوتیت و اپک. ----- ۷۶
- شکل ۲-۲۸. تصویر میکروسکوپی از توده نفوذی بیوتیت مونوزوگرانیت شامل کانی‌های بیوتیت، هورنبلند، زیرکن. ----- ۷۶
- شکل ۲-۲۹. الف: واحد آهک مرمری برشی (دید به سمت جنوب)، ب: نمونه دستی از واحد آهک مرمری که حالت برشی دارد و کلسیت درشت بلور فضاها را پر کرده به همراه آغشتگی سطحی به اکسیدهای آهن. ----- ۷۷
- شکل ۲-۳۰. تصویر میکروسکوپی از واحد آهک مرمریشده. ----- ۷۷
- شکل ۲-۳۱. الف: تصویر از واحد سنگ‌آهک کریستالیزه (نگاه به سمت جنوب شرق)، ب: نمونه دستی آهک مرمری شده همراه با گارنتهای سبز ریز بلور. ----- ۷۸
- شکل ۲-۳۲. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ‌آهک کریستالیزه همراه کانی‌های دیوپسید، گارنت سبز، اپیدوت و پیروکسن. ----- ۷۹

- شکل ۲-۳۳. الف: تصویر از گمانه واحد سنگ آهک کریستالی، ب: نمونه دستی از گمانه واحد سنگ آهک کریستالی و برشی شده. ----- ۸۰
- شکل ۲-۳۴. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ آهک کریستالیزه شامل سریسیت، موسکوویت، کلریت، کلسیت. ----- ۸۰
- شکل ۲-۳۵. تصویر نمونه دستی از گمانه شماره 6 واحد کربناته به همراه کانی پیریت مشاهده شده در سطح. ----- ۸۱
- شکل ۲-۳۶. تصویر میکروسکوپی از گمانه 6، شامل کانیه‌های فلوگوپیت، پیریت، کلسیت، بروسیت. ----- ۸۱
- شکل ۲-۳۷. نمودار پراش اشعه ایکس شامل کانی‌های Hematite، Lz، Lizardite، Mgs، Hem، Clinochrysoile، Pr، Pyroaurite، Clr، Magnesite. ----- ۸۲
- شکل ۲-۳۸. تصویر نمونه دستی از واحد سنگ کربناته. ----- ۸۳
- شکل ۲-۳۹. تصویر میکروسکوپی گمانه 100-32 در نور PPL-XPL. ----- ۸۳
- شکل ۲-۴۰. تصویر میکروسکوپی از گمانه 107-32 در نور PPL-XPL. ----- ۸۳
- شکل ۲-۴۱. الف: تصویر نمونه دستی از واحد سنگ کربناته در گمانه 26-32 آغشتگی به اکسیدهای آهن و دندریته‌های منگنز. ----- ۸۴
- شکل ۲-۴۲. تصویر میکروسکوپی از واحد کربناته گمانه 26-32 شامل کانی‌های گارنت، کوارتز، کلسیت، موسکوویت، سریسیت، باریت و آغشتگی سطحی به آزوریت. ----- ۸۴
- شکل ۲-۴۳. تصویر نمونه دستی از گمانه 126-49، دگرسانی کلریتی و رگه‌های کلسیت و مگنتیت. 49-، 176 سنگ آهک و رگه‌های کلسیت. ----- ۸۵
- شکل ۲-۴۴. تصویر میکروسکوپی از گمانه 126-49 در نور XPL. ----- ۸۵
- شکل ۲-۴۵. تصویر میکروسکوپی از گمانه 176-49. ----- ۸۵
- شکل ۲-۴۶. تصویر نمونه دستی از توف کربناتی شده دارای دانه‌های کوارتز و رگه‌های کلسیت. ----- ۸۶
- شکل ۲-۴۷. تصویر میکروسکوپی از گمانه 151-38 در نور XPL. ----- ۸۶
- ۸۷
- شکل ۲-۴۸. تصویر صحرایی از واحد اسکارن. ----- ۸۷
- شکل ۲-۴۹. تصویر صحرایی از رخنمون‌های آهن در منطقه. ----- ۸۸
- ۹۰
- شکل ۲-۵۰. نقشه زمین‌شناسی و مقطع شماتیکی زیرسطحی معدن جو. ----- ۹۰
- شکل ۲-۵۱. مقطع شماتیک زیرسطحی بر اساس اطلاعات ۴ گمانه انتخاب شده مجتمع معدن سنگان. --- ۹۱
- شکل ۳-۱. نقشه دگرسانی منطقه معدن جو و انواع دگرسانی‌هایی که منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند. --- ۱۰۰
- شکل ۳-۲. تصویر صحرایی از دگرسانی اپیدوتی. ----- ۱۰۱
- شکل ۳-۳. تصویر صحرایی دگرسانی اپیدوتی. ----- ۱۰۱
- شکل ۳-۴. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی اپیدوتی الف: تبدیل گارنت به اپیدوت، ب: تبدیل پیروکسن به اپیدوت. ----- ۱۰۲
- شکل ۳-۵. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی اپیدوتی در مطالعات زیر سطحی. ----- ۱۰۲

- شکل ۳-۶. تصویر صحرایی از دگرسانی کربناتی.-----۱۰۳
- شکل ۳-۷. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی کربناتی.-----۱۰۳
- شکل ۳-۸. الف: تصویر صحرایی و ب: نمونه دستی از دگرسانی کربناتی- اپیدوتی.-----۱۰۴
- شکل ۳-۹. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی کربناتی- اپیدوتی.-----۱۰۴
- شکل ۳-۱۰. الف: تصویر صحرایی ب: تصویر نمونه دستی از دگرسانی سیلیسی- کربناتی.-----۱۰۵
- شکل ۳-۱۱. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی سیلیسی- کربناتی الف: کانی‌های کوارتز و اپیدوت، ب: کلسیت و کوارتز.-----۱۰۵
- شکل ۳-۱۲. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی سیلیسی- کربناتی در گمانه 49-130، الف: کوارتز، ب: کلسیت.-----۱۰۵
- شکل ۳-۱۳. تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی سرسیتی.-----۱۰۶
- شکل ۳-۱۴. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی سرسیتی در گمانه 55.-----۱۰۷
- شکل ۳-۱۵. تصویر میکروسکوپی از نمونه دستی زون دگرسانی کلریتی.-----۱۰۸
- شکل ۳-۱۶. تصویر نمونه دستی از گمانه دگرسانی کلریتی.-----۱۰۸
- شکل ۳-۱۷. تصویر میکروسکوپی از گمانه دگرسانی کلریتی.-----۱۰۸
- شکل ۳-۱۸. تصویر الف و ب: تصویر صحرایی از زون کربناتی و آرژیلی.-----۱۰۹
- شکل ۳-۱۹. تصویر نمونه دستی دگرسانی آرژیلی- سرسیتی.-----۱۱۰
- شکل ۳-۲۰. تصویر میکروسکوپی الف: دگرسانی آرژیلی، ب: سرسیتی.-----۱۱۰
- شکل ۳-۲۱. تصویر از دگرسانی پروپیلیتیک.-----۱۱۱
- شکل ۳-۲۲. تصویر نمونه دستی زون دگرسانی پروپیلیتیک.-----۱۱۲
- شکل ۳-۲۳. تصویر میکروسکوپی زون دگرسانی پروپیلیتیک شامل کانیهای کلریت و زونیزیت.-----۱۱۲
- شکل ۳-۲۴. نمودار پراش اشعه ایکس به همراه کانیهای مشخص شده، Ca:کلسیت، Clc:کلینوکلر، Di: دیوپسید.-----۱۱۳
- شکل ۳-۲۵. تصویر صحرایی از مگنتیت به صورت توده‌ای در سنگ میزبان کربناته و زون اسکارنی.-----۱۱۵
- شکل ۳-۲۶. الف: تصویر صحرایی و ب: تصویر نمونه دستی از مگنتیت به صورت توده‌ای.-----۱۱۵
- شکل ۳-۲۷. تصویر از الف: گمانه و ب: نمونه دستی کانه‌زایی به صورت توده‌ای در مطالعات زیرسطحی.-----۱۱۶
- شکل ۳-۲۸. الف: لایه‌های کربناته بدون کانه‌زایی ب و ج: کانه‌زایی مگنتیت به صورت صفحه‌ای شکل.-----۱۱۷
- شکل ۳-۲۹. تصویر صحرایی از کانه‌زایی به صورت عدسی شکل در میان ساختارهای صفحه‌ای.-----۱۱۷
- شکل ۳-۳۰. الف: کانی مگنتیت به صورت رگه در امتداد شکستگی رشد کرده است، ب: کانی مگنتیت به شکل بلور رشد کرده است و گارنت به صورت رگه‌ای.-----۱۱۸
- شکل ۳-۳۱. تصویر از واحد سنگ‌آهک و ماسه‌سنگ که در شکستگی‌ها آثاری از کانی اسپیکیولاریت به صورت رگه‌ای مشاهده میشود.-----۱۱۸
- شکل ۳-۳۲. تصاویری از کانه‌زایی مگنتیت به صورت دانه پراکنده در متن سنگ‌آهک دولومیتی شده.-----۱۱۹
- شکل ۳-۳۳. تصویر صحرایی از ساختار برشی همراه با کانه‌زایی مگنتیت در نمونه سطحی زون برشی شده.-----۱۲۰

- شکل ۳-۳۴. برش‌های حاوی کانه در گمانه‌های مطالعه شده در زون برشی شده کلسیت‌ها در اثر هجوم سیال دچار انحلال و گردشگی شده‌اند. ----- ۱۲۰
- شکل ۳-۳۵. موقعیت گمانه‌های مطالعه شده و کانه‌زایی مگنتیت به صورت توده‌ای. ----- ۱۲۱
- شکل ۳-۳۶. تصویر سه‌بعدی از لیتولوژی و کانه‌زایی مگنتیت در مطالعات گمانه‌های منطقه معدن جو. -- ۱۲۱
- شکل ۴-۱. الف: زون‌های اسکارن منطقه معدن جو نسبت به توده نفوذی زیر سطحی ب: تصویر شماتیک از فاصله زون‌های اسکارنی نسبت به توده نفوذی. ----- ۱۲۷
- شکل ۴-۲. الف و ب نمونه دستی از گمانه 32-107. ----- ۱۲۸
- شکل ۴-۳. تصویر میکروسکوپی الف: کانی ولاستونیت، اولیوین ب: پیروکسن پ: بلور اولیوین ت: بلورهای فاسایت گمانه SMB-T-32-107 در نور XPL. ----- ۱۲۹
- شکل ۴-۴. الف: تصویر گمانه B-55-42, ب: تصویر نمونه دستی. ----- ۱۳۰
- شکل ۴-۵. تصویر میکروسکوپی از زون پیروکسن گارنت اولیوین در نور XPL، شامل کانیهای اولیوین، فلوگوپیت، پیروکسن و گارنت. ----- ۱۳۰
- شکل ۴-۶. تصویر میکروسکوپی از بلور نیمه‌شکلدار اولیوین (سمت راست) و بلور شکلدار اولیوین (سمت چپ) در نور XPL. ----- ۱۳۱
- شکل ۴-۷. الف: زون گارنت، ب: نمونه دستی از زون گارنت. ----- ۱۳۲
- شکل ۴-۸. تصویر میکروسکوپی از زون گارنت در نور XPL-PPL. ----- ۱۳۲
- شکل ۴-۹. تصویر میکروسکوپی از گارنت‌های همسانگرد، در نور XPL. ----- ۱۳۳
- شکل ۴-۱۰. الف: تصویر از زون گارنت پیروکسن (نگاه به سمت شرق منطقه معدن جو)، ب: تصویر نزدیک از زون، ج: تصویر نمونه دستی، د: رگه گارنت. ----- ۱۳۴
- شکل ۴-۱۱. تصویر میکروسکوپی از زون گارنت پیروکسن در نور XPL-PPL. ----- ۱۳۴
- شکل ۴-۱۲. نمودار پراش اشعه ایکس شامل کانی‌های Adr: آندرادیت، Ab: آلبیت، Ms: موسکوویت، Or: اورتوکلاز. ----- ۱۳۵
- شکل ۴-۱۳. زون گارنت- پیروکسن -مگنتیت. ----- ۱۳۵
- شکل ۴-۱۴. تصویر میکروسکوپی از پاراژنز گارنت- پیروکسن و مگنتیت در زون گارنت-پیروکسن. ----- ۱۳۶
- شکل ۴-۱۵. الف: تصویر گمانه B-55-67, ب: تصویر نمونه دستی. ----- ۱۳۶
- شکل ۴-۱۶. تصویر میکروسکوپی از زون گارنت- کلسیت- مگنتیت در نور XPL-PPL. ----- ۱۳۷
- شکل ۴-۱۷. تصویر میکروسکوپی از کانه‌های مگنتیت پیریت و کالکوپیریت. ----- ۱۳۷
- شکل ۴-۱۸. تصویر نمونه دستی از زون گارنت پیریت. ----- ۱۳۸
- شکل ۴-۱۹. تصویر میکروسکوپی از زون گارنت پیریت الف و ب: رگه گارنت داخل پیریت ج: بلورهای درشت و ریز گارنت د: بلورهای درشت گارنت و پیریت. ----- ۱۳۸
- شکل ۴-۲۰. تصویر صحرایی از زون پیروکسن، ب: تصویر نمونه دستی شامل کانی‌های پیروکسن، گارنت و منگنز. ----- ۱۳۹
- شکل ۴-۲۱. تصویر میکروسکوپی از زون پیروکسن در نور XPL شامل کانی‌های کلسیت، اپیدوت، ولاستونیت، پیروکسن. ----- ۱۴۰

- شکل ۴-۲۲. الف: زون پیروکسن گارنت، ب: نمونه دستی از زون پیروکسن گارنت کانی‌های گارنت، کلسیت و پیروکسن مشاهده می‌شوند. ----- ۱۴۱
- شکل ۴-۲۳. تصویر میکروسکوپی از زون پیروکسن گارنت در نور XPL. شامل کانیهای فلوگوپیت، کلریت، پیروکسن، اپیدوت، موسکوویت، سریسیت، کلسیت و گارنت. ----- ۱۴۲
- شکل ۴-۲۴. نمودار پراش اشعه ایکس شامل کانی‌های Act: اکتینولیت، Adr: آندرادیت، Ca: کلسیت، Di: دیوپسید. ----- ۱۴۲
- شکل ۴-۲۵. الف: تصویر از زون پیروکسن ولاستونیت، ب: تصویر نمونه دستی از زون. ----- ۱۴۳
- شکل ۴-۲۶. تصویر میکروسکوپی از زون پیروکسن ولاستونیت در نور XPL. ----- ۱۴۴
- شکل ۴-۲۷. تصویر نمونه دستی از زون پیروکسن ولاستونیت مگنتیت. ----- ۱۴۵
- شکل ۴-۲۸. تصویر میکروسکوپی از زون پیروکسن ولاستونیت مگنتیت در نور XPL. ----- ۱۴۵
- شکل ۴-۲۹. تصویر میکروسکوپی از زون فلوگوپیت سطحی در نور XPL. ----- ۱۴۷
- شکل ۴-۳۰. الف: تصویر از گمانه B-55-37، ب: تصویر از نمونه دستی و نمونه دستی از گمانه 32-85. ----- ۱۴۷
- شکل ۴-۳۱. تصویر میکروسکوپی الف: مگنتیت، پیریت ب: فلوگوپیت، کلسیت از گمانه 55-37 ج: مگنتیت و کالکوپیریت د: فلوگوپیت، مگنتیت از گمانه 32-85. ----- ۱۴۸
- شکل ۴-۳۲. نمودار پراش اشعه ایکس از نمونه زون فلوگوپیت مگنتیت، شامل کانیهای Mt: مگنتیت، Phl: فلوگوپیت، Clc: کلینوکلر. ----- ۱۴۸
- شکل ۴-۳۳. تصویر نمونه دستی زون فلوگوپیت پیروکسن گارنت. ----- ۱۴۹
- شکل ۴-۳۴. تصویر میکروسکوپی از زون فلوگوپیت گارنت پیروکسن به همراه کانه‌زایی مگنتیت پیریت و کالکوپیریت. ----- ۱۴۹
- شکل ۴-۳۵. تصویر از زون فلوگوپیت اپیدوت، ب: نمونه دستی زون. ----- ۱۵۰
- شکل ۴-۳۶. تصویر میکروسکوپی از زون فلوگوپیت اپیدوت. ----- ۱۵۰
- شکل ۴-۳۷. تصویر نمونه دستی زون ترمولیت اکتینولیت فلوگوپیت. ----- ۱۵۱
- شکل ۴-۳۸. تصویر میکروسکوپی از زون ترمولیت- اکتینولیت، شامل کانیهای ترمولیت، اکتینولیت، فلوگوپیت. ----- ۱۵۲
- شکل ۴-۳۹. تصویر میکروسکوپی از زون ترمولیت اکتینولیت فلوگوپیت در نور ----- ۱۵۲
- شکل ۴-۴۰. تصویر صحرایی از زون موسکوویت ترمولیت آمفیبول، ب: تصویر نمونه دستی از زون. ----- ۱۵۳
- شکل ۴-۴۱. تصویر میکروسکوپی از زون موسکوویت ترمولیت آمفیبول در نور XPL، الف: بلورهای موسکوویت، آمفیبول و ترمولیت ج و د: پیریت، موسکوویت، سریسیت و گوتیت. ----- ۱۵۴
- شکل ۴-۴۲. تصویر از زون اپیدوت، ب: تصویر نمونه دستی. ----- ۱۵۵
- شکل ۴-۴۳. الف: تصویر میکروسکوپی از زون اپیدوت تبدیل پیروکسن به اپیدوت ب: تبدیل گارنت به اپیدوت در نور XPL. ----- ۱۵۵
- شکل ۴-۴۴. تصویر نمونه دستی از زون زوئیزیت کلریت. ----- ۱۵۶
- شکل ۴-۴۵. تصویر میکروسکوپی از زون زوئیزیت کلریت در نور XPL. ----- ۱۵۶
- شکل ۴-۴۶. تصویر نمونه دستی از زون موسکوویت. ----- ۱۵۷
- شکل ۴-۴۷. تصویر میکروسکوپی زون مسکوویت کلسیت اپیدوت. ----- ۱۵۷

- شکل ۴-۴۸. نمونه دستی زون زیرسطحی مگنتیت که به صورت توده‌ای مشاهده میشود همراه با کلسیت و کوارتز. ۱۵۸
- شکل ۴-۴۹. تصویر میکروسکوپی از زون زیرسطحی مگنتیت. ۱۵۹
- شکل ۴-۵۰. ساخت و بافت‌های رگه- رگچه‌ای الف: رگه پیریت ب: رگه کالکوپیریت ج و د: مگنتیت به شکل رگه‌های. ۱۶۱
- شکل ۴-۵۱. پیریت به شکل دانه‌پراکنده در متن سنگ کربناته. ۱۶۲
- شکل ۴-۵۲. کالکوپیریت به شکل دانه‌پراکنده داخل مگنتیت ها و ب: مگنتیت ها به صورت پراکنده در داخل ترمولیت- اکتینولیت. ۱۶۲
- شکل ۴-۵۳. مگنتیت به شکل دانه‌پراکنده در متن سنگ کربناته. ۱۶۲
- شکل ۴-۵۴. ساخت برشی و پرکننده فضاهای خالی، الف و ب: پیریت و کالکوپیریت در بین فضاهای خالی مگنتیت. ۱۶۳
- شکل ۴-۵۵. الف و ب: رشد بلورهای پیریت و کالکوپیریت و مگنتیت در بین فضاهای خالی. ۱۶۴
- شکل ۴-۵۶. بافت جانیشینی تبدیل مگنتیت به هماتیت. ۱۶۴
- شکل ۴-۵۷. بافت باقیمانده پیریت. ۱۶۵
- شکل ۴-۵۸. کانی‌سازی مگنتیت. ۱۷۰
- شکل ۴-۵۹. کانی‌سازی اولیژیست. ۱۷۱
- شکل ۴-۶۰. کانی‌سازی پیریت- کالکوپیریت. ۱۷۲
- شکل ۴-۶۱. کانی پیرویت که داخل کانی پیریت قرار گرفته است. ۱۷۳
- شکل ۴-۶۲. کانی‌سازی ثانویه، الف: تبدیل مگنتیت به هماتیت ب: هماتیت ج: گوتیت و هماتیت د: مگنتیت و گوتیت. ۱۷۴
- شکل ۴-۶۳. کانی‌سازی ثانویه، آزوریت، مالاکیت، لیمونیت. ۱۷۵
- شکل ۵-۱. نمودار نرمال‌سازی سنگهای رسوبی ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (Rudnick and GaO, 2003). ۱۸۳
- شکل ۵-۲. نمودار مثلثی که سهم نسبی عناصر $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ در سنگ‌های رسوبی نشان می‌دهد (He et al., 2016)، که سازندهای زمین‌شناسی منطقه کانسار آهن معدن جو از مقدار بالای کربنات برخوردار میباشند. ۱۸۴
- شکل ۵-۳. نمودار موقعیت سنگهای پلوتونیک منطقه معدن جو با استفاده از نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Cox et al, 1979). ۱۸۶
- شکل ۵-۴. طبقه‌بندی سنگهای آذرین منطقه با استفاده از نمودار (Middlemost, 1994). شکل سمت راست، سنگهای نفوذی. شکل سمت چپ، سنگهای آتشفشانی. ۱۸۷
- شکل ۵-۵. نمودار AFM اروین باراگار و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در بخش سری‌های کالک‌آلکالن (Irvine & Baragar, 1971). ۱۸۹
- شکل ۵-۶. نمودار تعیین سری ماگمایی سنگ‌های پلوتونیک منطقه‌ی مورد مطالعه، اکسیدها بر حسب درصد وزنی (Peccerillo & Taylor, 1976). ۱۸۹
- شکل ۵-۷. نمودار بررسی درجه اشباع از آلومینیم برای نمونه‌های توده نفوذی (Shand, 1994). ۱۹۰

- شکل ۵-۸. محیط تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار مینار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989). ۱۹۲-----
- شکل ۵-۹. نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (Chappell and White, 1974) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. ۱۹۲-----
- شکل ۵-۱۰. نمودار میانگین عناصر اصلی برای نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۱۹۶-----
- شکل ۵-۱۱. نمودار میانگین عناصر کمیاب در نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۱۹۶-----
- شکل ۵-۱۲. نمودار تغییرات (%) Fe برای نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۱۹۷-----
- شکل ۵-۱۳. نمودار تغییرات Cu (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۱۹۸-----
- شکل ۵-۱۴. نمودار تغییرات Zn (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۱۹۹-----
- شکل ۵-۱۵. نمودار تغییرات Mn (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۲۰۰-----
- شکل ۵-۱۶. نمودار تغییرات V (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۲۰۱-----
- شکل ۵-۱۷. نمودار تغییرات W (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۲۰۱-----
- شکل ۵-۱۸. نمودار تغییرات Co (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۲۰۲-----
- شکل ۵-۱۹. نمودار تغییرات (%) Mg برای نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۲۰۳-----
- شکل ۵-۲۰. نمودار تغییرات (%) S برای نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۲۰۳-----
- شکل ۵-۲۱. نمودار تغییرات (%) P برای نمونه‌های کانسنگ منطقه. ۲۰۴-----
- شکل ۵-۲۲. الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت (Thompson, 1982) نرمالیزه شده‌اند. ۲۰۶-----
- شکل ۵-۲۳. نمودار الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1989) نرمالیزه شده‌اند. ۲۰۷-----
- شکل ۵-۲۴. الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor and McLennan, 1995) نرمالیزه شده‌اند. ۲۰۸-----
- شکل ۵-۲۵. نمودار تحلیل خوشه‌ای داده‌های ژئوشیمیایی کانسنگ منطقه. ۲۱۳-----
- شکل ۵-۲۶. موقعیت گمانه‌های حفاری شده در معدن جو. ۲۱۵-----
- شکل ۵-۲۷. تغییرات عیار آهن در گمانه‌های مطالعه‌شده بر حسب درصد. ۲۱۶-----
- شکل ۵-۲۸. تغییرات مقدار گوگرد و فسفر در گمانه‌های مطالعه‌شده بر حسب درصد. ۲۱۷-----
- شکل ۶-۱. تصاویر BES مربوط به الف: نمونه SMB-55-42 ب: نمونه SM-TP-06. ۲۲۲-----
- شکل ۶-۲. مربوط به نمونه SMB-TP-49-131. ۲۲۳-----
- شکل ۶-۳. قرارگیری نمونه‌های منطقه معدن جو در نمودارهای تعیین نوع مگنتیت (گرمابی و ماگمایی) و نوع کانسار بر اساس نسبت $\text{Ca}+\text{Al}+\text{Mn}$ به $\text{Ti}+\text{V}$ و $\text{Ni}/(\text{Cr}+\text{Mn})$ به $\text{Ti}+\text{V}$ (Dupuis C and Beaudoin G., 2011). ۲۲۹-----
- شکل ۶-۴. قرارگیری نمونه‌های آنومالی‌های Cn, A, B, Cs, Cn مجتمع معدنی سنگ آهن سنگان در نمودارهای تعیین نوع مگنتیت (گرمابی و ماگمایی) و نوع کانسار بر اساس نسبت $\text{Ca}+\text{Al}+\text{Mn}$ به $\text{Ti}+\text{V}$ و $\text{Ni}/(\text{Cr}+\text{Mn})$ به $\text{Ti}+\text{V}$ (Dupuis C and Beaudoin G., 2011). ۲۲۹-----
- شکل ۶-۵. مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی کانی پیریت از اسکارن معدن جو با ترکیب پیریت مرجع. ۲۳۰-----

- شکل ۷-۷. هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن میانبارهای سیال منطقه‌ی مورد مطالعه برای هر یک از انواع میانبارهای سیال. ----- ۲۶۴
- شکل ۷-۸. هیستوگرام فراوانی میزان شوری بر حسب درصد وزنی معادل نمک NaCl برای هر یک از انواع میانبارهای سیال در کانیه‌های منطقه‌ی معدن‌جو. ----- ۲۶۵
- شکل ۷-۹. نمودار دما - شوری جهت تعیین چگالی محلولهای NaCl-H₂O اشباع از بخار (Wilkinson, 2001). ----- ۲۶۶
- شکل ۷-۱۰. نمودار تعیین فشار بخار محلول بر حسب دمای همگن شدن و شوری Driesner and Heinrich, (2007). ----- ۲۶۷
- شکل ۷-۱۱. نمودار دما- فشار- عمق جهت تعیین عمق تشکیل کانسار (Haas, 1971, 1976; Sourirajan and Kennedy, 1962)، که در آن عمق تقریبی بدام افتادن میانبارهای سیال در نمونه‌های مطالعه شده مشخص گردیده است. ----- ۲۶۸
- شکل ۷-۱۲. نمودار تعیین خاستگاه شاره‌های گرمابی بر اساس داده‌های شوری و دمای همگن‌شدگی میانبارهای شاری. ----- ۲۷۰
- شکل ۷-۱۳. موقعیت قرارگیری نمونه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه در نمودار شوری در مقابل دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001). ----- ۲۷۰
- شکل ۷-۱۴. نمودار تعیین تیپ کانه‌زایی براساس شوری و دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001): الف) کانسار اسکارن آهن کبیر کوه جنوب غرب خواف- سنگان (جنوب شرق خراسان رضوی، ب) محدوده قرارگیری میانبارهای سیال کانسار اسکارن آهن مزرعه، شمال اهر (غارسی و همکاران ۱۳۹۶)، ج) کانسار اسکارن آهن معدن جو. ----- ۲۷۲
- شکل ۸-۱. الف: مقطع شماتیکی که نشان‌دهنده تشکیل و تکوین پوسته قاره‌های ایران در زمان ژوراسیک پسین - کرتاسه برای منطقه معدن جو (با تغییر از Golonka, 2002). ب: بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس ۱ در اواخر کرتاسه-پالئوسن و کشش پوسته قاره‌های ایران در بخش‌های مرکزی و تشکیل پوسته‌های اقیانوسی داخلی ایران (نئوتتیس ۲) از زمان ائوسن، پ: فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته‌های قاره‌ای شمال شرقی ایران و تشکیل کمان آتشفشانی خواف - درونه. ----- ۲۸۲
- شکل ۸-۲. مراحل تشکیل کانسار آهن معدن جو. ----- ۲۸۶

فهرست جداول

- جدول ۲-۱. موقعیت نمونه‌های سطحی مقاطع نازک برداشت شده از منطقه. ----- ۹۱
- جدول ۲-۲. موقعیت نمونه‌های زیرسطحی مقاطع نازک برداشت شده از منطقه ----- ۹۲
- جدول ۲-۳. موقعیت نمونه‌های زیرسطحی مقاطع نازک صیقلی ----- ۹۳
- جدول ۲-۴. موقعیت نمونه‌های سطحی مقاطع نازک صیقلی. ----- ۹۴
- جدول ۲-۵. موقعیت نمونه‌های مقاطع صیقلی. ----- ۹۵
- جدول ۴-۱. بعضی از کانی‌های متداول اسکارن‌ها (Meinert et al., 2005) ----- ۱۲۵
- جدول ۴-۲. توالی پاراژنتیکی مربوط به کانسار معدن جو. ----- ۱۷۷
- جدول ۵-۱. مقادیر غلظت اکسید عناصر اصلی (درصد وزنی) در سنگهای رسوبی و آذرین محدوده کانسار آهن معدن جو. ----- ۱۸۱
- جدول ۵-۲. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده نفوذی به روش XRF (آهی، ۱۳۹۳). ----- ۱۸۵
- جدول ۵-۳. نتایج حاصل از آنالیز ICP MS برای ۱۰ نمونه کانسنگ منطقه معدن جو. ----- ۱۹۳
- جدول ۵-۴. داده‌های میانگین نمونه‌های کانسنگ منطقه معدن جو. ----- ۱۹۵
- جدول ۵-۵. مقادیر ضرایب همبستگی به روش پیرسن بر پایه لگاریتم داده‌های ژئوشیمیایی کانسنگ منطقه. ----- ۲۱۰
- جدول ۶-۱. ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌های انتخاب‌شده برای مطالعه‌ی شیمی کانیها بر پایه‌ی بررسیهای پتروگرافی. ----- ۲۲۱
- جدول ۶-۲. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی مگنتیت در نمونه SM-TP-06 ----- ۲۲۶
- جدول ۶-۳. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی مگنتیت در نمونه SMB-TP-55-42. ----- ۲۲۷
- جدول ۶-۴. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی مگنتیت در نمونه SMB-TP-49-131. ----- ۲۲۸
- جدول ۶-۵. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی پیریت - کالکوپیریت در نمونه SM-TP-, SMB-TP-49-131 ----- ۲۳۱
- جدول ۶-۶. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی اولیوین در نمونه SMB-TP-55-42. ----- ۲۳۳
- جدول ۶-۷. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی فلوگوپیت در نمونه SMB-TP-49-131. ----- ۲۳۴
- جدول ۶-۸. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی گارنت در نمونه SM-TP-10. ----- ۲۳۷
- جدول ۶-۹. محاسبه درصد کانیهای گروه گارنت بر اساس مقادیر اکسید عناصر اصلی نقطه میکروپروپ شماره یک با استفاده از نرم افزار تعیین ترکیب کانی گارنت (Andrew and Locock, 2008) ----- ۲۳۹
- جدول ۶-۱۰. خلاصه‌ی درصد کانیهای گروه گارنت بر اساس مقادیر اکسید عناصر اصلی ۹ نقطه میکروپروپ با استفاده از نرم افزار تعیین ترکیب کانی گارنت (Andrew and Locock, 2008). ----- ۲۴۰
- جدول ۶-۱۱. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی پیروکسن در نمونه SM-TP-01. ----- ۲۴۲
- جدول ۷-۱. مشخصات و موقعیت جغرافیایی نمونه‌های مطالعه‌شده. ----- ۲۵۳
- جدول ۷-۲. نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی گارنت در منطقه اسکارن آهن معدن- جو. ----- ۲۶۰

جدول ۳-۷. نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی کلسیت در منطقه اسکارن آهن معدن جو. -----	۲۶۱
ادامه جدول ۳-۷. نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی کلسیت در منطقه اسکارن آهن معدن جو. -----	۲۶۲
جدول ۴-۷. نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی پیروکسن و ترمولیت - اکتینولیت در منطقه اسکارن آهن معدن جو. -----	۲۶۲
جدول ۱-۸. مقایسه کانسار آهن معدن جو با دیگر آنومالیهای مجتمع سنگ آهن سنگان -----	۲۷۸
جدول ۲-۸. مقایسه ویژگی‌های کانسار اسکارن آهن معدن جو با انواع کانسارهای اسکارن آهن ایران و جهان. -----	۲۷۸

فصل اول :

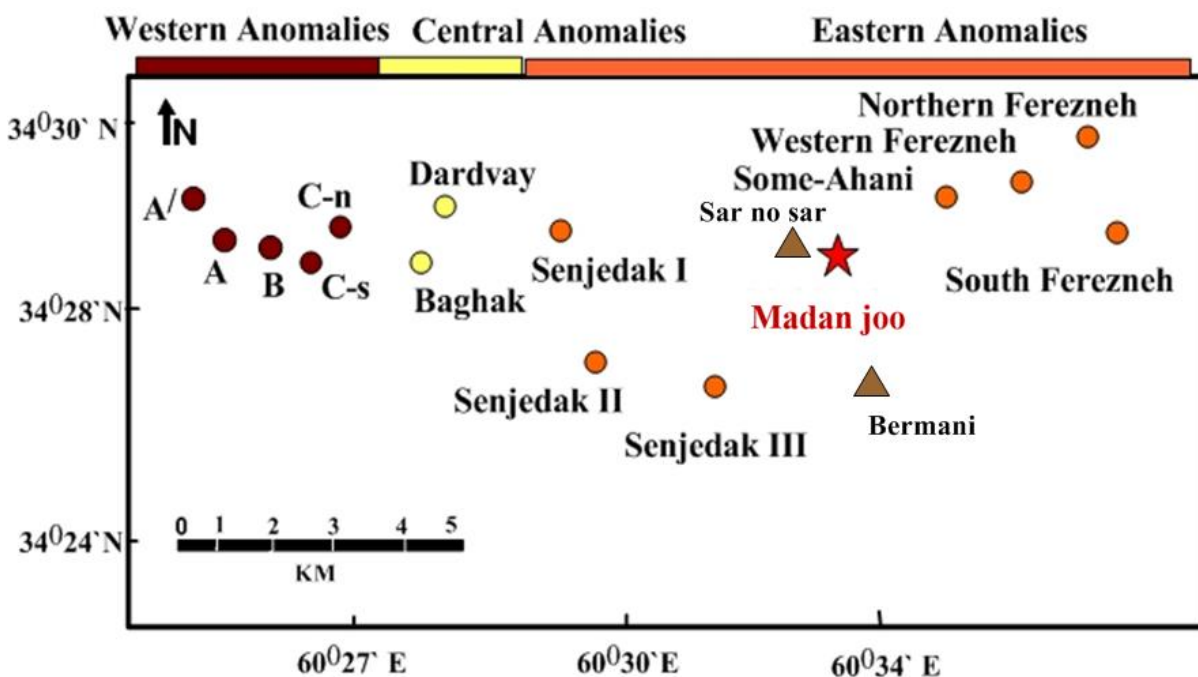
کلیات

۱-۱- مقدمه:

آهن رایج‌ترین و پرکاربردترین فلز در جهان شناخته شده و به لحاظ کمی ۹۵ درصد فلزات تولید شده در جهان را تشکیل می‌دهد. به دلیل تقاضای بالا برای این کالای صنعتی، شناسایی و اکتشاف کانسار-های جدید آن حائز اهمیت است و مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی کانسارها، در بهینه‌سازی پروژه‌های اکتشافی در مراحل مختلف از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است، سنگان از نواحی مستعد کانه‌زایی آهن در ایران می‌باشد اکتشافات اولیه در این منطقه در فاصله سال‌های ۱۳۵۰ تا ۱۳۵۸ توسط شرکت ایران باریت انجام گردید. اکتشافات سیستماتیک معدنی در منطقه سنگان از سال ۱۳۶۲ توسط شرکت ملی فولاد ایران شروع گردید. بر پایه مطالعات زمین‌شناسی و اکتشافی منطقه فلززایی آهن سنگان به آنومالی‌های غربی، مرکزی و شرقی تقسیم گردیده است که در حال حاضر معادن واقع در آنومالی‌های غربی در حال استخراج و بهره‌برداری می‌باشد. آنومالی معدن جو در گروه آنومالی‌های شرقی منطقه قرار می‌گیرد. مطالعات زمین‌شناسی اکتشافی در محدوده آنومالی معدن جو توسط مجتمع معدنی سنگان در سال ۱۳۸۵ انجام گرفته است، این مطالعات شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی- معدنی ۱/۵۰۰۰ بوده است. در مرحله بعد جهت تعیین گسترش عمق کانی‌سازی، میزان عیار و ذخیره تعداد ۴۹ گمانه با مجموع ۸۵۰۰ متر و متوسط عمق ۱۵۰ متر حفاری شده است. اگرچه بر روی آنومالی-های مختلف آهن در ناحیه سنگان پژوهش‌های زیادی انجام شده است، با این وجود آنومالی آهن معدن جو که هم اکنون در طی تکمیل مطالعات اکتشافی است از جهت زمین‌شناسی اقتصادی به طور دقیق مطالعه نشده است، از این رو مطالعات کانی‌شناسی، ژئوشیمی، دگرسانی و میانبارهای سیال برای دستیابی به الگوی ژنتیکی کانسار ضروری می‌باشد.

۱-۲- منطقه سنگ آهن سنگان

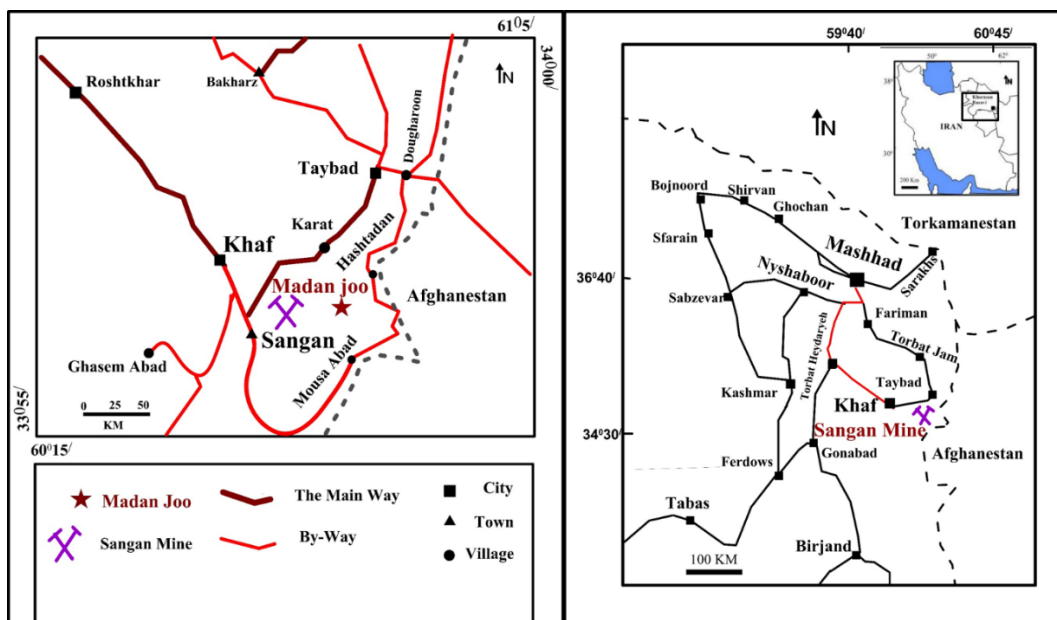
با توجه به شواهد معدن کاری شدادی در این کانسار قدمت آن به گذشته‌های بسیار دور و باستانی می‌رسد. مجموعه کانسارهای سنگ آهن سنگان در محدوده‌ای به شکل مستطیل با روند شرقی-غربی به طول ۲۶ کیلومتر و عرض ۸ کیلومتر قرار گرفته است. سنگ آهن سنگان به لحاظ کمی از بزرگ‌ترین معادن کشور و از نظر کیفی محصول تولید شده قابل رقابت در بازارهای جهانی و قابل استفاده در کارخانه‌های فولادسازی کشور است. میزان ذخیره مجتمع سنگ آهن سنگان ۱/۲ میلیارد تن برآورد شده است. این کانسار شامل سه ناحیه معدنی شرقی، مرکزی و غربی است و هر ناحیه معدنی شامل چند کانسار آهن می‌باشد. ناحیه غربی با مساحت حدود ۵ کیلومتر مربع شامل کانسارهای A، A'، B، C جنوبی و C شمالی، ناحیه مرکزی با ابعاد تقریبی ۱۰ کیلومتر مربع شامل کانسارهای دردوی و باغک است. کانسار باغک بعد از کانسار B مهمترین و بزرگترین ذخیره سنگ آهن سنگان است. ناحیه شرقی شامل کانسارهای سنجدک ۱، سنجدک ۲، سنجدک ۳، معدن جو، سم آهنی و فرزنه می‌باشد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱. کانسارهای سنگ آهن مجتمع معدنی سنگان که آهن معدن جو در ناحیه شرقی مشخص شده است.

۳-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

مجتمع معدنی سنگ آهن سنگان بزرگترین اسکارن مگنتیتی ایران می‌باشد که در ۳۰۰ کیلومتری جنوب شرق مشهد، ۴۵ کیلومتری جنوب شرق شهرستان خواف، ۱۸ کیلومتری سنگان، ۶۸ کیلومتری جنوب غرب شهرستان تایباد، ۴۰ کیلومتری مرز افغانستان و در استان خراسان رضوی قرار گرفته است. کانسارهای سنگ آهن سنگان بین طول‌های جغرافیایی $24^{\circ} 60'$ و $45^{\circ} 60'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $26^{\circ} 34'$ و $33^{\circ} 34'$ شمالی قرار گرفته است. راه‌های دسترسی به مجتمع معدن سنگان از محور مشهد- تربت حیدریه -خواف -سنگان به مسافت ۲۸۹ کیلومتر و مشهد- فریمان- تربت جام- تایباد-سنگان به مسافت ۳۱۱ کیلومتر می‌باشد. راه اصلی دسترسی به کانسار آهن معدن جو (آنومالی ۴)، از طریق محور آسفالتی سنگان- تایباد امکان پذیر است، که از کیلومتر ۴۵ این محور پس از طی ۹ کیلومتر جاده خاکی به محدوده آهن معدن جو می‌رسد. مسیر فرعی نیز از داخل معادن سنگان به سمت آنومالی‌های شرقی می‌باشد.



شکل ۱-۲. نقشه موقعیت راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

۱-۴- شرایط اقلیمی، پوشش گیاهی، گونه‌های جانوری و وضعیت معیشتی مردم

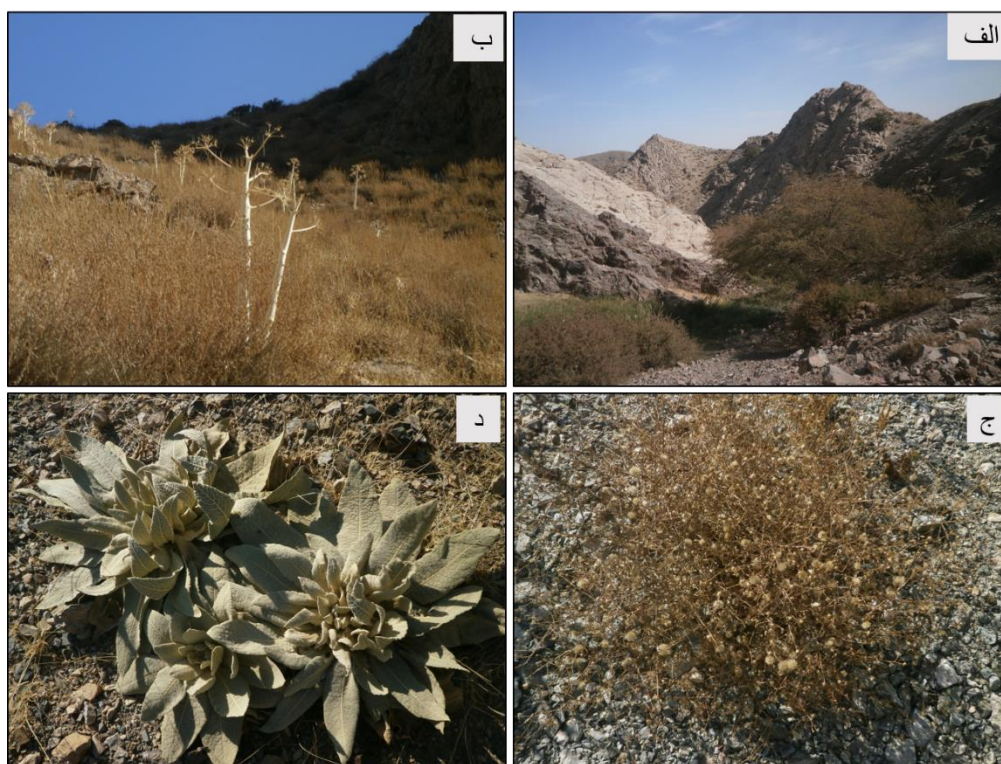
منطقه

با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه در شرق کشور ایران و ناحیه شمال خاوری بلوک لوت قرار می‌گیرد، در ناحیه بیابانی و نیمه‌بیابانی کشور واقع است. بارش در ارتفاعات بیشتر از نواحی دشت‌های اطراف می‌باشد و به صورت برف و باران در فصل‌های زمستان و آغاز بهار است. به طور کلی بارش سالیانه با توجه به موقعیت جغرافیایی منطقه در دشت‌ها از ۲۰۰ میلیمتر فراتر نیست و در ارتفاعات به بیش از ۲۵۰ میلیمتر می‌رسد. از لحاظ دما بیشترین درجه حرارت ۳۸ درجه سانتیگراد و کمترین مقدار آن منفی ۱۵ درجه سانتیگراد ثبت شده است. اکثر رودخانه‌های منطقه فقط چند هفته در سال جاری می‌باشند. وجود گسلی بزرگ با روند شمالی-جنوبی از منطقه کرات به صورت خطی تا منطقه چشمه سنجک باعث ایجاد چشمه‌هایی در این راستا شده‌اند که این چشمه‌ها در تمام فصول سال جریان ثابتی دارند و اخیراً چشمه‌های سمت کرات افزایش جریان را داشته است (شکل ۱-۳). بارش باران در سال‌های پر باران باعث ایجاد سد در منطقه باغک و دردوی گردیده، آب این سدها از ارتفاعات منطقه سرچشمه گرفته است. بلندترین ارتفاعات منطقه مربوط به توده گرانیتی سرنوسر در شمال منطقه و به ارتفاع ۱۷۹۰ متر می‌باشد. وزش بادهای موسمی از اواسط بهار تا اواخر تابستان از ویژگی‌های آب‌وهوایی این منطقه بوده است و تأثیر زیادی بر تبخیر و پوشش گیاهی منطقه داشته است. در پهنای این کویر خشک آثاری از هنر خلقت را در دل کوه‌های سر به افلاک و درختانی که دستانشان را به معنای شکر از خالق بی‌همتا به سوی آسمان دراز کرده‌اند و ناظر این شکوه آفرینش در این بادی شده‌اند دیده می‌شود. مهمترین پوشش گیاهی در مناطق کوهستانی این منطقه درخت‌ها و درختچه‌های بانه و بادامشک و در مناطق کم ارتفاع بوته‌های گون و درمنه می‌باشد. در منطقه معدن‌جو پوشش گیاهی کما کوهی و گیاهان محلی هم وجود دارد.



شکل ۱-۳. الف: آب جریان یافته از چشمه ایجاد شده ناشی از گسل در منطقه کرات، ب: آب حاصل از بارش باران در

ارتفاعات منطقه دردوی.



شکل ۱-۴. پوشش گیاهی منطقه معدن جو، الف: درختان بنه، ب: کما کوهی، ج و د: گیاهان محلی.

گونه‌های شاخص جانوری از جمله: آهو، هوبره، کرکس، آگامای خاکستری، آگامای استپ، کبک و یوزپلنگ آسیایی و... می‌باشد.

در منطقه وزش بادهای تقریباً دائمی که در ۶ ماهه اول سال از اوایل بهار شروع شده و تا آخر تابستان ادامه می‌یابد که سرعت آن به بیش از ۵۰ کیلومتر در ساعت می‌رسد. شرایط توپوگرافی، جغرافیایی و

آب و هوایی به سرعت باد تأثیر گذاشته و اخیراً سبب ایجاد نیروگاه و تولید انرژی برق از انرژی بادی شده است. در روستای نشتیفان که در نزدیکی سنگان قرار دارد بزرگترین اثر تاریخی بازمانده از دوران صفویه می‌باشد که آسباد نام دارد. آسبادها با استفاده از انرژی بادی کار می‌کردند، امروزه احداث نیروگاه‌های بادی نیز بخشی از سرمایه‌های این منطقه می‌باشد.



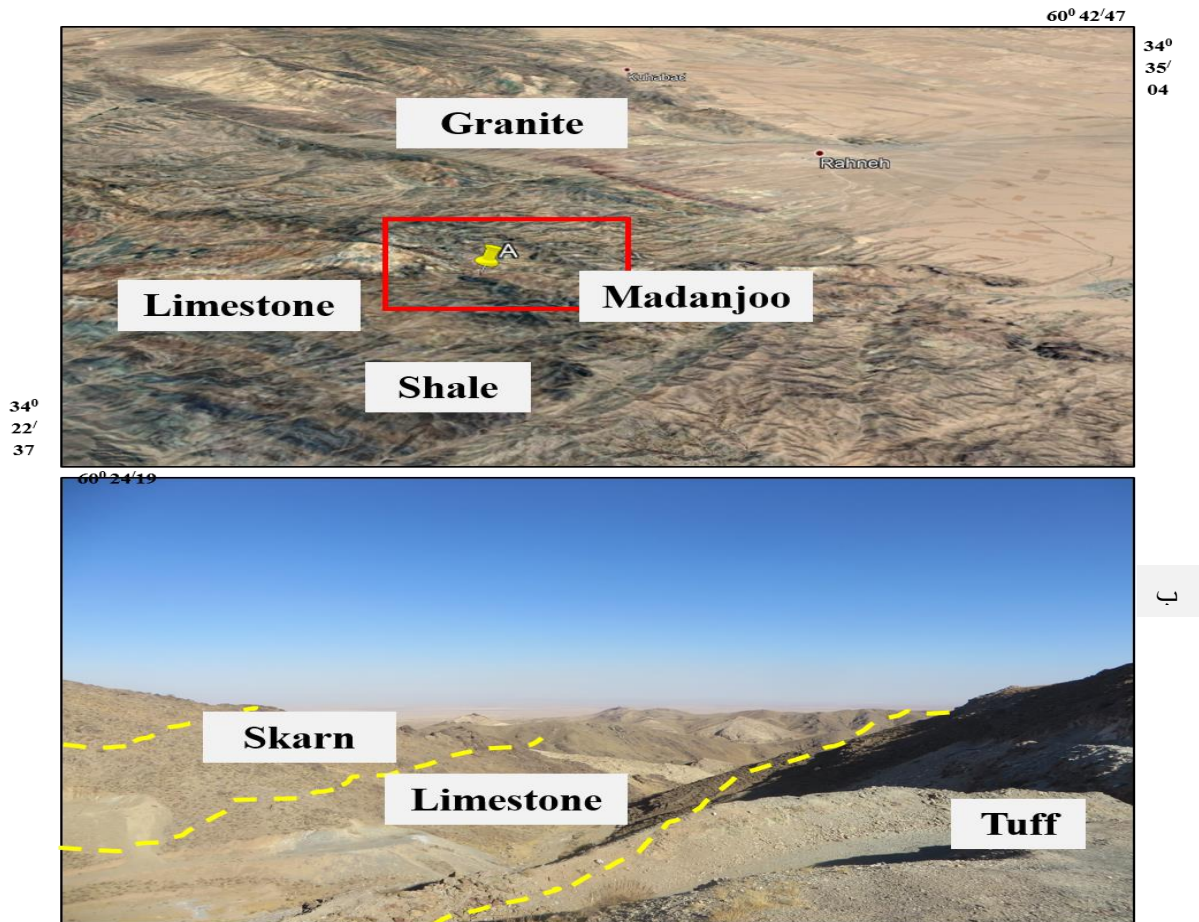
شکل ۱-۵. الف: آسبادهای قدیمی منطقه نشتیفان، ب: نیروگاه بادی منطقه سنگان.

فعالیت اهالی ساکن در این منطقه، کار در مجتمع بزرگ سنگ‌آهن سنگان و معادن کوچکتر (پلاسر سنگ‌آهن)، کار در کارخانه‌های خردایش و فرآوری مواد معدنی، دامداری و کشاورزی می‌باشد. با توجه به کویر بودن و کم‌آب بودن منطقه نسبت به ناحیه‌های اطراف، معدن و فعالیت‌های معدنی نقش قابل توجهی در امرار و معاش مردم منطقه دارد و از این نعمت خدادادی بهره می‌برند.

۱-۵- توپوگرافی و زمین ریخت‌شناسی منطقه

کانسار سنگ‌آهن سنگان خواف در یک ناحیه کوهستانی واقع شده است. توده‌های مگنتیتی A و B به ترتیب با ارتفاع ۱۸۰۰ متر و ۱۷۱۲ متر از سطح دریا بلندترین ارتفاعات داخل معدن را تشکیل می‌دهند. برجستگی عمده منطقه رشته کوه بلندی است که از شمال غرب به جنوب شرق کشیده شده است. عرض این رشته کوه ۱۰-۱۵ کیلومتر و ارتفاع آن از شمال غرب به سمت جنوب شرق کاهش می‌-

یابد. قله‌های متعددی در این منطقه به نام‌های توده گرانیتهی سرنوسر، کوه طالب، نول (نوک) خروس (به اصطلاح محلی) و چونگ وجود دارد. واحدهای شیل و شیست‌دار منطقه معمولاً دارای ارتفاع کمتری می‌باشند و واحدهای آهکی منطقه بیشتر دارای ارتفاع متوسط می‌باشند. منطقه معادن سنگ آهن سنگان از نظر تکتونیکی فعال و از لحاظ ساختاری پیچیده می‌باشد. ریخت‌شناسی این منطقه از فعالیت گسل‌ها (گسل درونه)، توده‌های نفوذی، دگرگونی و سنگ‌شناسی تأثیر می‌پذیرد. گسل خوردگی شدید و تکتونیک فعال از جمله عواملی است که سبب ارتفاع زیاد و ذخیره بالای آنومالی‌های ناحیه غربی نسبت به آنومالی‌های ناحیه شرقی در منطقه سنگان شده است. تغییر لیتولوژی و تنوع واحدهای سنگی سخت و نرم از لحاظ فرسایش و هوازدگی دلیلی بر اختلاف ارتفاع شدید می‌باشد. در این منطقه آبراهه‌ها و خط‌الرأس‌ها انطباق زیادی بر مسیر گسلش‌ها دارند. آبراهه‌های بزرگ و عمده در جنوب منطقه روندی شمالی- جنوبی داشته و در قسمت شمال این منطقه بیشتر روند شرقی- غربی دارند. آبراهه‌های جنوبی به سمت دشت خواف و کویر نمک در مرز ایران و افغانستان سرازیر می‌شود و آبراهه‌های شمالی به سمت شرق سرازیر شده و به دشت تایباد می‌ریزد. ریخت‌شناسی و شرایط آب و هوایی در شکل‌گیری کنسارهای سنگ آهن پلاسری بی‌نظیر ناحیه سنگان نیز موثر بوده است.



شکل ۱-۶. الف: تصویر ماهواره‌ای مربوط به ریخت‌شناسی معدن جو، ب: تصویر صحرایی (دید به سمت شمال شرق).

۱-۶- مطالعات انجام شده قبلی

۱-۶-۱- مطالعات انجام شده در ارتباط با معادن سنگان

مطالعات اکتشافی بر روی کنسارهای سنگ آهن سنگان در چهار بخش اکتشاف مقدماتی، اکتشاف تفصیلی، مکان سنجی و فنی - اقتصادی توسط شرکت‌های داخلی و خارجی به خصوص شرکت استرالیایی بی. اچ. پی^۱ کنسرسیوم اس بی ای^۲ متشکل از سه شرکت سایمونز کانادا، بیتمن آفریقای جنوبی و ایرتیک ایران انجام شده است. مطالعات مقدماتی طرح در سال ۱۳۶۸ خاتمه و سایر مطالعات

^۱ B.H.P

^۲ SBI

ذکر شده از سال ۱۳۶۹ شروع و در سال ۱۳۷۷ پس از ارائه گزارش‌های مربوطه تمام شده تلقی شد. تا کنون مطالعات زیادی در قالب پایان‌نامه و طرح‌های پژوهشی بر روی قسمت‌های مختلف معادن سنگان انجام شده است که به بعضی از مهمترین آنها در زیر اشاره می‌شود:

- قاسمی‌پور (۱۳۵۵)، که درباره نحوه تشکیل کانسار است ایشان منشاء را فرایند متاسوماتیسم می‌دانند و ذکر کرده‌اند که گرانیتهای سرنوسر به عنوان منبع حرارتی عامل اصلی متاسوماتیسم می‌باشد و بیشترین متاسوماتیسم در آهک‌های مزوزوئیک ایجاد شده است.
- علوی، نائینی و همکاران (۱۳۵۸، ۱۳۶۹)، گزارش نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ تابیاد و گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خواف وجود سنگ‌آهن را به مجموعه ولکان و سدیمنت‌های پروتروزوئیک نسبت می‌دهند که تحت تأثیر فرایندهای متاسوماتیسم به وجود آمده است.
- برومندی (۱۳۶۲)، در گزارشی منشاء کانسار را به سنگ‌های ولکانیکی جنوب منطقه کانسار نسبت داده است.
- مرجعی (۱۳۶۸)، منشاء این کانسار را به ولکانیسم زیردریایی نسبت می‌دهد. ایشان مجاورت توده سنگ‌آهن با ریولیت‌ها تناوب لایه‌های مگنتیت و آهک و چین‌خوردگی پس از تشکیل را به عنوان عامل اصلی شکل‌گیری آن بیان می‌کند، همچنین دگرسانی موجود در منطقه و انواع اسکارن هورنفلس را به توده گرانیتهای سرنوسر نسبت داده است.
- ترنت^۱ (۱۳۶۹)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تابیاد (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور) که در این نقشه به وجود سنگ‌آهن با ترکیب گوتیت و مگنتیت اشاره شده است و این مجموعه را به ولکانوسدیمنت‌های پروتروزوئیک پسین مربوط می‌داند که تحت تأثیر متاسوماتیسم به وجود آمده‌اند.

1 Ternet

- کرمانی و فورستر^۱ (۱۳۶۹)، منشاء کانسار سنگ آهن منطقه سنگان را به ماگماتیسیم ائوسن نسبت داده است و این منطقه را با کالدرای ریوگراند نیومکزیکو قیاس نموده است.
- کریم پور (۱۳۶۹)، منشا این نوع کانسار را از نوع اسکارن و در زون فرورانش می داند. بنا به نظر ایشان محلول های غنی از آهن در سنگ های کربناتی نفوذ کرده است و باعث تشکیل اسکارن و ذخیره مگنتیت شده است.
- شرکت استرالیایی بی اچ پی (۱۳۷۰)، مطالعات گسترده ای روی کانی شناسی، مینرالوگرافی، زمین شناسی، مطالعات ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی انجام داده اند.
- بومری (۱۳۷۱)، منشاء کانسارهای سنگ آهن را از نوع اسکارن و کانی سازی را همزمان با تشکیل اسکارن می داند.
- قوامی (۱۳۷۲)، مطالعات ژئوشیمیایی بر روی گرانیتهای منطقه انجام داد و پیشنهاد کرد که سنگ های گرانیته سنگان از لحاظ تکتونیکی مربوط به قوس درون قاره ای (سی ای جی^۲) می باشند و تعداد محدودی از نمونه ها مربوط به بعد از کوهزایی (پی او جی^۳) می باشند.
- کریم پور، (۱۳۷۲) معتقد است سری ماگمایی در منطقه سنگان نوع کالک آلکالن و مرتبط با فرآیند فرورانش می باشد.
- کریم پور (۱۳۷۳)، در مقاله ای در مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ژئوشیمی و کانی شناسی کانسار سنگ آهن سنگان خراسان را بررسی کرده است.
- مظاهری (۱۳۷۵)، کانسار سنگان را از لحاظ پترولوژی و ژئوشیمیایی مورد مطالعه قرار داد و نتایجی در ارتباط با شرایط حرارت و فشار تشکیل اسکارن و ایزوتوپ های پایدار به دست آورد.
- بومری (۱۳۷۸)، در پایان نامه دکترا مطالعات ایزوتوپی و سیالات درگیر را در منطقه انجام داد.

^۱ Kermani and Forster

^۲ CIG

^۳ POG

- کریم پور و همکاران (۱۳۸۱)، کریم پور (۱۳۸۲) و کریم پور و ملک زاده (۱۳۸۵)، معدن سنگ- آهن سنگان خواف را به عنوان اسکارن آهن کلسیمی-منیزیمی معرفی کردند.
- کاهانی (۱۳۸۳)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان مطالعات ژئوشیمیایی و کانی- شناسی توده های C شمالی و باغک کانسار سنگ آهن سنگان خواف، ضمن مطالعات ژئوشیمیایی، به بررسی مختصر مطالعات زمین شناسی منطقه پرداخته است و کانسار سنگ- آهن سنگان را به عنوان یک تیپ جدید از ذخایر هیدروترمالی Fe (oxide) می داند.
- کریم پور و ملک زاده سفارودی (۱۳۸۶)، ژئوشیمی و کانی شناسی زون های اسکارنی و سنگ- شناسی سنگ منشاء سنگان را بررسی نمودند. آنها توده های سینیتی مجاور اسکارن حرارت بالای محدوده تپه قرمز را به عنوان رخنمون هایی از سنگ منشاء کانی سازی معرفی نمودند.
- قربانلو (۱۳۹۱ و ۱۳۹۲)، به مطالعه ساختاری کلی معدن سنگان و تحلیل ساختاری توده C جنوبی به طور ویژه پرداخته است.
- گل محمدی (۱۳۹۱)، به کانی سازی و اکتشاف مگنتیت به روش مغناطیس سنجی زمینی در محدوده بین باغک و C شمالی پرداخته است.
- حیدری (۱۳۹۲)، در رساله کارشناسی ارشد خود به مطالعات زمین شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمی مغناطیس سنجی معدن تپه قرمز در سطح و عمق پرداخته است.
- کرابی (۱۳۹۲)، در رساله کارشناسی ارشد خود به مطالعات بین باغک و C شمالی در سطح و عمق پرداخته است.
- گل محمدی و همکاران (۱۳۹۲) رحیلی و همکاران (۱۳۹۳)، مطالعاتی را به روی کانسارها و توده های نفوذی آهن بخش شرقی به منظور تعیین ژنز توده و سن سنجی توده ها و اکتشاف و مکان یابی گمانه های اکتشافی در معدن سنگان انجام دادند.
- گل محمدی (۱۳۹۳)، در رساله دکتری به مطالعه پتروژنز توده های نفوذی، پترولوژی اسکارن، منشاء محلول های کانه ساز و مغناطیس سنجی معدن سنگ آهن سنگان پرداخته است.

- گل محمدی و همکاران (۱۳۹۳)، در رساله دکتری به مطالعه سن سنجی زیرکن با روش U-Pb و ژئوشیمی توده‌های گرانیتی سرخر و برمانی شرق معدن سنگ آهن سنگان خواف پرداخته است.

- انصاری (۱۳۹۳)، در رساله کارشناسی ارشد خود به مطالعه زمین‌شناسی، کانی‌سازی، مغناطیس سنجی و ژئوشیمی در محدوده سنجدک III آنومالی‌های شرقی معدن سنگان پرداخته است.

- عباس‌زاده (۱۳۹۴)، در رساله ارشد خود به مطالعه زمین‌شناسی و کانی‌سازی سنجدک III آنومالی

شرقی سنگان پرداخته است.

- گل محمدی (۱۳۹۵)، به تفسیر ناهنجاری‌های مغناطیسی معادن غربی سنگ آهن سنگان با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی و گمانه‌ها پرداخته است.

- مظهری (۱۳۹۵)، در رساله دکتری خود به زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و شیمی منطقه‌های اسکارن و ماده‌ی معدنی در منطقه پی‌جویی اسکارن آهن معدن جو، در رخنمون‌های شرق معدن سنگان خواف پرداخته است.

در سال ۱۳۸۳ انجام مطالعات اکتشاف تکمیلی کانسارهای C,A جنوبی، مرکزی، شرقی و تپه قرمز سنگ آهن سنگان به شرکت معدن کاو واگذار گردید. این شرکت از سال ۱۳۸۶ در مطالعات گسترده در مقیاس ۱:۱۰۰۰ اقدام به تهیه نقشه زمین‌شناسی از کانسارهای مختلف سنگان نموده است.

-علاوه به مطالب ذکر شده، نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ توسط سازمان زمین‌شناسی کشور تهیه گردیده است.

ضمنا

مقالات متعددی درباره ژئوشیمی و کانی‌شناسی اسکارن و توده‌های مگنتیتی سنگان و گرانیت

سرنوسر

و سن‌سنجی توده‌ها در همایش‌ها و مجلات مختلف داخلی و خارجی اخیراً ارائه شده است.

۱-۶-۲- مطالعات انجام‌شده مشابه با کانه‌زایی آهن سنگان در ایران

- قربانی و همکاران (۱۳۹۰)، به مطالعه زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسار آهن چالو، جنوب دامغان پرداخته‌اند.
- کریم‌پور و همکاران (۱۳۹۰)، به بررسی زمین‌شناسی، پتروگرافی و سنگ منشاء کانسار آهن تیپ اسکارن شرق معدن ابوذر، شمال شرق سبزوار پرداخته‌اند.
- زمانیان و همکاران (۱۳۹۱)، به مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی کانسار اسکارن آهن چنارعلیا با بررسی میانبارهای سیال، شمال غرب همدان پرداخته‌اند.
- قلی‌پور و براتی (۱۳۹۲)، به مطالعه رفتار عناصر نادر خاکی، سیالات درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و گوگرد در کانسار آهن ظفرآباد، شمال غرب دیواندره، استان کردستان پرداخته‌اند.
- حسن‌نژاد و همکاران (۱۳۹۵)، به مطالعات سیال‌های کانسار ساز و ژنز کانسار آهن نوکه شمال سمنان بر پایه شواهد میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار (O,C,S) پرداخته است.

۱-۷- طرح مسئله و هدف از مطالعه

آهن از عناصر مهم و راهبردی در صنایع امروزی است و کاربرد آهن از تمامی فلزات بیشتر است و ۹۵ درصد فلزات تولید شده در سراسر جهان را تشکیل می‌دهد. بدلیل تقاضای بالا برای این کالای صنعتی، شناسایی و اکتشاف کانسارهای جدید آن نیز حائز اهمیت است و مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی کانسارها، در بهینه سازی پروژه‌های اکتشافی در مراحل مختلف از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است. کمر بند ماگمایی خواف - تربت‌حیدریه - بردسکن نیز دارای پتانسیل بالایی از کانی‌سازی آهن می‌باشد. معدن سنگان، یک ذخیره مهم و ارزشمند اسکارن آهن با ذخیره‌ی بیش از یک میلیارد تن و

عیار متوسط ۵۴ درصد آهن است که یکی از بزرگترین معدن اسکارن آهن غرب آسیا به شمار می‌رود. محدوده معدن جو در ناحیه شرقی مجموعه آهن سنگان واقع است، مجتمع سنگان اخیراً تعدادی گمانه اکتشافی در آهن معدن جو حفر کرده است، بررسی مغزه‌های حفاری کانه‌زایی گسترده‌ای از آهن را در عمق نشان می‌دهد. طی مکاتبات و هماهنگی‌هایی که با مدیریت اکتشاف مجتمع سنگ آهن سنگان صورت پذیرفت، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن معدن جو برای موضوع تحقیق حاضر انتخاب گردید. لازم به تأکید است که این تحقیق بر خلاف پژوهش قبلی، بر روی مغزه‌های حفاری استوار خواهد بود، و در کنار بررسی‌های زمین‌شناسی و کانی‌شناسی، مطالعه ژئوشیمی سنگ میزبان و کانسنگ و میکروترموتری میانبرهای سیال در این تحقیق برجسته می‌شود. بنابراین اهداف این پژوهش از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی عبارتند از:

-ارتباط بین کانی‌زایی و سنگ‌های میزبان

-کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنتیکی کانی‌ها در کانسار

-ویژگی‌های ژئوشیمیایی کانی‌شناسی و سنگ‌های میزبان

-عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی در منطقه

-تیپ کانی‌سازی و الگوی تشکیل کانسار

-کلیدهای اکتشافی جهت بهینه‌سازی فعالیت‌های اکتشافی در محدوده معدن جو.

۱-۸- مراحل مطالعه

انجام این تحقیق طی چند مرحله شامل مطالعات دفتری، بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری، تجزیه شیمیایی و مطالعه نمونه‌ها پردازش و تفسیر داده‌ها و نتایج است. در این بخش به اختصار هر مورد معرفی و شرح کامل آنها در بخش مربوط به آن ارائه می‌شود.

۱-۸-۱- مطالعات دفتری

گام اول در انجام این پروژه جمع‌آوری و مطالعه منابع و اطلاعات موجود است. در این مرحله، نقشه-های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد و ۱:۱۰۰۰۰۰ خواف و نقشه‌های توپوگرافی و تصویرهای هوایی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه و گزارش‌های زمین‌شناسی تهیه شده توسط شرکت معدن‌کاو مورد بررسی قرار گرفت و همچنین از مقالات و پژوهش‌های مرتبط با موضوع در منطقه مورد نظر از مجلات لاتین و سایت‌های اینترنتی و اطلس‌های موجود در کتابخانه دانشگاه صنعتی شاهرود و غیره مورد استفاده قرار گرفت.

۱-۸-۲- مطالعات صحرایی

پس از مطالعات دفتری و آشنایی کلی با منطقه مورد مطالعه بازدیدهای صحرایی انجام گرفت که در این مرحله، نمونه‌برداری از واحدهای مختلف برای مطالعات زیر صورت گرفت.

-نمونه‌برداری از رخنمون‌های مختلف در منطقه مورد مطالعه به منظور تفکیک واحدهای سنگی

-نمونه‌برداری از سنگ میزبان و سنگ در برگیرنده کانی‌سازی برای انجام مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی.

-نمونه‌برداری از مناطق دگرسانی در منطقه معدنی به منظور شناسایی دگرسانی‌های مرتبط با کانی‌سازی.

نمونه‌برداری از مغزه‌های حفاری جهت مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت و بافت کانی‌ها، ژئوشیمیایی، دگرسانی، الکترون میکروپروپ و میانبارهای سیال.

۱-۸-۳- مطالعات آزمایشگاهی

در این مرحله پس از انجام نمونه‌برداری، نمونه‌ها با توجه به هدف مطالعه تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت.

-تعداد ۲۶ مقطع نازک سطحی و زیرسطحی به منظور مطالعات پتروگرافی تهیه شده در دانشگاه شهید باهنر کرمان و مطالعه با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان دانشگاه صنعتی شاهرود در بخش آزمایشگاه زمین‌شناسی.

-تعداد ۳۴ مقطع نازک- صیقلی آماده شده در دانشگاه شهید باهنر کرمان به منظور مطالعات بافت و پراژنز کانه‌ها و مطالعه در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود.

-تعداد ۱۰ مقطع صیقلی به منظور مطالعات کانه‌ها، ساخت، بافت و پراژنز کانه‌ها آماده شده در دانشگاه شهید باهنر کرمان و مطالعه در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود.

-تجزیه تعداد ۵ نمونه از رگه‌ها و رخنمون‌های دگرسان‌شده به روش پراش اشعه ایکس (XRD)، به منظور شناسایی فازهای کانیاپی و مطالعه دگرسانی در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران.

-تجزیه تعداد ۱۵ نمونه‌سنگ جهت عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و کمیاب‌خاکی به روش ICP-OES/MS و ۵ نمونه جهت XRF در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران.

-مطالعه ۵ نمونه جهت انجام مطالعات میکروپروپ EPMA که انجام آنالیزهای ذکر شده در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران صورت گرفت.

-تعداد ۷ نمونه از کانی‌های شفاف زون‌های اسکارن همراه با کانی‌سازی جهت انجام مطالعات میکروترنومتری در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود.

۱-۸-۴- تجزیه و تحلیل داده‌ها

نتایج حاصل از مراحل قبلی با مطالعه کتاب‌های مرجع، مقالات و نیز استفاده از نرم‌افزارهای کامپیوتری، دسته‌بندی، پردازش و تلفیق گردیده و در نگارش پایان‌نامه مورد استفاده قرار گرفته است که شامل مراحل زیر می‌باشد:

- تجزیه و تحلیل و تلفیق داده‌های حاصل از بررسی‌های صحرایی، مطالعات مقاطع میکروسکوپی و داده‌های ژئوشیمیایی.

- ترسیم نقشه‌های زمین‌شناسی با استفاده از نرم‌افزار Arc Gis10, Google Earth, Grapher13.

- تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از تجزیه نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی GCDKIT4.1, Winpyrox 2013, Minpet 2002, نرم‌افزار آماری SPSS و رسم نمودارهای مورد نیاز با استفاده از نرم‌افزار Grapher13 و Rock Works15.

- تلفیق داده‌های فوق‌الذکر با داده‌های حاصل از مطالعه مقالات و کتب مربوط به منظور ارائه مدل کانه‌سازی در منطقه و نیز مقایسه‌ی این کانه‌زایی با نهشته‌های مشابه در جهان.

- نگارش فصول پایان‌نامه.

۱-۹- کانسارهای اسکارن

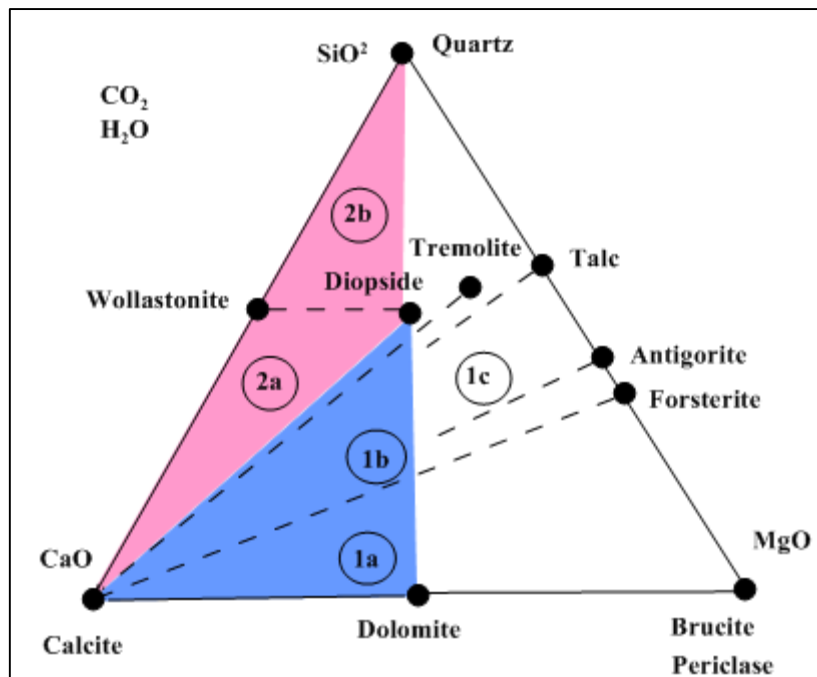
سنگ‌های کربناته، به طور عمده از کانی‌های کربناته تشکیل شده‌اند و شامل، دو نوع سنگ اصلی یعنی سنگ‌آهک‌ها (کربنات کلسیم، CaCO_3)، یا دولوستون‌ها (کربنات کلسیم - منیزیم، $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) می‌باشند. البته یک گذر تدریجی کامل بین این دو قطب نهایی سنگ‌آهک خالص و دولومیتی وجود دارد که شامل، سنگ‌آهک منیزیم‌دار، سنگ‌آهک دولومیتی و دولومیت کلسیتی است (شکل ۴-۱). این رسوبات معمولاً در محیط‌های فلات قاره در امتداد حاشیه‌های غیر فعال تشکیل

می‌شوند. این سنگ‌ها ممکن است از کربنات خالص تشکیل شده باشند و یا حاوی مقادیر متغیری از رسوبات شیمیایی نظیر، چرت، هماتیت و یا مواد تخریبی نظیر رس‌ها باشند و به صورت سنگ‌آهک-های سیلیسی، دولومیت‌های سیلیسی و مارن‌ها حضور داشته باشند. زمانی که حاشیه غیرفعال به بخشی از نوار کوهزایی تبدیل می‌شود، یا هنگامی که به یک حاشیه فعال تحول می‌یابد، کربنات‌ها نیز دگرگون می‌شوند. این حالت‌ها زمانی رخ می‌دهند که یک زون فرورانش، به زیر قاره فرو می‌رود و یا حاشیه غیر فعال، به عنوان بخشی از یک ورقه فرورونده، به مجموعه فرورانش وارد می‌شود. دولومیت‌ها و سنگ‌آهک‌های سیلیسی، سازنده بخش بزرگی از سنگ‌های رسوبی فانروزوئیک می‌باشند. اگر در آنها سازنده کربناته غالب باشد، معادل دگرگونی آنها را متاکربنات‌ها¹ یا مرمرها² می‌گویند. در مقابل، وقتی سازنده کربناته، غالب نباشد (نظیر مارن‌ها)، سنگ دگرگونی مربوطه، دارای کانی‌های سیلیکاته کلسیم- منیزیم- آهن- آلومینیم‌دار نظیر، دیوپسید، گارنت نوع گراسولار، آمفیبول‌های کلسیم‌دار، ولاستونیت، اپیدوت و ... خواهد شد. سنگ دگرگونی دارای این کانی‌ها را سنگ کالک‌سیلیکاته می‌نامند. فرایند اسکارن‌زایی توسط برهم‌کنش متاسوماتیکی کربنات‌ها و سنگ‌ها یا سیال‌های سرشار از سیلیکات محلول، به وجود می‌آید. اسکارن‌ها به سنگ‌های بلورین درشت‌دانه تشکیل یافته از کانی‌های سیلیکاته Ca, Fe, Al, Mn و Mg (کالک‌سیلیکات‌ها) اطلاق می‌شود که در نتیجه جانشینی عمده سنگ‌های کربناته با عناصر Si, Fe و Mg در دگرگونی مجاورتی حرارتی و یا فرایندهای متاسوماتیسم شامل سیالات با منشاء ماگمایی، دگرگونی، آب‌های جوی و آب‌های دریایی حاصل می‌شوند، (Enaudi et al., 2005). اسکارن‌ها در مجاورت توده‌های نفوذی، در کنار گسل‌ها و مناطق اصلی برش، در سیستم‌های زمین گرمایی یافت می‌شوند و آنچه این محیط‌های متنوع را پیوند می‌دهد و به عنوان اسکارن تعریف می‌شود، کانی‌شناسی است که شامل طیف گسترده‌ای از کالک‌سیلیکات و کانی‌های مرتبط که غالب گارنت و پیروکسن می‌باشد. در اکثر ذخایر اسکارن، اسکارن و ماده معدنی از همان

¹Metarbonates

² Marbles

سیستم هیدروترمال حاصل می‌شوند، هرچند ممکن است تفاوت‌های قابل توجهی در توزیع زمان/ مکان این مواد معدنی در مقیاس محلی وجود داشته باشد (Meinert et al., 2005). اکثریت ذخایر بزرگ اسکارن با کمانهای ماگمایی در ارتباط با زون فرورانش زیر پوسته قاره‌ای همراه است. وسعت اسکارنی‌شدن بستگی به حجم محلول‌های ماگمایی- گرمابی و آب‌های جوی، تخلخل مفید، میزان درز و شکستگی و واکنش‌پذیری سنگ میزبان دارد.

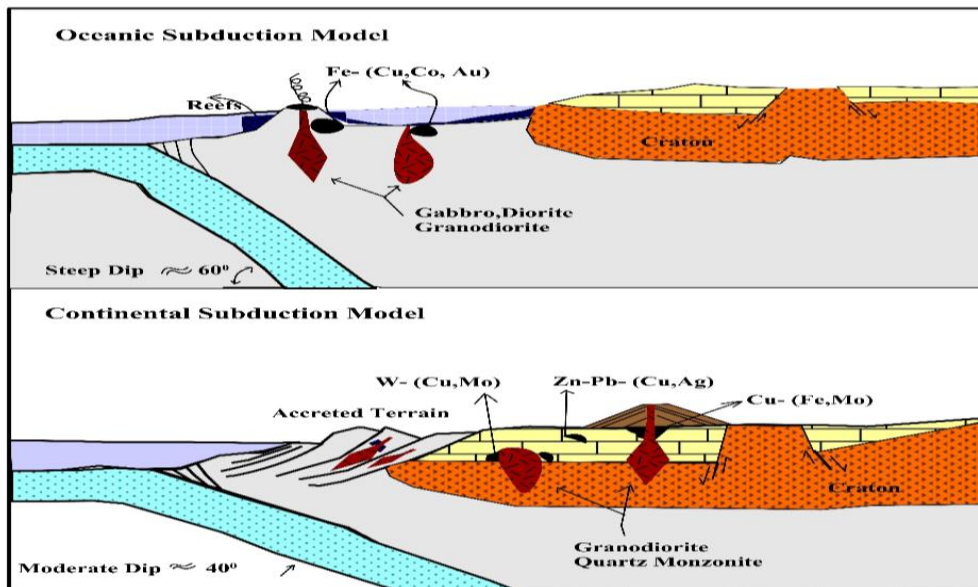


شکل ۱-۷. نمودار ترکیب شیمیایی سیستم دولومیت سیلیسی که از راس‌های CO_2 و H_2O بر روی سطح CaO-MgO-SiO_2 تصویر شده است. ممرهای دولومیتی توسط میدان‌های ترکیبی 1a, 1b و 1c و ممرهای کالک-سیلیکاته توسط میدان‌های 2a و 2b نشان داده می‌شوند (Bokher, Gripse, 2011).

۱-۹-۱- اسکارن آهن

بزرگترین ذخایر اسکارن، اسکارن آهن است که برای محتوای مگنتیت آنها استخراج می‌شود و اگر چه مقادیر جزئی از مس، کبالت، نیکل، طلا و... ممکن است وجود داشته باشد (Meinert et al., 2005). بر اساس تکتونیک صفحه‌ای اسکارن‌های آهن به دو نوع فرورانش

جزایر قوسی (توده‌های همراه گابرو- دیوریتی) و حاشیه قاره‌ها (توده‌های گرانودیوریتی و کوارتز-مونزونیتی) تقسیم می‌گردد (Meinert, 2013) (شکل ۱-۴). اسکارنهای آهن کلسیمی در قوس جزیره اقیانوسی همراه با توده‌های نفوذی غنی از آهن وارد سنگ‌آهک و سنگ‌های دیواره آتشفشانی شده‌اند در برخی ذخایر، مقدار اندوسکارن ممکن است بیش از اگزواسکارن باشد. در مقابل، اسکارن‌های آهن منیزیمی همراه با انواع توده‌های نفوذی مختلف در بسیاری از محیط‌های تکتونیکی مرتبط هستند؛ ویژگی مشترک این است که همه آنها از سنگ‌های دولومیتی ساخته شده‌اند در اسکارن منیزیمی، کانی‌های اصلی اسکارن شامل: فورستریت، دیوپسید، پریکلاز، تالک، سرپانتین که آهن زیادی ندارند، بدین ترتیب، آهن موجود در محلول، تمایل به تشکیل مگنتیت دارد به جای آندرایت یا هدنبریت (Hall et al, 1989).



شکل ۱-۸. موقعیت تکتونیکی ذخایر اسکارن (آهن) در زون فرورانش جزایر قوسی و زون فرورانش حاشیه قاره‌ها (Meinert, 2013).

ذخایر اسکارن در نتیجه سه فرایند متوالی تشکیل می‌شوند (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1992). دگرگونی مجاورتی ایزوکمیکال که در طی آن ۱- جانشینی توده نفوذی و کریستالیزاسیون صورت می‌گیرد، ۲- به دنبال آن در سیستم باز متاسوماتیسم و دگرسانی در طی اشباع سیالات

ماگمایی و ۳- در نهایت مخلوط شدن آبهای جوی با سیال و افت فشار و درجه حرارت و سرد شدن توده نفوذی.

۱-۱-۹-۱- جایگیری توده نفوذی - دگرگونی مجاورتی ایزو شیمیایی

در اولین مرحله با نفوذ توده گرانیات در رسوبات در مجاورت دگرگونی بافت‌های هورنفلسی مختلف تشکیل می‌شود. مجموعه کانی‌هایی که در این مرحله تشکیل می‌شوند ترکیبات لیتولوژی که درون آنها شکل می‌گیرد را منعکس می‌کند. دگرگونی مجاورتی عمدتاً یک اثر حرارتی است اگر چه سیالات ماگمایی عمدتاً در طول این فرایند در جریان می‌باشد، و عمدتاً محصول واکنش‌های دگرگونی پیشرونده است و به طور عمده شامل H_2O و CO_2 می‌باشد. در واحدهای دولومیتی دگرگون شده زون کانیایی نزدیک (دیستال) سکansı از گارنت-کلینوپیروکسن-ترمولیت-تالک/فلوگوپیت، افزایش فاصله و به تدریج بیشتر مجموعه‌هایی که دور از نفوذ سیال است. در واحدهای سنگ‌آهک، زون گارنت-وزویانیت+ولاستونیت-مرمر است. هیچ کانی‌سازی در ارتباط با این مرحله وجود ندارد، اگرچه پروسه کم‌آبی منتهی به حاشیه‌های توده نفوذی می‌شود اما برای افزایش تخلخل سنگ‌های منبع و تسهیل جریان سیال در طی مراحل بعد جهت کانی‌سازی مهم است. (این مرحله، مرحله آماده‌سازی کانه‌زایی می‌باشد). (شکل ۲-۴- قسمت a).

۱-۱-۹-۲- مرحله پیشرونده - متاسوماتیزم و جایگزینی

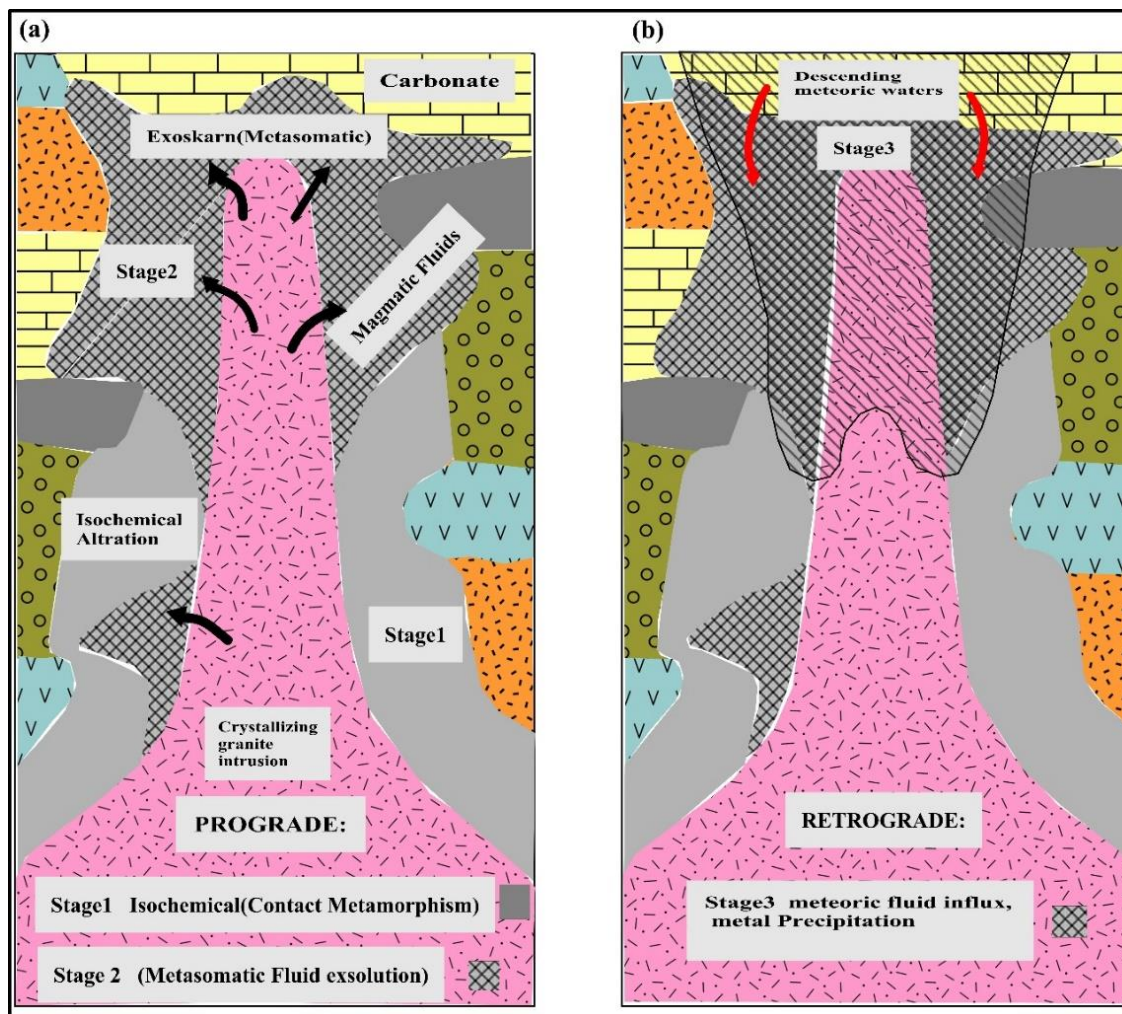
مرحله دوم در تشکیل ذخایر اسکارن شامل سیال حاوی H_2O و بخار اشباع از ماگمای نفوذی می‌شود (به عنوان یک تابع از هر دو اول یا دوم جوشش یا هر دو) و خروج فاز سیال به داخل محیط و اطراف هاله دگرگونی مجاورتی است. در سطوح عمیق‌تر پوسته، سیال جریان می‌یابد به احتمال زیاد در طول ساختارهای گسسته یا لایه‌های کانال‌های موازی ساختاری متمرکز می‌شوند در حالی که در سطوح

بالتر جریان سیال توزیع شده به دلیل ساختارهای ایجاد شده در اثر شکستگی هیدرولیکی در اطراف توده گرانیتهی فراگیرتر خواهد بود. مجموعه کانیاپی متاسوماتیک مشابه با کانیهایی خواهد بود که در طی دگرگونی مجاورتی تشکیل شده‌اند اما دگرسانی فراگیرتر خواهد بود و دانه‌ریزتر و جایگزین مجموعه‌هایی که زودتر تشکیل شده خواهد شد. Si ، Al و Fe و سایر اجزاء به داخل رسوبات آهکی نفوذ خواهند کرد توسط سیالات ماگمایی هنگامی که Ca ,Mg و CO₂ از محل منشاء گرفته‌اند و همچنین به داخل سیستم متاسوماتیک وارد می‌شود. کانیهی سازی سولفیدی در این مرحله تشکیل نمی‌شود، اگرچه مگنتیت در مراحل پایانی دگرگونی پیشرونده ته‌نشین می‌شود. (شکل ۲-۴- قسمت a).

۱-۹-۱-۳- مرحله پسرونده و نفوذ آب‌های جوی به داخل سیال و ته‌نشست عمده کانه (فلز)

همه سیستم‌های ماگمایی-هیدروترمال به تدریج تحت تأثیر سرد شدن و کاهش درجه حرارت سیستم سیالات ماگمایی قرار می‌گیرند سیال به تدریج به وسیله آب‌های جوی کم‌عمق غالب می‌شود، یک سری از واکنش‌های برگشت‌پذیر اتفاق می‌افتد، و همچنین با ته‌نشست مراحل اصلی فلزات پایه و گرانبها، و کانیهی سازی سولفیدی در این مرحله اتفاق می‌افتد (Einaudi et al., 1981). مجموعه‌های دگرسانی پسرونده اضافه می‌شود به دگرگونی قبلی و کانیهی متاسوماتیک و معمولاً این فرآیند به وسیله پاراژنهای تشکیل شده قبلی تشخیص داده می‌شود اپیدوت، بیوتیت، کلریت، پلاژیوکلاز، کلسیت، کوارتز (همه بعد از انواع گارنت‌های مختلف)، ترمولیت -آکتونولیت و تالک (بعد از پیروکسن) و سرپانتین (بعد از اولیوین) ماده معدنی و سولفید، و همچنین مگنتیت و هماتیت رخ می‌دهد به صورت دانه پراکنده یا رگه‌ای که وسط مجموعه پیشرونده را قطع می‌کند. مجموعه‌هایی مانند پیریت- کالکوپیریت- مگنتیت مشخصه موقعیت نزدیک به مبدأ می‌باشند از آنجایی که بورنیت و اسفالریت- گالن معمولاً دورتر رخ می‌دهد. پاراژن ته‌نشست قبلی بیشتر ذخایر مرتبط با اسکارن کانه‌ها نشان می‌-

دهد که ته‌نشست فلزات مربوط می‌شود به کاهش درجه حرارت سیال حاوی فلز مخلوط‌شدن سیال یا خنثی شدن نتیجه آن واکنش با سنگ‌های کربناتی می‌باشد. مخلوط‌شدن ماگمای حاوی ماده معدنی با آب‌های جوی قبلی مرتبط با واکنش‌های بازسازی سیال ممکن است کنترل‌های بیشتری روی فرآیند تشکیل ماده معدنی باشد. (شکل ۲-۴- قسمت ب). (Robb, 2005).



شکل ۱-۹. تکامل نفوذ مربوط به ذخایر اسکارن، سه مرحله متوالی تشکیل را نشان می‌دهد. (a) مرحله پیش‌رونده و

(b) مرحله پس‌رونده اصلاح شده توسط (Corbett and Leach, 1998).

۱-۱۰- ایالت‌ها و ادوار کانی‌سازی آهن در ایران

کانسارهای سنگ آهن ایران عمدتاً به صورت آتشفشانی رسوبی، آتشفشانی متصاعدی، ماگمایی و اسکارنی می‌باشند. طبق گزارش سامانی (۱۳۷۳) در محدوده زمانی پروتروزوئیک پسین تا پالئوزوئیک زیرین، ایران تحت تأثیر شرایط کششی مربوط به کوهزائی پان آفریقائی که مشخصه آن ماگماتیسم قلیائی و کربناتیت-متاسوماتیک خطی می‌باشد قرار داشته است که حاصل این دوره فلززائی تشکیل کانسارهای سنگ آهن، منگنز، آپاتیت، مگنتیت-آپاتیت، عناصر نادر خاکی اورانیوم و توریم، سرب و روی، سنگ‌های تبخیری در ایران مرکزی و کمپلکس هرمز می‌باشد. آهن از فلزهایی است که کانسارهای آن منحصر به دوره خاصی از پیدایش و شکل‌گیری پوسته‌ی زمین نبوده است و تقریباً در همه دوره‌های زمین‌شناسی یافت می‌شوند. هر چند بیشترین ذخایر شناخته شده‌ی آهن مربوط به پرکامبرین می‌باشند، اما ذخایر پالئوزوئیک، مزوزوئیک و ترشیاری نیز در بیشتر جاهای دنیا چشمگیر است. کانسارهای سنگ آهن در ایران زمین نیز منحصر به دوره خاصی از تاریخ زمین‌ساختی آن نیست، به گونه‌ای که با پیدایش و شکل‌گیری پوسته ایران در پروتروزوئیک پسین و عملکرد و ادامه‌ی فعالیت‌های زمین‌ساختی-ماگمایی تا کنون، کانی‌سازی‌های آهن به موازات آن رخ داده است. روند این کانی‌سازی از پروتروزوئیک پسین تا میوپیوسن در ایران قابل پیگیری است. قابل توجه است که ذخایر نهشته‌شده در پروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین از زمانهای دیگر نمود بسیار آشکارتری دارند. کانی‌سازی آهن در پروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین:

۱-۱۰-۱- فاز ماگمایی در پروتروزوئیک پسین

در برهه زمانی ۶۲۰ تا ۵۳۰ میلیون سال پیش که تا کامبرین پیشین ادامه یافته، تعداد قابل توجهی از ذخایر آهن تشکیل شده‌اند، این ذخایر رابطه‌ی مستقیم یا غیرمستقیم با سنگ‌های ماگمایی و آتشفشانی-رسوبی این زمان دارند که در نقاط مختلف ایران آثار آنها را می‌توان دید.

کانسارهای سنگ آهن این فاز از نظر پیدایش زمانی و منشاء به دو دسته تقسیم می شوند:

۱- کانسارهایی با خاستگاه آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی متعلق به پروتروزوئیک پسین و گاه تا

کامبرین پیشین: این کانسارها از نظر ذخیره چندان اقتصادی نیستند و عبارتند از:

الف- کانسارهای آتشفشانی- رسوبی ناحیه بافق، مانند کانسار آهن و منگنز ناریگان و بخش‌های افقی کانسار آهن میشدوان.

ب- کانسارهای سنگ آهن رسوبی محور سلطانیه مهاباد، عبارتند از کانسار آهن ارجین شاه بلاغ و کاوند در ناحیه جنوب باختر زنجان چهارطاق در ناحیه تکاب و آق بلاغ در اشنویه بالستان در مهاباد (سامانی، ۱۳۷۲).

پ- ذخایر آهن آتشفشانی- رسوبی در پیوند با سنگ‌های سری نمک هرمز و آتشفشانی‌های وابسته در منطقه بندرعباس مانند کانسارهای سنگ آهن تنگه زاغ، هرمز، لارک و قشم اشاره کرد، سن این کانسارها اغلب کامبرین پیشین می‌باشد (قربانی، ۱۳۷۲).

ت- ذخایر آهن آتشفشانی: این ذخایر آمیخته با سنگ‌های سری قره‌داش است که کانه‌های آهن در متن آنها قرارداد. مانند کوه برده‌رش، بیجاچی در منطقه شاهین‌دژ از آنجا که این ذخایر همراه سنگ‌های ریولیتی هستند دارای ارزش اقتصادی نمی‌باشند.

۲- کانسارهای سنگ آهن با خاستگاه ماگمایی و ارتوماگمایی: که گاه تحت تأثیر محلول‌های وابسته به توده‌های مولد کانسار به همراه سنگ‌های میزبان به شدت دچار متاسوماتیسم شده‌اند. این کانسارها در ناحیه بافق، سیرجان، گل‌گهر یافت می‌شوند و بزرگترین کانسارهای سنگ آهن ایران را تشکیل می‌دهند. این فاز ماگمایی یک فاز ماگمایی آلکالن غنی از آهن و فسفات بوده و میزان عناصر کمیاب بالاست. مانند کانسار آهن چادرملو، چغارت، سه‌چاهون، چاه‌گز، آهن اسفوردی و... (قربانی، ۱۳۷۲).

۱-۱۰-۲- کانی سازی آهن در پالئوزوئیک - تریاس پیشین

پالئوزوئیک پسین از نظر کانی سازی آهن در ایران نسبت به پروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین کمتر کانه زایی رخ داده است، این کانسارها عبارتند از:

- کانسار آهن ظفرآباد در کردستان (مومنزاده، قربانی، مصطفوی ۱۳۷۴).

- کانسار آهن ماسوله با خاستگاه رسوبی متعلق به پرمین، کانسار آهن ناحیه سنقر (خسروآباد، ده- خزعلی) (قربانی، مصطفوی ۱۳۷۳).

- کانسار آهن و منگنز هنشک در منطقه ده بید فارس

۱-۱۰-۳- کانسارهای سنگ آهن در رموزوئیک

کانسارهای سنگ آهن این برهه زمانی بیشتر در زون سنندج- سیرجان شناخته شده اند. کانسارهای سنگ آهن ماگمایی- اسکارنی ناحیه همدان، شامل: بابا علی، چناربالا، کانسارهای سنگ آهن آتشفشان زاد شمس آباد: با سن کرتاسه پیشین در جنوب باختری اراک (سامانی، ۱۳۷۲).

۱-۱۰-۴- کانه زایی آهن در ترشیاری

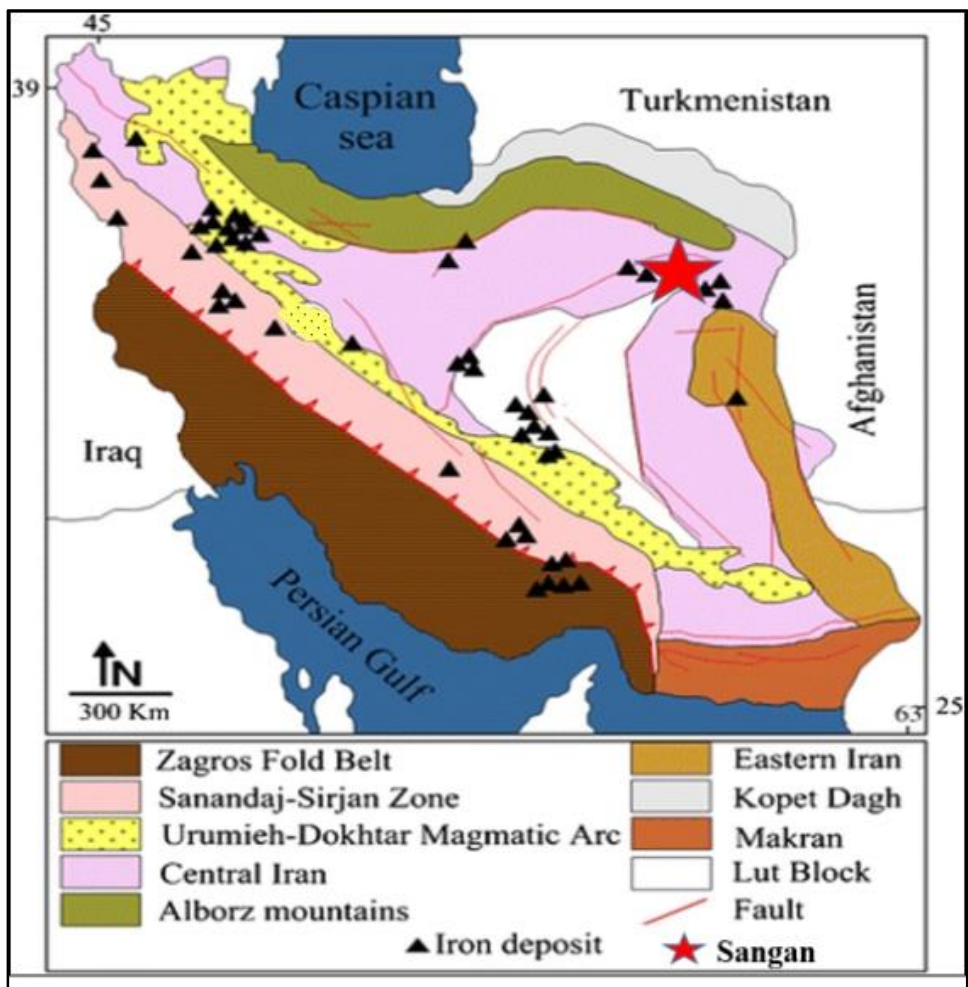
در پیوند با ماگماتیسم ترشیاری در ایران گسترش فراوانی دارد، تعداد نسبتاً زیادی کانسار آهن تشکیل یافته است که از ائوسن پسین تا اوایل کواترنری می باشد. کانسارهای این زمان همگی دارای خاستگاه ماگمایی می باشند این کانسارها دارای پراکندگی زیادی نسبت به کانسارهای سنگ آهن قدیمی تر دارند که علت آن گسترش فراوان آتشفشانی و پلوتونیسیم این زمان است. کانسارهای سنگ آهن این فاز عبارتند از :

الف- کانسارهای سنگ آهن در زون ارومیه - دختر آهن نیاسر کاشان، کانسار آهن کوه دم در ناحیه انارک، کانسار آهن شهرک در منطقه زنجان.

ب- کانسار آهن ماگمایی در زون البرز: در پیوند با ماگماتیسم الیگومیوسن در زون البرز باختری تعدادی کانسار آهن تشکیل شده است. مانند کانسارهای سنگ آهن سمنان در البرز خاوری، کانسار آهن سرخه دیزج و مروارید در کوه‌های تارم در پیوند با توده‌های گرانیتی ابهر.

گفتنی است که در آذربایجان شمالی تعدادی کانسار آهن ناشی از دگرسانی کانی‌های سولفیدی وجود دارد که عمدتاً حالت کلاhek آهنین (گوسان) دارند. کانسارهای سنگ آهن مناطق: تارم، خلخال و اهر و کانسارهای سنگ آهنی - اسکارنی مانند کانسار آهن اسکندریان خوی، کانسار آهن مزرعه، بهروز و محمود آباد اشاره کرد.

پ: کانسارهای سنگ آهن در خاور ایران: در خاور ایران زمین کانسار سنگان که یکی از بزرگترین کانسارهای سنگ آهن ایران است قرار دارد. به باور بعضی از زمین‌شناسان، این کانسار متعلق به ائوسن پسین - الیگومیوسن است. مربوط به دوران سنوزوئیک و در نتیجه کوهزایی آلپی به وجود آمده است.



شکل ۱-۱۰. پراکندگی اندیس و معادن آهن در ایران و موقعیت معدن سنگان (Modified Lotfi et al., 1993).

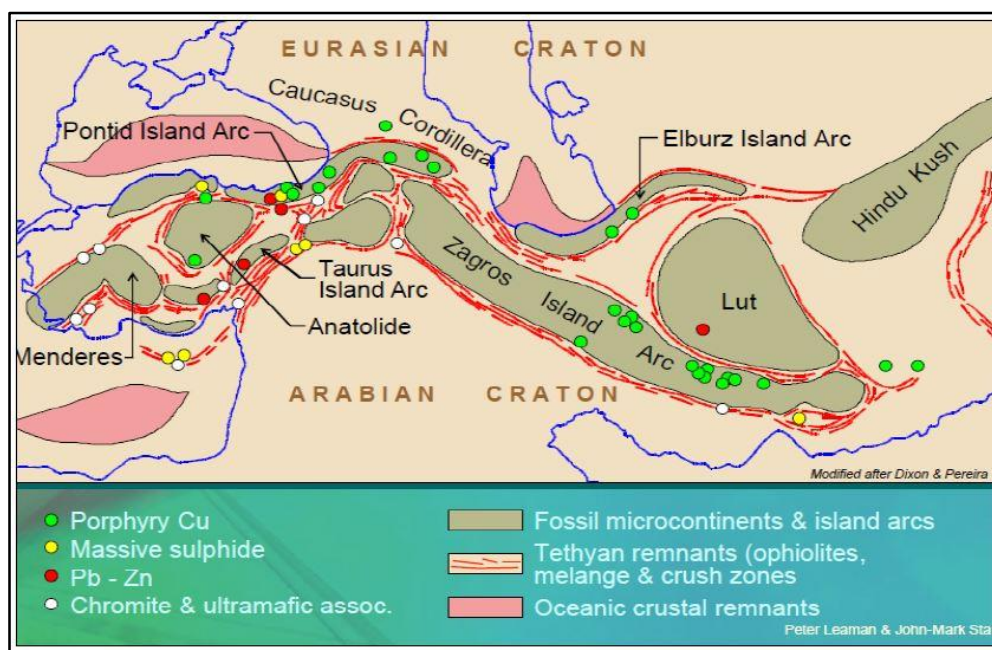
فصل دوم :

زمین شناسی

و پتروگرافی

۲-۱- مقدمه

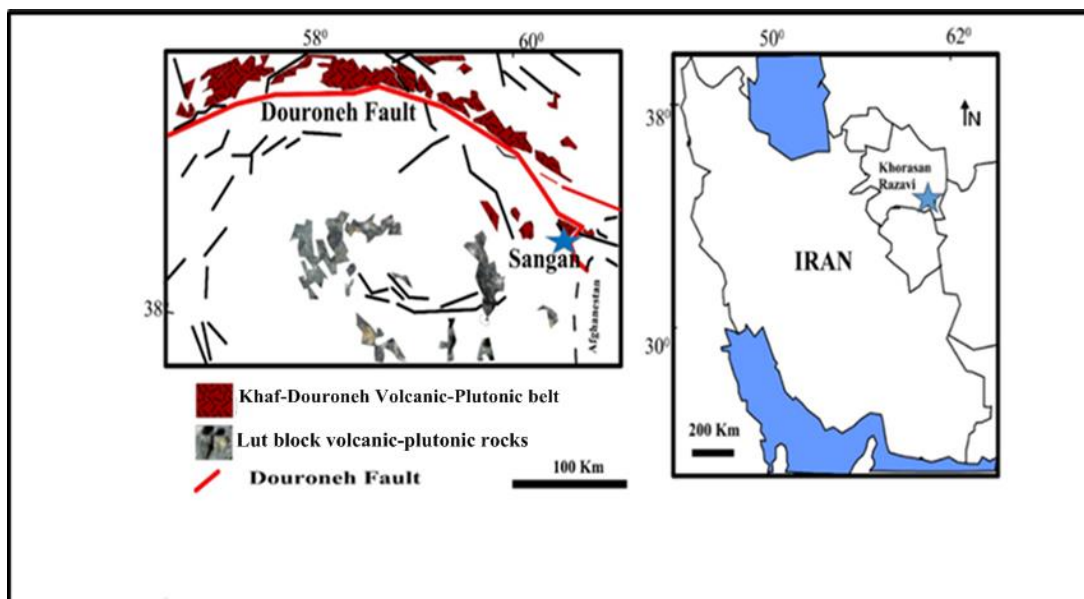
سرزمین ایران از لحاظ موقعیت تکتونیکی در بخش میانی کمربند کوهزایی- فلززایی آلپ- هیمالیا (فلززایی تتیس) قرار گرفته است. بخش قابل ملاحظه‌ای از این کمربند فلززایی در ایران قرار دارد (Leaman & Staude, 2002). کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا یکی از ناشناخته‌ترین و پیچیده‌ترین مرزهای صفحات فشارشی می‌باشد. این کمربند از باختر اروپا آغاز شده است و پس از گذر از قبرس و ترکیه وارد ایران شده و با روند شمال‌باختری- جنوب خاوری تا کشور پاکستان ادامه می‌یابد (شکل ۲-۱).



شکل ۲-۱. موقعیت ایران در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا و انواع فلززایی در آن (Leaman & Staude, 2002).

بر اساس مدل‌های زمین‌شناسی و ژئودینامیکی، ایران به علت قرارگیری در کمربند کوهزایی تتیس میزبان ذخایر فلزی فراوانی است که عمده این ذخایر در ارتباط با ماگماتیسیم مرتبط با کمان‌های آتشفشانی کالک‌آلکان تشکیل شده‌اند (Richards and Sholeh 2016). ایالت‌های فلززایی با کانه‌زایی مختلف در این بخش از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا رخ داده است. کمربندهای آتشفشانی- نفوذی ایجادشده در زون‌های سنندج- سیرجان، ایران مرکزی و زاگرس، نمونه‌هایی از این کمان‌ها می‌باشند

که میزبان بیشترین و بزرگترین ذخایر آهن با تیپ‌های متفاوت در ایران می‌باشد. اکثریت ذخایر اسکارن بزرگ به طور مستقیم به فعالیت‌های آذرین مربوط است و همبستگی گسترده‌ای بین ترکیب آذرین و نوع اسکارن می‌باشد (Einaudi, 1980, Meinert, 1982). اسکارن‌های آهن بزرگ‌ترین کانسارهای اسکارن می‌باشند (Meinert, 2005). اسکارن‌های آهن نوع کلسیمی در زون فرورانش جزایر قوسی و در مجاورت توده‌های گابرویی و دیوریتی مشاهده شده‌اند و اسکارن‌های نوع منیزیمی در زون فرورانش حاشیه قاره‌ها در مجاورت توده‌های گرانودیوریتی تا کوارتز مونزونیتی تشکیل می‌شوند. کانسار سنگ آهن سنگان خواف جزئی از کمربند ولکانوپلوتونیکی خواف- تربت حیدریه- بردسکن در پهنه خرد قاره ایران مرکزی و شمال شرق زیر پهنه لوت و در شمال شرق کشور می‌باشد که این کمربند طولی بیش از ۳۵۰ کیلومتر و پهنای متغیر از ۱۵-۸۰ کیلومتر دارد. کمربند ماگمایی خواف با گسترش خاوری- باختری و خمیدگی به سمت جنوب شرق و در شمال گسل درونه (گسل بزرگ کویر) واقع شده است، و عمدتاً از سنگ های آتشفشانی اسیدی تا حد واسط و بعضی مافیک با سن ترشیاری تشکیل گردیده است (شکل ۲-۲). در این فصل با استفاده از اطلاعات بدست آمده به شرح زمین‌شناسی ناحیه‌ای و همچنین شرح چینه‌شناسی، زمین‌شناسی اقتصادی و زمین‌شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه پرداخته خواهد شد و در انتها ویژگی‌های زمین‌شناسی و واحدهای زمین‌شناسی کانسار معدن جو توصیف خواهد شد.

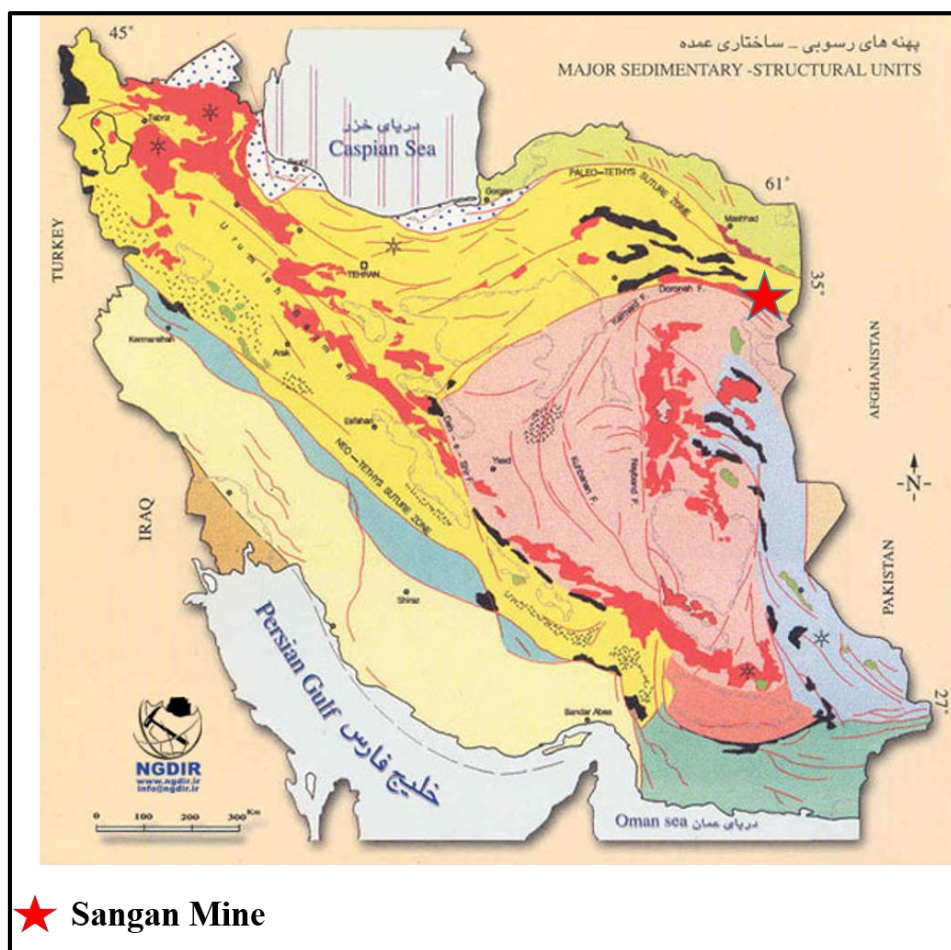


شکل ۲-۲. نقشه ساده شده استان خراسان رضوی و موقعیت کمر بند آتشفشانی نفوذی خواف- تربت حیدریه- بردسکن، گسل درونه و معدن سنگان.

۲-۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

در مقیاس ناحیه‌ای و از نظر زمین‌شناسی، طبق تقسیمات افتخارنژاد (۱۳۵۹) منطقه مورد مطالعه جزئی از واحد ساختمانی ایران مرکزی است و در شمال شرق زیر پهنه لوت قرار دارد و موقعیت آن در حاشیه شرقی محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد و ۱:۱۰۰۰۰۰ موسی‌آباد می‌باشد که توسط (Ternet., 1990) تهیه گردیده است. بر اساس داده‌های زمین‌شناسی ایران، فرآیندهای درونی و بیرونی زمین، در زمان و مکان، پیامدهای متفاوتی داشته‌اند که باعث ایجاد پیچیدگی خاصی در الگوی ساختاری، تحولات زمین‌ساختی و شرایط رسوبی و زیستی ایران در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی شده است. ناهمسانی رسوبی و زمین‌ساختی، بیان ویژگی‌های یکسان را برای بسیاری از مناطق ایران ناممکن می‌سازد و بنابراین تقسیم ایران به پهنه‌های رسوبی- ساختاری گوناگون از دیرباز مورد توجه بوده است. نخستین بار اشتوکلین (۱۹۶۸)، ایران را به چند حوضه رسوبی-

ساختاری تقسیم کرد. پس از او نبوی (۱۳۵۵)، افتخارنژاد (۱۳۵۹)، بربریان (۱۳۶۰)، علوی (۱۳۷۳) و آقاباتی (۱۳۸۳)، تقسیم‌بندی‌های جامع‌تری انجام دادند (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳. نقشه پهنه‌های رسوبی- ساختاری و موقعیت منطقه مورد مطالعه (نبوی ۱۳۵۵).

طبق تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران توسط اشتوکلین (۱۹۶۵) منطقه مورد مطالعه در زون شرق ایران قرار گرفته است، در حالی که طبق تقسیم‌بندی افتخارنژاد (۱۳۵۹) که بر اساس وضعیت ساختمانی و در ارتباط با حوضه‌های رسوبی صورت گرفته است این منطقه بخشی از ایران مرکزی است. به دلیل واقع شدن این منطقه در حاشیه شمال شرقی پهنه لوت، علاوه بر متأثر بودن از تمام فرایندهای عمده در آن، تحت تأثیر پدیده‌های اطراف این پدیده از جمله گسل بزرگ کویر (درونه) نیز قرار گرفته است. ماگماتیسم ترشیر گسترده سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای از ویژگی‌های این منطقه

است. رخنمون سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی با روند تقریبی شمال غربی- جنوب شرقی به وسیله نهشته‌های کواترنری پوشیده شده‌اند که این رویداد باعث عدم مشاهده چگونگی ارتباط این سنگ‌ها با واحدهای دیگر در منطقه شده است. با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری و شرایط متفاوت رسوبی و همچنین تلفیق و جمع‌بندی دیدگاه‌های گوناگون و به‌ویژه شواهد دو زمین‌درز عمده تتیس کهن و تتیس جوان ایران را می‌توان به چند حوضه رسوبی- ساختاری تقسیم کرد که با توجه به این تقسیم-بندی، منطقه مورد مطالعه در پهنه خرد قاره ایران مرکزی و زیرپهنه بلوک لوت واقع می‌گردد.

۲-۲-۱- خرد قاره‌ی ایران مرکزی

خرد قاره‌ی ایران مرکزی که با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل درونه و افیولیت-های تربت حیدریه- سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های طویلی که به سمت باختر خمیدگی دارند و از نوع امتداد لغز راستگرد می‌باشند، که قابل تقسیم به بلوک لوت، بلوک طبس (فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرا زمین کلمرد، فروافتادگی بیاضیه- بردسیر)، بلوک پشت‌بادام و بلوک یزد می-باشد. درگذشته، خرد قاره ایران مرکزی را بخشی از توده‌ی میانی ایران مرکزی می‌دانستند. ولی به باور اشتوکلین (۱۳۴۷)، پس از سخت‌شدن پی‌سنگ پرکامبرین بخش یادشده در زمان پالئوزوئیک ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطقه‌ای پر تحرک و پویا تبدیل شده است. با وجود این، باید گفت که الگوی ساختاری حاکم بر این خردقاره از نوع بلوک‌های جدا شده با گسل‌های عمده است که هر یک ویژگی جداگانه دارند و پویایی خرد قاره در همه جا یکسان نیست. ناهمسانی‌های ساختاری- رسوبی گسترده سبب شده تا بتوان خردقاره‌ی ایران مرکزی را به نواحی زیر تقسیم کرد:

➤ بلوک یزد

➤ بلوک پشت‌بادام

➤ بلوک طبس (فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، فروافتادگی بیاضیه -

بردسیر)

➤ بلوک لوت

۲-۲-۲-بلوک لوت

بلوک لوت با حدود ۹۰۰ کیلومتر طول میان دو گسل نایبند در باختر و گسل نهبندان در خاور قرار دارد. در مرز شمالی آن گسل درونه و در مرز جنوبی آن فرونشست جازموریان قرار دارد که حوضه‌ی پیش‌کمانی زون فرورانش مکران است. تکاپوهای آتشفشانی گسترده و ستبر به سن ترشیری و کواترنری و زمین‌لرزه‌های امروزی همراه با گسلش در رسوبات کواترنری، نمونه‌های روشنی از پویایی بلوک لوت می‌باشند. همان‌طور که عنوان شد منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمال خاوری بلوک لوت قرار می‌گیرد. بلوک لوت در قسمت شمال به‌وسیله کوه‌های شتری به دو قسمت کاملاً مشخص تفکیک شده است و به احتمال قوی این کوه‌ها در امتداد منطقه زمین-ساخت پرکامبرین قرار دارد که امتداد آن با یک جهت شناخته‌شده قدیمی در عمان تحت عنوان (عمان ترند)^۱ مطابقت دارد. آغاز پیدایش کوه‌های شتری در تریاس بالا-لیاس بوده که بالا آمده و در نتیجه بلوک طبس در غرب و دنباله بلوک اصلی لوت در شرق آن ایجاد شده است (آقانباتی، ۱۳۸۵). برخی از زمین‌شناسان بلوک لوت را واحدی مستقل در زمین‌شناسی ایران تعریف می‌کنند. بلوک خرد قاره‌ی ایران مرکزی از اطراف با پهنه‌های ساختاری متفاوتی مرزبندی شده است و به عنوان بلوکی پایدار توسط این پهنه از جهات متفاوت تحت تأثیر فشارش قرار می‌گیرد و چون برای حرکت این بلوک جایی وجود ندارد، شروع به چرخش می‌کند. داودزاده و همکاران (۱۹۸۱) چرخش ۱۳۵ درجه‌ای در جهت خلاف عقربه‌های ساعت را برای بلوک ایران مرکزی در نظر گرفته‌اند. این بلوک توسط محدوده‌های شدیداً تغییر شکل یافته احاطه می‌گردد که گرایشات اقیانوسی مانند فلیش‌ها و سری‌های افیولیتی در شمال، جنوب و

¹ Oman trend

شرق بلوک لوت دارد. به سمت شرق، بین بلوک لوت و مرز افغانستان - پاکستان رخنمون زون فلیشی زابل - بلوچ که نفوذی زاهدان در آن جایگزین شده است وجود دارد (صادقیان و همکاران ۱۳۸۴). بلوک لوت که شامل سنگ‌های دگرگونی قبل از ژوراسیک است توسط گرانیته‌ها نفوذ و توسط سنگ‌های آتشفشانی ترشیاری و به مقدار زیادی سازندهای ماسه‌ای با سن کواترنر پوشیده شده است. تکین^۱ (۱۹۷۲) بلوک لوت را به عنوان یک خرد قاره در نظر گرفته است که توسط یک اقیانوس از نوع دریای سرخ طی مزوزوئیک پوشیده شده و بقایای آن شامل افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین می‌باشد. طبق نظر (کروفورد)^۲ (۱۹۷۲)، بلوک لوت یک جزیره در اندازه خرد قاره در میان اقیانوس تتیس بوده است. بربریان (۱۹۷۳) معتقد است که بلوک لوت دارای رفتار سخت شده می‌باشد اما مهاجرشجایی (۱۳۳۳)، مهاجرشجایی و همکاران (۱۳۳۴) داده‌های ساختاری را فراهم نموده‌اند که این تفسیر اولیه را صحیح نمی‌دانند. در مورد سخت شدگی بلوک لوت نظر بر آن است که این بلوک در پاسخ به تصادم بین هند و اوراسیا به صورت یک جسم سخت شده خلاف عقربه‌های ساعت دوران نموده است (وستفال)^۳ و همکاران (۱۹۸۶)، بیس^۴ و همکاران (۱۹۸۴). بر این اساس مرز شرقی کنونی بلوک لوت متعلق به حاشیه فعال اقیانوس تتیس است (درکارت و همکاران، ۱۹۸۶ نبوی و اشتوکلین^۵ (۱۹۷۳)، اشتوکلین (۱۹۶۸) پیشنهاد کرده‌اند که چین خوردگی و گسل‌های تراستی طی خشکی زایی آلپی بیشتر ایران را به جز بلوک لوت سخت شده در شرق کشور را تحت تأثیر قرار داده است. پویا بودن بلوک لوت، به ویژه در حاشیه خاوری آن آشکارتر است. در این ناحیه، به ویژه در مرز تماس با پهنه فلیش‌های خاور ایران، گسلش، راندگی، خردشدگی و دگرگونی حائز اهمیت می‌باشد.

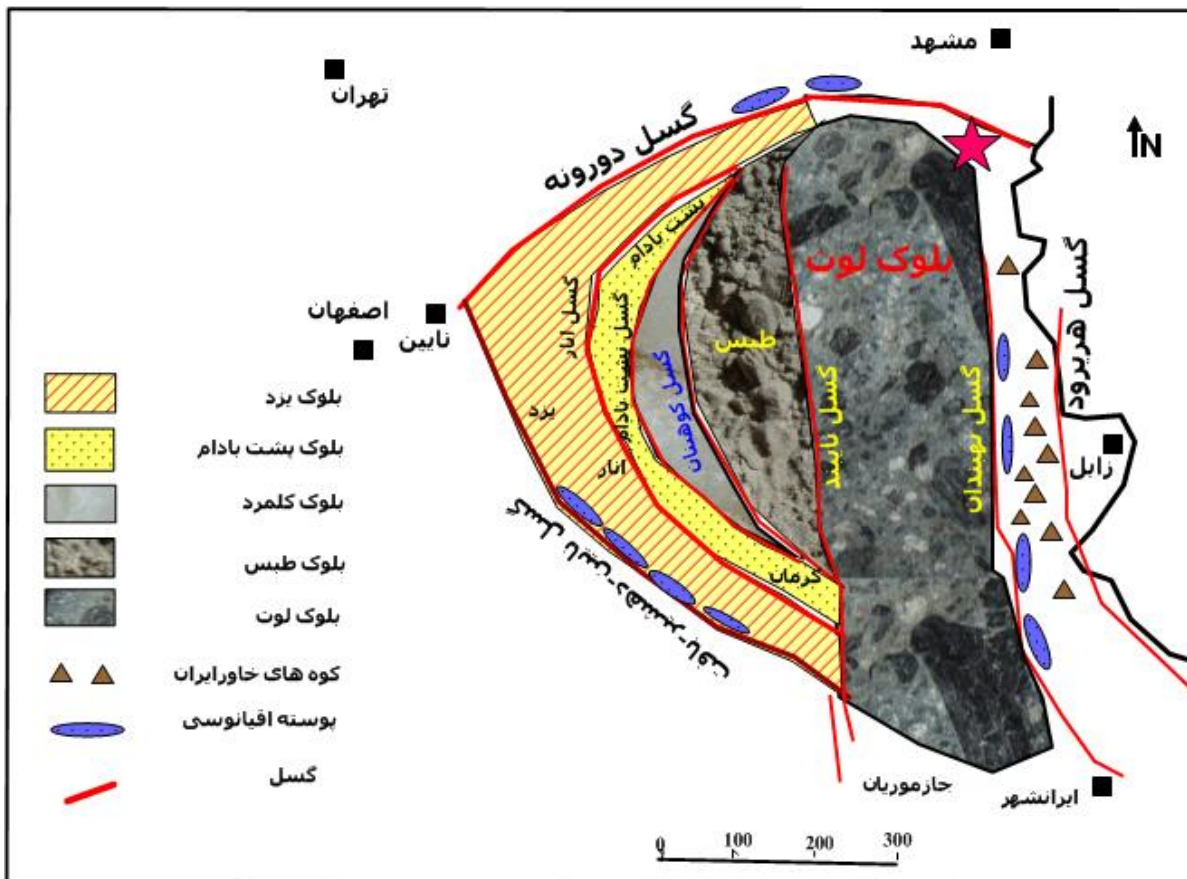
¹ Tkine

² Crawford

³ Westphal

⁴ Besse

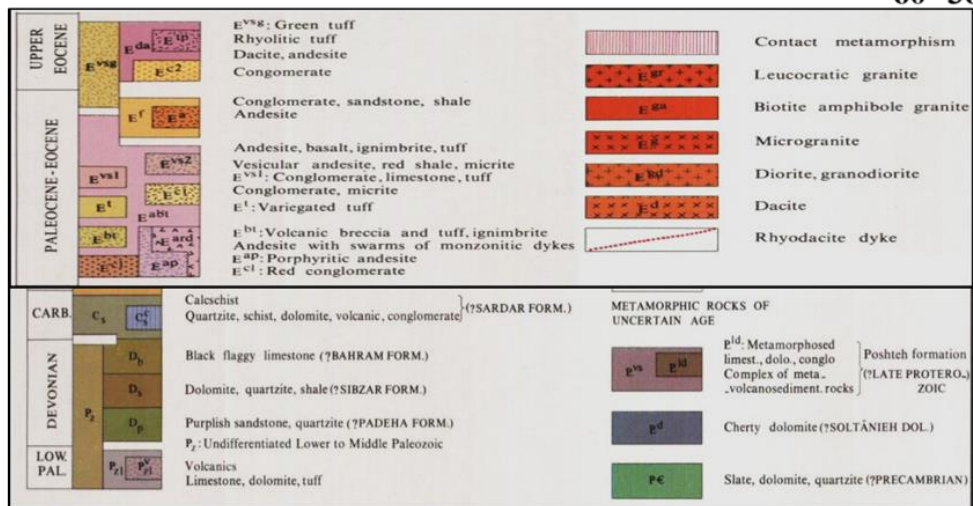
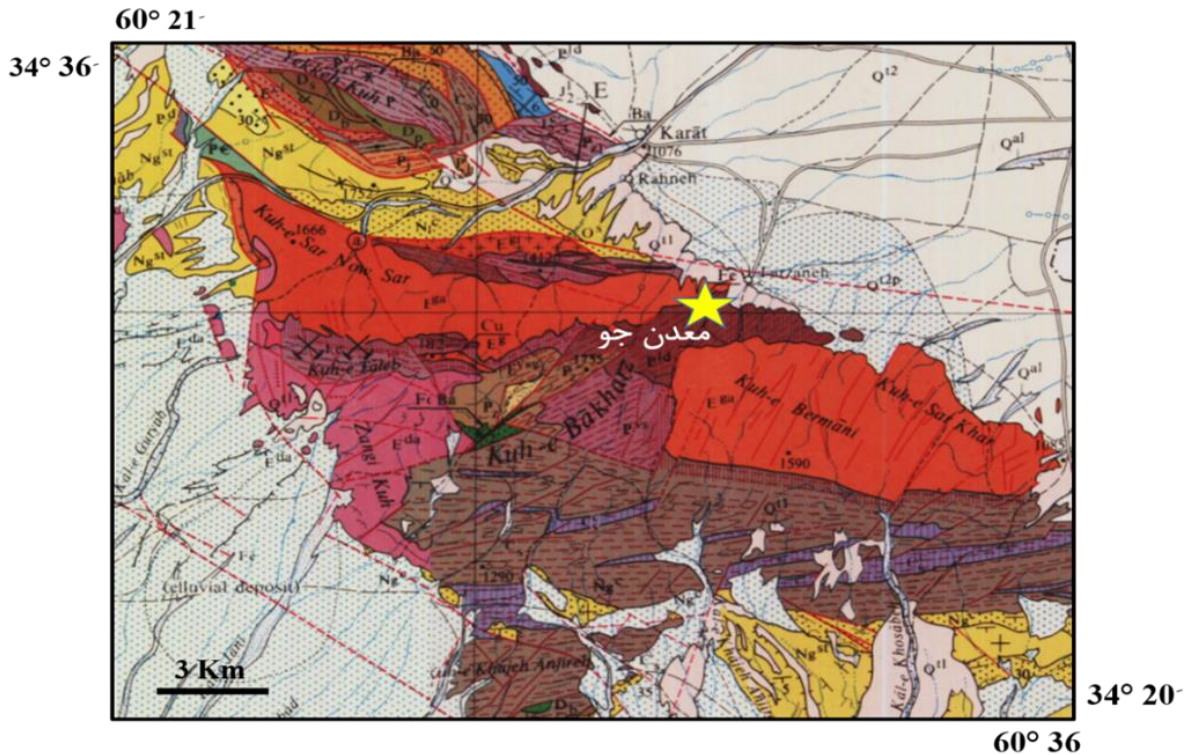
⁵ Stocline



شکل ۲-۴. زون خرد قاره‌ای ایران مرکزی و زیرپهنه‌های آن (آقاناتی، ۱۳۸۳) و موقعیت معدن سنگان در این زون (علامت ستاره).

۲-۳- چینه‌شناسی ناحیه‌ای

محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تا بیاد و ۱:۱۰۰۰۰۰ موسی آباد می‌باشد که توسط (Ternet., 1990) تهیه گردیده است. واحدهای زمین‌شناسی آن به صورت زیر می‌باشد (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۵. بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ تایپاد (علوی و بهروزی، ۱۳۶۱) که منطقه آهن معدن جو بر روی آن مشخص شده است.

۲-۳-۱- پرکامبرین PE

لیتولوژی این سنگ‌ها شامل: اسلیت، دولومیت و کوارتزیت می‌باشد. این لیتولوژی در نقشه (شکل ۲-۵) با علامت PE مشخص شده است. براساس اطلاعات مندرج در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تایپاد در غرب و شمال گرانیت کوه سرنوسر که خود در شمال مجموعه کانسارهای سنگ آهن سنگان واقع

شده است، رخنمون‌هایی از سنگ‌های پرکامبرین در طولی حدود ۶ کیلومتر و عرض کمتر از ۱ کیلومتر با روند شمال غربی- جنوب شرقی دارای گسترش می‌باشد. بر اساس گزارش (Ternet., 1990) این سنگ‌ها شامل اسلیت‌های آبی تا خاکستری می‌باشد که با کوارتزیت‌های سفید و آهک‌های تبلور مجدد یافته به صورت میان لایه قرار گرفته‌است. علاوه بر این، در جنوب شرقی این رخنمون‌ها میان لایه‌هایی از دولومیت‌های قهوه‌ای و متاولکانیک‌های تیره متمایل به سبز مشاهده می‌شود. در داخل این سکانس‌ها تاکنون هیچ ارگانیسمی گزارش نشده است. علت نسبت دادن این سنگ‌ها به پرکامبرین قرار گرفتن زیر دولومیت‌های چرت‌دار سازند سلطانیه توسط یک سطح دگرشیبی می‌باشد. دولومیت سلطانیه خود مربوط به پرتروزوئیک پایانی است. ترنت این سکانس را قابل مقایسه با ناحیه شیرگشت می‌داند.

۲-۳-۲- پرتروزوئیک

۲-۳-۱- پرتروزوئیک فوقانی

لیتولوژی این واحد شامل سنگ‌آهک و دولومیت دگرگون‌شده (مرمر)، کنگلومرا و کمپلکسی از سنگ‌های متاولکانیکی در جنوب گرانیته سرنوسر دارای روند شرقی- غربی است که با علامت PVS در نقشه مشخص می‌باشد. داخل مجموعه فوق لنزهای مگنتیتی وجود دارد. در مورد سن این مجموعه، نظر قطعی وجود ندارد ولی ظاهراً در شیل‌های سیاه این منطقه فسیل‌های گیاهی ژوراسیک (فلوبوب- تریسس.سی.بی. پولی پودیوس) ^۱ کشف گردیده است که نوعی سرخس و اولین گیاهان آوندی می‌باشند. و در آهک‌های مشابه مجموعه فوق در نواحی مجاور نیز سن مزوزوئیک قابل تایید است. با توجه به یافته‌های جدید به نظر می‌آید سن مجموعه فوق مزوزوئیک باشد (Ternet., 1990).

¹ phleboterises.c.b.polypodiodes

۲-۳-۲-۲- پروتروزوئیک پسین

ترنت در شرح چهارگوش نقشه تاییاد رخنمون‌های زیادی از این سازند را در رشته کوه اصلی و نقاط مختلف تشریح کرده است و سنگ‌شناسی آن را شامل دولومیت‌های مشابه با سازند سلطانیه به ضخامت حدود ۶۰ متر دانسته است. همراه این دولومیت چرت‌های خاکستری، میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌ها و آهک‌های ماسه‌ای وجود دارد. ترنت این تشکیلات را در کوه طالب که کانسنگ عمده آهن در آن قرار دارد به شرح زیر بیان کرده است:

-شیست‌های آمفیبول‌دار، متاتوف‌ها- سینیترها، کوارتزیت، لایه‌های سنگ‌های کربناته

-بخش آهک دولومیتی که به طرف غرب به سری متاولکانیک تبدیل می‌شود، این بخش دارای میان لایه‌هایی از سنگ کربناته و لنزهایی از مگنتیت می‌باشد. براساس مشاهدات صورت گرفته، در شیل-های تیره و

ماسه‌سنگ‌های این منطقه، فسیل گیاهی وجود دارد که سن مزوزوئیک را به آن نسبت می‌دهد.

کرمانی و فورستر^۱ (۱۳۷۰) در آهک‌های این منطقه وجود فسیل نوتیلوکولینا^۲ که خاص تشکیلات مزدوران است را گذارش کرده‌اند. آنها با توجه به آهک‌های فسیل‌دار در ۲ کیلومتری جنوب فرزنه (تشکیلات نایبند) این تشکیلات را به مزوزوئیک نسبت داده‌اند و سنگ‌های آتشفشانی را به ائوسن مربوط دانسته‌اند. در مورد چینه‌شناسی این منطقه به سادگی نمی‌توان اظهار نظر کرد و زمانی می‌توان اظهار نظر قطعی کرد که یک کار ناحیه‌ای دقیق انجام گیرد. این ناحیه شدیداً تحت تأثیر چین-خوردگی، گسل خوردگی، کج‌شدگی، متاسوماتیسم و مقدار جزئی دگرگونی قرار گرفته است و احتمال اینکه سازندها برجا نباشند، زیاد است (Ternet., 1990).

¹Forster

² Nautiloculina

۲-۳-۳- پالئوزوئیک

۲-۳-۱- پالئوزوئیک زیرین

این رسوبات در شمال غربی کرات با یک روند شمال غرب- جنوب شرق در وسعت قابل ملاحظه، گسترش یافته است و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌آهک، دولومیت، توف و سنگ‌های ولکانیکی می‌باشد و در نقشه با علامت pZ مشخص گردیده است که تحت تأثیر دگرگونی قرار گرفته‌اند، سن آنها قبل از دونین می‌باشد. مجموعه فوق در بعضی از نواحی قابل تفکیک است. ترنت تشکیلات بین کوه طالب و گرانیات کوه برمانی را مشابه دانسته و در مورد تشکیلات واقع در یکه‌کوه که توالی کاملی از پالئوزوئیک را دارد، بیشتر صحبت کرده است. نداشتن فسیل، گسله بودن و دگرگونی و متاسوماتیسم باعث مشکلاتی جهت تقسیم و توصیف این سکانس شده ولی آن را با مجموعه مشابه که در ناحیه شیرگشت است قابل مقایسه دانسته است. کامل‌ترین ردیف سنگ‌شناسی که برای قبل از دونین یعنی پالئوزوئیک زیرین اعلام کرده است، به ترتیب زیر می‌باشد:

-شیبست‌های سریسیتی با میان لایه‌های نازک از آهک، سیل یا جریان‌های سنگ‌های بازیگ

-سکانس شدیداً چین‌خورده شامل ماسه‌سنگ- کنگلومرا با اجزاء آهک، میان‌لایه‌های آهک با خرده-

های فسیل و سیل‌های بازیگ

-دولومیت قهوه‌ای با میان لایه‌هایی از سیلتستون و توف‌های سبزرنگ و چرت‌های سیاه‌رنگ

-متاتوف‌های سبز با دولومیت قرمزرنج بر روی آن

-آهک سیاه براکیوپوددار که متناوب با دولومیت قهوه‌ای است

-متاولکانیک‌های بازیگ با میان‌لایه‌هایی از آهک سیاه و ماسه‌ای

-اسیلت و فیلیت‌هایی که نشان‌دهنده دگرگونی قدیمی هستند

-آهک تبلور یافته زرد تا قهوه‌ای

۲-۳-۳-۲- دونین

ترنت (۱۹۹۰) دونین را به ترتیب معادل سازندهای پادها، دولومیت سیبزار و آهک بهرام دانسته، واحدهای دونین در نقشه تابیاد با علامت Db, Ds, Dp، مشخص گردیده است. لیتولوژی آنها در یکه- کوه عمدتاً ماسه‌سنگ، اسیلت، ماسه‌سنگ کوارتزیتی، دولومیت و آهک خاکستری تیره و شیل می- باشد. بر روی این‌ها سازند بهرام قرار دارد که شامل آهک‌های خاکستری تیره و لایه‌های نازکی از شیل می‌باشد.

۲-۳-۳-۳- کربونيفر- پرمين

سازند سردر و دولومیت و آهک‌های فوزولین‌دار معادل سازند جمال می‌داند که آنها را در هر سه ناحیه یکه‌کوه و کوه باخرز و ناحیه جنوبی گزارش کرده است در نقشه زمین‌شناسی تابیاد که به ترتیب با علامت‌های Cs و pz نشان داده شده است.

۲-۳-۴- مزوزوئیک

۲-۳-۴-۱- تریاس

ترنت در نقشه زمین‌شناسی تابیاد، سازند نایبند را که در زیر تشکیلات شمشک قرار دارد در ۲۵ کیلومتری غرب سنگان و در ۲ کیلومتری جنوب فرزنه گزارش کرده است. این سازند از آهک‌های سفید تکوسمیلیادار^۱ تشکیل شده است.

¹ thecosmilia

رسوبات ژوراسیک در نقشه تابیاد با چهار گروه و با علامت‌های J_{2-3}^C ، J_{2-3}^1 ، J_{3}^{12} و J_{3}^{11} مشخص گردید. این رسوبات به ترتیب شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های با معماری مشابه سازند شمشک، سنگ-آهک، مارن، کنگلومرا، سنگ‌آهک چرت‌دار تیره و بالاخره آهک بایوکلاستیک می‌باشند. همچنین در میان شیل و ماسه سنگ‌های J این مجموعه فسیل‌های گیاهی مربوط به ژوراسیک شناسایی گردید.

انواعی از رسوبات مربوط به ژوراسیک در چهارگوش تابیاد توسط (Ternet., 1990) گزارش شده است. الف- تشکیلات شمشک که در ناحیه کوچکی با رسوبات غیردریایی از تناوب شیل و ماسه‌سنگ‌های ضخیم مشخص می‌شود و در جنوب غربی کوه تاهور قرار دارد. در شمال کوه طالب ضخامت عظیمی از شیل‌های سیاه‌رنگ وجود دارد که در بعضی از بخش‌های آن فسیل گیاهی مشاهده می‌شود. این شیل‌ها با کوارتزیت‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و سیلتستون‌ها به طور متناوب تکرار می‌شود که تحت تأثیر جابه‌شدگی‌های زمین‌ساختی و دگرگونی مجاورتی تغییراتی در این مجموعه صورت گرفته است. به خصوص سیلیسیفیکاسیون به شدت در اینها گسترش دارد. تبدیل این‌ها به سنگ‌های سخت و شکننده، احتمالاً زمینه را برای محلول‌های هیدروترمال فراهم کرده است، در بعضی جاها تبلور مجدد یافته‌اند و حتی به هورنفلس تبدیل گردیده‌اند. با وجود همه این تغییرات، فسیل‌های گیاهی در آنها قابل شناسایی است و توسط دکتر فخر استاد دانشگاه تهران یکی از این فسیل‌های گیاهی به نام فلبوب‌تریسس. سی.بی.پولی پودیودس^۱ شناسایی شد. این فسیل شاخص ژوراسیک زیرین است و به تنهایی ثابت می‌کنند که این مجموعه متعلق به سازند شمشک است. علاوه بر اینها فسیل‌های گیاهی زیر نیز ذکر شده‌اند که از نظر اهمیت نسبت به فسیل گیاهی قبلی در درجه بعدی قرار می‌گیرند.

- تائنیوپ‌تریس^۲

^۱ Phleboboterises. C.b.Polypodiodes

^۲ Taeniopteris

- پودوزامیتس.ای.ایکس.جی.ال. لانبئولاتوس^۱

- کان.سی.بی.نیل.سونیا.اس.پی^۲

- فیلیتس^۳

ب- رسوبات دریایی مربوط به ژوراسیک میانی به طور ناپیوسته بر روی پروتروزوئیک پسین قرار دارد. بر روی این‌ها سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نیز به طور ناپیوسته قرار گرفته است و سنگ‌شناسی آن شامل کنگلومرای پی است که بر روی آن آهک‌های بیوکلاستیک و مارن قرار دارد. این رخنمون‌ها در غرب- شمال غرب تا جنوب شرق کوه‌آباد قرار دارند. در کوه طالب کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون، مرمر و آهک‌های تبلور مجدد یافته وجود دارد. تفکیک این‌ها به علت عدم وجود فسیل مشکل است و احتمال اینکه رسوبات فوق در آن وجود داشته باشد زیاد است.

ج- آهک‌های ژوراسیک بالایی که از غرب خواف گزارش شده است. در مقطع نازک تهیه شده از سنگ آهک به دست آمده از یکی از حفاری‌ها فسیل‌هایی مشاهده شده که توسط فسیل‌شناسان سازمان زمین‌شناسی کشور شناسایی و به ژوراسیک بالایی-کرتاسه نسبت داده شده است.

این میکروفسیل‌ها عبارتند از:

-والوولامینا.اس.پی^۴

- ناتیلوکالینا^۵

- کائئولینا.اس.پی^۶

¹ Podozamites. e. x. G. L. lanbeolatus

² Con. c. b. Nillsonia. s. p.

³ Phyllites

⁴ Valvulamina. s. p

⁵ Nautiloculina s. p

⁶ Cuneolina s. p

- کورال^۱

۲-۳-۴-۳- کرتاسه

در بخش‌هایی از چهار گوش تایباد شناسایی گردیده که شامل رسوبات کنگلومرادر کرتاسه بالای K_2^C می‌باشد. این واحدها در بخش غربی نقشه در (K_2^m) مارن با سنگ آهک استرادر (K_2^1) و سنگ‌آهک هیپوریت‌دار در جنوب غربی خواف دارای گسترش زیادتری است.

۲-۳-۵- سنوزوئیک

۲-۳-۵-۱- پالئوسن - ائوسن

سنگ‌های این مجموعه شامل انواع کنگلومرا، سنگهای ولکانیک، بازالت، آندزیت‌بازالت، تراکی‌آندزیت، ایگنبریت برشهای ولکانیکی، توف و گدازه‌های آندزیتی‌داسیتی با میان لایه‌های پیروکلاستیکی به شکل مجموعه‌ای ناپیوسته و به صورت دگرشیب به روی رسوبات قبل از سنوزوئیک قرار گرفته است.

-توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی

در منطقه‌ی مورد مطالعه دو توده نفوذی سرنوسر و برمانی دارای رخنمون می‌باشند، سنگ‌های قبل از خود را قطع کرده و در آنها هاله دگرگونی ایجاد کرده‌اند. به خصوص در جنوب گرانیته سرنوسر این هاله دگرگونی به خوبی نمایان است. هر دو توده‌ی گرانیته امتداد شرقی- غربی دارند و احتمالاً در عمق به یکدیگر متصل می‌باشند. کوه برمانی به سمت شرق در افغانستان هم ادامه دارد. Ternet., (1990)، ترکیب کلی این دو را بیوتیت‌آمفیبول، گرانیته مونزونیتی گرانولار با بافت پورفیری دانسته است، که شامل هورنبلند گرانودیوریت و میکروگرانیته پورفیری می‌باشند. وی همچنین در شمال گرانیته سرنوسر لوکوگرانیته و در جنوب آن میکروگرانیته گزارش کرده و اشاره می‌کند که در قسمت-

¹ Coral

های غربی و جنوبی چندین دایک و آپوفیز وجود دارد. به عقیده ترنت یک روند تدریجی بین رخساره-های گرانودیوریتی، گرانیت مونزونیتی و بیوتیت گرانیت لویکوکرات وجود دارد.

نفوذ گرانیت سرنوسر باعث دگرگونی مجاورتی ضعیف و متاسوماتیسم در سنگ‌های منطقه شده است و سنگ‌های آهکی کریستالیزه شده و به مرمر تبدیل شده‌اند. در محدوده معدن جو توده‌ی نفوذی سرنوسر در جنوب منطقه کانی‌زائی شده رخمون دارد. مرز بین گرانیت سرنوسر و سنگ‌های اطراف تیز (شارپ) و ناسازگار بوده و در شمال توسط رسوبات نئوژن و در جنوب به وسیله رسوبات دگرگونی حرارتی مزوزوئیک محدود شده است. اندازه‌ی دانه، بافت و ترکیب گرانیت‌های سرنوسر از غرب به شرق و از مرکز به حواشی تغییر می‌کند. بر طبق نظر قوامی (۱۳۷۱) حاشیه‌ی جنوبی گرانیت سرنوسر از سینوگرانیت و کوارتزسینیت و بالای قله گرانیت سرنوسر یک مونزوگرانیت است که به تدریج به سمت ناحیه‌ی دردوی به کوارتز مونزونیت و در شرق به گرانودیوریت تغییر می‌یابد.

۲-۳-۵-۲- الیگومیوسن

رسوبات مربوط به این سن به علت تغییرات سریعی که در ضخامت و گسترش افقی دارند. حکایت از یک حوضه تکتونیکی ناآرام دارد. لیتولوژی شدیداً متغیر است، در قسمت زیرین رسوبات تخریبی-تبخیری شامل ماسه‌سنگ قرمز، کنگلومرای قرمز تیره، مارن، گچ، ماسه‌سنگ سبز و در قسمت بالایی ریوداسیت، آندزیت و بالاخره کنگلومرا می‌باشد. (Ternet., 1990) سری‌های الیگوسن میوسن را در قسمت شمالی رشته اصلی و در مرز گسلی گرانیت سرنوسر (در قسمت شمالی آن) گزارش کرده است که به طور ناپیوسته بر روی ائوسن و تشکیلات قدیمی‌تر قرار گرفته است و سن آنها را با استفاده از مجموعه پولن‌هایی^۱ که در چند لایه از این سری‌ها قرار گرفته است، به الیگوسن میوسن نسبت داده است. او ذکر می‌کند که این سری‌ها تغییرات سریع رخساره‌ای را هم به طور عمودی و هم به طور جانبی نشان می‌دهند که از کنگلومراهای درشت‌دانه تا سیلت و مارن تغییر می‌کند و موید این است

¹ Pollen assem bleage

که این سری‌ها در یک حوضه Inter montance که از نظر زمین ساختی در یک ناحیه فعال واقع بوده است، نهشته شده‌اند. او این سری‌ها را به دو گروه تقسیم کرده است:

-گروه زیرین که از کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون و مارن تشکیل شده است و بزرگترین رخنمون‌ها را به

خود اختصاص داده‌اند.

-گروه بالایی که شامل سنگ‌های آتشفشانی و کنگلومراهای بالایی می‌باشند که از نظر سنی آنها را به میوسن نسبت می‌دهند و شرح کامل این گروه‌ها در شرح نقشه چهارگوش تایباد توسط ترنت آمده است (Ternet., 1990).

۲-۳-۵-۳- نئوژن

رسوبات نئوژن نیز مانند اکثر نقاط ایران شامل سری قاره‌ای، شامل ماسه‌سنگ الوان، مارن‌های تبخیری، گچ، رسوبات رودخانه‌ای و کنگلومرای جوان است که به شکل ناپیوسته که با تغییر ضخامت مشهود قابل ردیابی می‌باشد. ترنت این سری‌ها را روی هر گوشه از رشته اصلی گزارش کرده است و سه سری متفاوت تشخیص داده است که از پایین به بالا شامل :

-سری زیرین که از کنگلومرا، ماسه‌سنگ‌های متمایل به قرمز و متمایل به سفید و تبخیری‌ها تشکیل شده

است. سن این قسمت را به میوسن بالایی تا پلیوسن زیرین ذکر کرده‌اند.

-سری کنگلومرای رودخانه‌ای که به طور ناپیوسته بر روی رسوبات تبخیری سری زیرین قرار دارد.

-سری کنگلومرای جوانتر از سری‌های قبلی جوان تر (Ternet., 1990).

۲-۳-۶- کواترنر

رسوبات کواترنر نیز شامل انواع ماسه‌های دانه‌ریز رس و کفه نمکی است که دشت‌های منطقه را می‌پوشاند که در مسیر خواف- سنگان مشاهده می‌شود که قسمت‌های زیادی از این مناطق به وسیله نهشته‌های کواترنر پوشیده شده است. در تشکیل این‌ها چندین فاز فرسایشی دخالت داشته است به طوری که مراحل اولیه باعث ایجاد مخروط‌افکنه‌های قدیمی شده است که در پای ارتفاعات دیده می‌شوند و در مراحل بعد مخروط‌افکنه‌های جوان‌تر را سبب شده است که دشت‌های عهد حاضر از آنها تشکیل یافته‌اند و ماسه‌های دانه‌ریز و رس در مرکز آن قرار دارند. در این رسوبات پلاسره‌های آهن را داریم که از پای کوه طالب تا منطقه وسیعی ادامه دارند و دارای ارزش اقتصادی زیادی می‌باشد شکل (۲-۵).

۲-۴- موقعیت زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیکی منطقه در پهنه رسوبی-

ساختاری ناحیه:

با توجه به اینکه محدوده در بخش شمال خاوری بلوک لوت جای می‌گیرد. لذا تحولات ساختاری آن نیز متأثر از تحولات ساختاری بلوک لوت است. ماگماتیسم ترشیر گسترده (فعالیت‌های آتشفشانی نفوذی) همراه با برونزد گسترده سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای از ویژگی‌های این منطقه است. رخنمون سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی با روند تقریبی NW-SE در جنوب، شرق و غرب منطقه به وسیله‌ی نهشته‌های کواترنری پوشیده‌اند که این رویداد باعث عدم مشاهده چگونگی ارتباط این سنگ‌ها با واحدهای دیگر در منطقه شده است. با توجه به مطالعات زمین‌شناسان متعددی از جمله اشتوکلین (۱۹۶۸)، نبوی (۱۳۵۵)، افتخارنژاد (۱۳۵۹) و آقانباتی (۱۳۸۳) عوامل زیر را می‌توان در تقسیم ایران به حوضه‌های رسوبی-ساختاری جدا، مؤثر دانست.

- نوع پوسته (قاره‌ای-اقیانوسی)

- شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی گذشته
- تفاوت رخساره‌های سنگی - زیستی همزمان در نواحی گوناگون
- تحولات زمین‌ساختی و پیامدهای آنها، مانند شدت و ساز و کار چین‌خوردگی‌ها، فعالیت‌های ماگمایی (درونی - بیرونی)، فرآیندهای دگرگونی و...
- الگوی ساختاری

با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری و شرایط متفاوت رسوبی و عوامل یادشده و همچنین تلفیق و جمع‌بندی دیدگاه‌های گوناگون و به‌ویژه شواهد دو زمین‌درز^۱ عمده تتیس کهن^۲ و تتیس جوان^۳، ایران را می‌توان به پهنه‌های اصلی رسوبی - ساختاری تقسیم کرد. با توجه به این تقسیم بندی، منطقه مورد مطالعه در پهنه خرد قاره ایران مرکزی و زیر پهنه بلوک لوت واقع می‌گردد.

۲-۵- فعالیت‌های ماگماتیسم در شرق ایران و ناحیه سنگان

در شرق لوت بقایایی از یک اقیانوس که بین لوت و افغانستان قرار داشته مشاهده می‌شود که فرورانش پوسته اقیانوسی در این منطقه همراه با تشکیل رخساره شیست آبی و سنگ‌های کالک‌آلکالن به صورت آندزیت - ریوداسیت انجام شده است. تحت تأثیر فاز تکتونیکی کیمرین پیشین دگرگونی شدید در ناحیه ده‌سلم - چاه‌داشی ملاحظه می‌شود که به نام کمپلکس دگرگونی ده‌سلم شناخته می‌شود. این کمپلکس دگرگونی شامل سازندهای رسوبی سردر و جمال است که تا حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. در طول زمان ژوراسیک میانی و تأثیر فاز کیمرین پسین موجب بروز دگرگونی ناحیه‌ای ضعیف و فعالیت ماگماتیسم گسترده‌ای در این ناحیه شده است. توده‌های گرانیتی، گرانودیوریتی سرخ‌کوه، شاه‌کوه، کوه بیدمشک و باتولیت گرانیتی بزمان از جمله مظاهر این ماگماتیسم می‌باشد. در طی فاز زمین‌ساختی لارامید توده‌های نفوذی همانند بجستان در منطقه طبس جایگزین

¹ Geo-Suture

² Paleo Tethys

³ Neo Tethys

شده است و سبب فعالیت آتشفشانی و دگرگونی‌های خفیف در آمیزه‌های رنگین گردیده است. طی فاز زمین‌ساختی پیرنه سنگ‌های آتشفشانی که به‌طور عمده دارای ترکیب حد واسط با ماهیت شوشونیتی می‌باشند، یافت می‌شوند. همچنین توده‌های پراکنده‌ای از جنس گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت (همانند ده سلم، خور و ...) در قسمت‌های مختلف لوت ظاهر شده‌اند. طی فاز تکتونیکی آتیکان زمینه برای فوران‌های آتشفشانی در نقاط مختلف لوت از جمله بزمان طی زمان کواترنر فراهم آمده است اشتوکلین (۱۳۷۱). طبق نظر اشتوکلین و همکاران (۱۳۷۱) سنگ‌های نفوذی درون بلوک لوت متعلق به دو مجموعه می‌باشند، اولی بیشتر شامل گرانیت‌های ژوراسیک پیشین و پسین شامل نفوذی شاه‌کوه و گرانیت‌ها و گرانیت‌های گنیسی که در مناطق شدیداً تغییر شکل یافته مرز شرقی بلوک لوت وجود دارند، می‌شود. مجموعه دیگر شامل گرانودیوریت‌ها، دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌های ساب-ولکانیک ترشیاری میانی تا پایانی هستند. اساس این مطالعات بر پایه مطالعات پترولوژیکی، ژئوشیمی سنگها قرار دارد. توده‌های نفوذی در بلوک لوت توسط آنالیزهای پترولوژیکی، ژئوشیمیایی و مطالعات ایزوتوپی Sr و Ar به دقت مورد بررسی قرار گرفتند. بر این اساس، فعالیت ماگماتیسم بلوک لوت در اواخر کرتاسه شروع شده و قدیمی‌ترین آن مربوط به ۷۷ میلیون سال و جدیدترین آن مربوط به ۶۰ میلیون سال بوده است (Jung et al., 1982). سنگ‌های به‌وجودآمده حاصل این فعالیت‌ها بیشتر شامل بازالت، آندزیت، داسیت و ریولیت است، که به‌طور فرعی لاواها و ایگنمبریت‌ها نیز وجود دارند. ترکیب شیمیایی ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها کالک‌آلکان بوده که نشان‌دهنده موقعیت تکتونیکی زون فرورانش حاشیه قاره‌ای می‌باشد (Jung et al., 1982). اطلاعات ایزوتوپی حاصل از مطالعات Rb-Sr نشان می‌دهد که بیشتر سنگ‌هایی که از گوشته منشاء می‌گیرند، بدون آغستگی با پوسته حاصل شده‌اند (Jung et al., 1982). تعیین سن Rb-Sr نشان داده است که ولکانیسم‌های کالک‌آلکان مربوط به سن کرتاسه پایانی بوده و تا ائوسن و الیگوسن ادامه پیدا کرده است. این سن همچنین ممکن است به کانی‌سازی‌ها ارتباط داشته باشد ترکیان و همکاران (۱۹۸۳). در این سنگ‌ها نسبت Sr^{87} / Sr^{86} افزایش نشان می‌دهد و دامنه تغییرات آن از ۰/۷۰۴۷ تا ۰/۷۰۷۵ متغیر است که

این به دلیل آغشتگی ماگمای تشکیل دهنده آنها با پوسته قاره‌ای در حین بالا آمدن است. در مطالعات دیگری که توسط ملک‌زاده (۱۳۸۸)، ارجمند زاده (۱۳۹۰)، کریم‌پور و همکاران (۱۳۹۱)، مرادی و همکاران (۱۳۹۱)، سلاطی و همکاران (۱۳۹۱)، کریم‌پور و همکاران (۱۳۹۰) در بخش‌های مختلف بلوک لوت انجام شده است با بررسی میزان عناصر REE، اکسیدهای اصلی، ایزوتوپ‌های ناپایدار Sm- Nd و سایر ویژگی‌های ژئوشیمیایی موجود در سنگ‌های پلوتونیک بلوک لوت، سن توده‌ها را بین ۳۳/۳ میلیون سال در جنوب بلوک لوت در منطقه چاه شلجمی تا ۴۳/۳ میلیون سال در منطقه کیر- کوه در شمال بلوک لوت برآورد نموده و آنها را از نوع اکسیدان دانسته‌اند. همچنین منشاء ماگمای توده‌های نفوذی را مربوط با پوسته اقیانوسی صفحه فرورونده و در برخی موارد همراه با آغشتگی با پوسته قاره‌ای می‌دانند. این ماگماتیسم‌ها با فرورانش پوسته‌های اقیانوسی با سن‌های متفاوت از ۴۴۰ تا ۶۲۰ میلیون سال همراه بوده است (کریم‌پور و همکاران ۱۳۹۱).

۲-۶- کانی‌سازی در بلوک لوت

در لوت مرکزی ترکیان و همکاران (۱۳۶۲)، لطفی (۱۳۶۱)، بوامان (۱۳۶۲) مطالعات زیادی را به‌روزی کانی‌سازی مس، سرب و روی و آهن از قلعه زری تا لوت مرکزی انجام داده‌اند. مرز این ذخایر در ترشیری دارای گستردگی زیادی است لطفی (۱۳۶۱). حرکات تکتونیک در بلوک لوت که منجر به فعالیت‌های ماگمایی شده است، احتمال به‌وجود آوردن کانی‌سازی‌های ذکر شده را در ارتباط با این فعالیت‌های ماگمایی محتمل‌تر می‌کند. کنترل‌کننده‌های ساختمانی مرتبط با این کانی‌سازی‌ها شامل گسل نایبند و سیستم گسل‌های شرق ایران است. به‌طور کلی آتشفشان‌های بلوک لوت موجب تشکیل کانسارهای مس، روی، قلع، آنتیموان و سرب شده است و به نظر می‌رسد که تشکیل بنتونیت- های اطراف بیرجند، گناباد، فردوس و کاشمر با تخریب مواد آتشفشانی ارتباط داشته باشد (Kenrad et al., 1977). با توجه به مطالعات ملک‌زاده، (۱۳۸۸)، ارجمندزاده (۱۳۹۰)، کریم‌پور و همکاران (۱۳۹۱)، مرادی و همکاران (۱۳۹۱)، سلاطی و همکاران (۱۳۹۱)، کریم‌پور و همکاران (۱۳۹۱) در

خصوص کانی‌سازی‌های مختلف مرتبط با توده‌های نفوذی و بر اساس سن‌سنجی‌های انجام‌شده در بلوک لوت، در فاصله زمانی بین ۳۳ تا ۴۲ میلیون سال قبل (ائوسن میانی تا اوایل الیگوسن)، ماگماتیسم‌های ویژه‌ای با ژئوشیمی خاص (مانند مناطق ماهر آباد، خویپک، ده‌سلم، چاه‌شلجمی، آغل-کوه، خور، شوراب و غیره) در شرق ایران محدوده بلوک لوت شکل گرفته که عامل تشکیل انواع کانی‌سازی ای او سی جی^۱، مس-طلای پورفیری و طلای اپی‌ترمال سولفید بالا در این بخش از ایران شده است.

۲-۷- زمین‌شناسی ساختمانی ناحیه‌ای

در قسمت شرق ایران در ناحیه خواف یک بلوک گسل‌خورده اصلی با روند شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد که به سه بخش اصلی تقسیم می‌شود. واحد جنوبی که باقیمانده برآمدگی سنگ‌های پرکامبرین و سنگ‌های دگرگون پالئوزوئیک می‌باشد که به همراه نفوذی‌های بزرگ گرانیتی ائوسن پایانی مشاهده می‌شوند (Ternet., 1990). ساختارهای تکتونیکی در این ناحیه شامل گسل‌ها، شکستگی‌ها و چین‌خوردگی‌ها می‌باشد. الگوی زمین‌شناسی ساختمانی ناحیه در منطقه مورد مطالعه شامل تعدادی بلوک‌های بالا آمده^۲ و فروافتادگی می‌باشد. بلوک‌های بالا آمده در این ناحیه از سنگ‌های قبل از نئوژن تشکیل شده است. این بلوک‌ها توسط فروافتادگی‌هایی که به وسیله رسوبات چین‌خورده نئوژن و نهشته‌های وسیع کوارترنری پرشده‌اند از یکدیگر جدا می‌گردند (ترنت (۱۹۹۰). بلوک‌های بالا آمده در این ناحیه که در چهار نقشه زمین‌شناسی تایباد، گناباد، تربت‌حیدریه و تربت‌جام می‌باشند شامل موارد ذیل می‌گردند:

الف) بلوک کوه پیربنوش

ب) رشته اصلی

¹ IOCG

² Uplifted blocks

ج) بلوک کوه ناهور- کوه سینا

فروافتادگی‌هایی که در بین این سه بلوک قرار دارند عبارتند از:

الف) فرو افتادگی گندمشاد- تایباد

ب) فرو افتادگی خواف

بزرگترین بلوک ناحیه تحت عنوان رشته اصلی خوانده می‌شود. منطقه مورد مطالعه بخشی از این ناحیه محسوب می‌شود. پس از این بلوک، بلوک کوه ناهور- کوه سینا، دومین بلوک بالآمده در این ناحیه می‌باشد که تا بخش‌های شمال غرب چهارگوش گناباد گسترش دارد. بلوک کوه پیربنوش از دیگر بلوک‌های این ناحیه می‌باشد که حجم کوچکی از آن در چهارگوش تایباد و حجم عمده آن در جنوب شرق چهارگوش تربت‌جام واقع گردیده است. ساختارهای درونی هر یک از این بلوک‌ها یک مجموعه پیچیده از گسل‌ها و چین‌های قبل از نئوژن می‌باشند که مرزهای هر بلوک با رسوبات نئوژن اطراف آن با یک گسل بزرگ مشخص است. این گسل یا در سطح به وضوح مشخص است، یا به وسیله رسوبات کواترنری پوشیده شده و یا به وسیله یک خمیدگی به سمت پایین در رسوبات نئوژن نشان داده می‌شود. فروافتادگی گندمشاد- تایباد در بین بلوک‌های بالا آمده کوه پیربنوش و رشته اصلی و فروافتادگی خواف بین بلوک‌های رشته اصلی و کوه ناهور- کوه سینا واقع گردیده‌اند. این فروافتادگی‌ها به وسیله رسوبات چین‌خورده نئوژن و نهشته‌های وسیع کواترنری پر شده‌اند (Ternet., 1990). بلوک-های بالآمده و فروافتادگی‌های مهم مرتبط با منطقه مورد مطالعه:

۲-۷-۱- رشته اصلی

رشته اصلی که بزرگترین واحد بالآمده در ناحیه می‌باشد، مجموعه‌ای از بلوک‌های جدا از یکدیگر و از رسوبات نئوژن به وسیله یک الگوی پیچیده از گسل با روندهای متفاوت است که این واحدهای ساختاری می‌تواند به ترتیب زیر از شمال به جنوب از یکدیگر متمایز شوند.

الف) بلوک کوه تاهو دره - کوه قلعه سنگی

ب) واحد سفید کوه خور - کوه قربان

ج) بلوک کوه سنگی - یکه کوه

د) افتادگی عرضی کرات

ه) بلوک جنوبی

ساختار این رشته، به عنوان یک کل، یک ساختار نامتقارن است. در سمت غرب همه این واحدهای ساختاری (به غیر از افتادگی عرضی کرات) به وسیله یک مجموعه پیوسته از گسل‌ها که به طور میانگین روند شمال غرب - جنوب شرق نشان می‌دهد از واحدهای نئوژن جدا گشته است، که یک جابه‌جایی قابل ملاحظه را حداقل در شمال غرب نشان می‌دهد. بر خلاف این مجاورت با نئوژن، در سمت شمال شرق مجاورت‌ها بسیار متنوع بوده (گسله یا غیر گسله) و روند آن نیز بسته به بلوک متغیر است.

در ذیل به معرفی اجمالی هر یک از بلوک‌های رشته اصلی پرداخته می‌شود.

بلوک کوه تاهو دره - کوه قلعه سنگی:

به طور عمده از آتشفشانی‌های پالئوسن - ائوسن پایینی تشکیل شده است و روند اصلی آن شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد، که به طور معمول با شیب‌های کم یا زیاد به سمت شمال شرق با روند WNW-ESE امتداد یافته‌اند و از سمت جنوب به وسیله یک سیستم گسله بزرگ از واحد سفیدکوه - خور - کوه قربان جدا گشته است، (Ternet., 1990). واحد سفیدکوه - کوه قربان عمدتاً به وسیله یک سری رسوبات الیگوسن - میوسن با روند شمال غرب (WNW) تشکیل شده است. روند شمال غرب - جنوب شرق در امتداد رشته اصلی مشخص می‌شود. از لحاظ لیتولوژی رخساره‌های مختلفی از جمله

کنگومرا، سیلت و مرمر قابل مشاهده است، در این منطقه گسل‌های متعددی اثر گذاشته‌اند، Ternet., (1990). بلوک کوه سنگی – یکه کوه این بلوک به وسیله رخنمون‌های وسیع سازندهای پالئوزوئیک و پروتروزوئیک پسین در رشته اصلی مشخص است. در سمت شمال شرق بلوک، این بلوک به وسیله رسوبات الیگومیوسن واحد سفیدکوه‌خور پوشیده می‌شود. در جنوب شرق پشته این مجاورت با رسوبات الیگومیوسن مشخص است که به زیر دشت کواترنری بین کرات و کوه قربان کشیده می‌شود در جنوب غرب، این بلوک در مقابل نهشته‌های نئوژن فروافتادگی خواف در طول یک کمپلکس سیستم گسله با روند شمال غرب گسل خورده است. این بلوک را می‌توان درون سه واحد مختلف که به ترتیب از شمال غرب به جنوب شرق مشاهده می‌شوند تقسیم‌بندی کرد (Ternet., 1990).

الف) واحد پروتروزوئیک پسین

ب) افتادگی الیگوسن و ائوسن میانی

ج) واحد پالئوزوئیک

۱- افتادگی عرضی کرات^۱

این منطقه در شمال روستاهای فرزانه و کرات قرار دارد و به صورت فرورفتگی می‌باشد، گودال کرات به وسیله رسوبات کواترنری و الیگوسن پوشیده می‌شود. عرض این فروافتادگی عرضی که بلوک جنوبی رشته اصلی را از دیگر قسمت‌های رشته اصلی جدا می‌سازد در غرب ناحیه کرات از ۲/۵ کیلومتر تغییر می‌کند، گسل‌های احاطه‌کننده فروافتادگی که روند شمال غرب دارند موازی یکدیگر می‌باشند در حالیکه در شرق آنها کمی نسبت به هم واگرایی نشان می‌دهند (Ternet., 1990).

¹ The Karat transverse troug

۲- بلوک جنوبی

این بلوک که به طور شاخصی از دیگر قسمت‌های رشته اصلی که در شمال افتادگی عرضی کرات قرار گرفته‌اند، جدا شده است و تنها شباهتی که این بلوک با سایر واحدهای رشته اصلی قابل مقایسه می‌باشد، سازد روند تکتونیکی شمال غرب- جنوب شرق آن است. امتداد عمومی بلوک که شامل قسمت‌های گسترش یافته درون افغانستان می‌باشد، شرقی- غربی است. چین خوردگی‌های سازندهای پالئوزوئیک این بلوک امتداد شرق- غرب تا شمال شرق- جنوب غرب دارند که از تزریق توده‌های نفوذی کوه سرنوسر و کوه برمانی در جهت نیمه شرقی- غربی تأثیر پذیرفته‌اند. در قسمت جنوبی بلوک، مجاورت این سنگ بسترهای پالئوزوئیک و رسوبات نئوژن روند شرقی- غربی نشان می‌دهند. گسل‌هایی که بلوک را در سمت جنوب غرب احاطه کرده‌اند در قسمت‌هایی به وسیله مخروط‌افکنه‌های آبرفتی کواترنری پنهان شده‌اند. بلوک جنوبی به وسیله یک سیستم ساختمانی که عمدتاً شامل دو گسل با روند شمال شرق و شمال غرب است و در کوه باخرز به یکدیگر ملحق می‌شوند به دو زون تقسیم می‌شود. مجاورت بین این دو زون به وسیله گرانیت کوه برمانی مشخص می‌شود. زون شمالی این سیستم از سازندهای پروتروزوئیک پسین و پالئوزوئیک پایینی- میانی تشکیل شده است که این سنگ‌ها بر اثر مجاورت متامورفیسیم گرانیت‌های برمانی و سرنوسر مجموعه پیچیده‌ای را تشکیل داده است. ساختار زون جنوبی در کل بسیار ساده است. این زون از یک باقیمانده تاقدیس‌گونه سازند سردر، با یک محور تقریباً شرق- غرب تشکیل شده است که به سمت جنوب، این سازند رخنمون‌های محدودی از سازند بهرام را می‌پوشاند. سازند سردر این زون به شدت چین خورده و دارای شیب زیادی می‌باشد (Ternet., 1990).

۳- بلوک کوه ناهور - کوه سینا

این بلوک در غرب کوه سرنوسر و جنوب غرب خواف قرار دارد و شامل رسوبات کرتاسه فوقانی، تشکیلات تخریبی و آتشفشانی‌های کمپلکس پایینی تشکیل شده است این بلوک در حقیقت از دو زیربلوک تشکیل شده است:

الف) زیربلوک کوه ناهور-خواف که در غرب و جنوب غرب خواف واقع شده و در روند ساختاری غالب شمال غرب- جنوب شرق نشان می‌دهد.

ب) زیربلوک کوه سینا- نیاز آباد که عمدتاً از سنگ‌های قبل از نئوژن تشکیل شده و ساختارها در آن روند شرق- غرب تا شمال غرب- جنوب شرق نشان می‌دهد. گسل‌های بعد از نئوژن که این بلوک را در سمت شمال شرق و جنوب احاطه کرده است زیر آبرفت‌های کواترنری پنهان شده است، (ترنت، ۱۹۹۰).

۴- بلوک کوه پیر بنوش^۱

این بلوک تقریباً به‌طور کامل از واحدهای آتشفشانی و نیمه‌عمیق آتشفشانی تشکیل شده است. کوه پیربنوش در بخش شمالی چهارگوش تایباد قرار گرفته است. از سمت غرب این بلوک به‌وسیله یک جفت گسل با روند شرق- غرب که یک گراین باریک از آتشفشانی‌های واحد E^{VS2} را احاطه کرده است، به دو زیر بلوک شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود و از سمت شرق این بلوک به وسیله یک گسل با روند شمال غرب که مرز شمالی بلوک را با نهشته‌های نئوژن مشخص می‌سازد متمایز است (Ternet., 1990).

^۱Kuh-e Pir Benush block

۲-۷-۲- فروافتادگی‌ها

۲-۷-۲-۱- فروافتادگی گندمشاد- تایباد

این فروافتادگی که بین دو بلوک بالا آمده کوه پیربنوش و رشته اصلی واقع است به وسیله رسوبات نئوژن پر گردیده است. این رسوبات چین‌های ملایم با روند غرب-شمال غرب به شرق-غرب نشان می‌دهند. در شرق پل‌بند و غرب جاده اصلی تایباد-مشهد که با ادامه جنوبی محور بالا آمدگی کوه پیربنوش مطابقت دارد، نئوژن به وسیله چین‌های S شکل متمایز است (Ternet., 1990).

۲-۷-۲-۲- فروافتادگی خواف

این فروافتادگی در بین دو بالا آمدگی رشته اصلی و بلوک کوه ناهور-سینا واقع شده که ساختار یک گرابن با رسوبات نئوژنی که در طول روند شمال غرب-جنوب شرق به صورت ملایمی چین خورده‌اند را به نمایش می‌گذارد از یک زون باریک از کنگلومراهای Qpl^c همراه در طول جبهه جنوب غرب رشته اصلی حضور دارد که مجاورت بین این کنگلومرا و سازندهای رشته اصلی گسله می‌باشد (Ternet., 1990).

۲-۸- توان اقتصادی کمربند خواف- درونه

شرایط تکتونیکی کمربند خواف- درونه و فعالیت‌های ماگمایی متنوع در ترشیری، موجب شده تا کانی‌سازی‌های ویژه‌ای در طول این کمربند تشکیل شوند. اکتشافات گسترده در طی چند سال اخیر در این کمربند موجب شناسایی ذخایر تیپ ای او سی جی شده است. کریم‌پور و همکاران (۱۳۸۱) و کریم‌پور (۱۳۸۲) برای اولین بار در ایران کمربند خواف- درونه را به عنوان کمربند حاوی کانی‌سازی تیپ اکسید آهن معرفی کردند (شکل ۲-۲). مناطق شناسایی شده در این کمربند عبارتند از:

- معدن طلا کوه زر تربت حیدریه

- معدن سنگ آهن سنگان خواف

- توده مگنتیت حاوی طلای تنورچه

- توده مگنتیت - اسپکیولاریت حاوی مس - طلای سعادت آباد

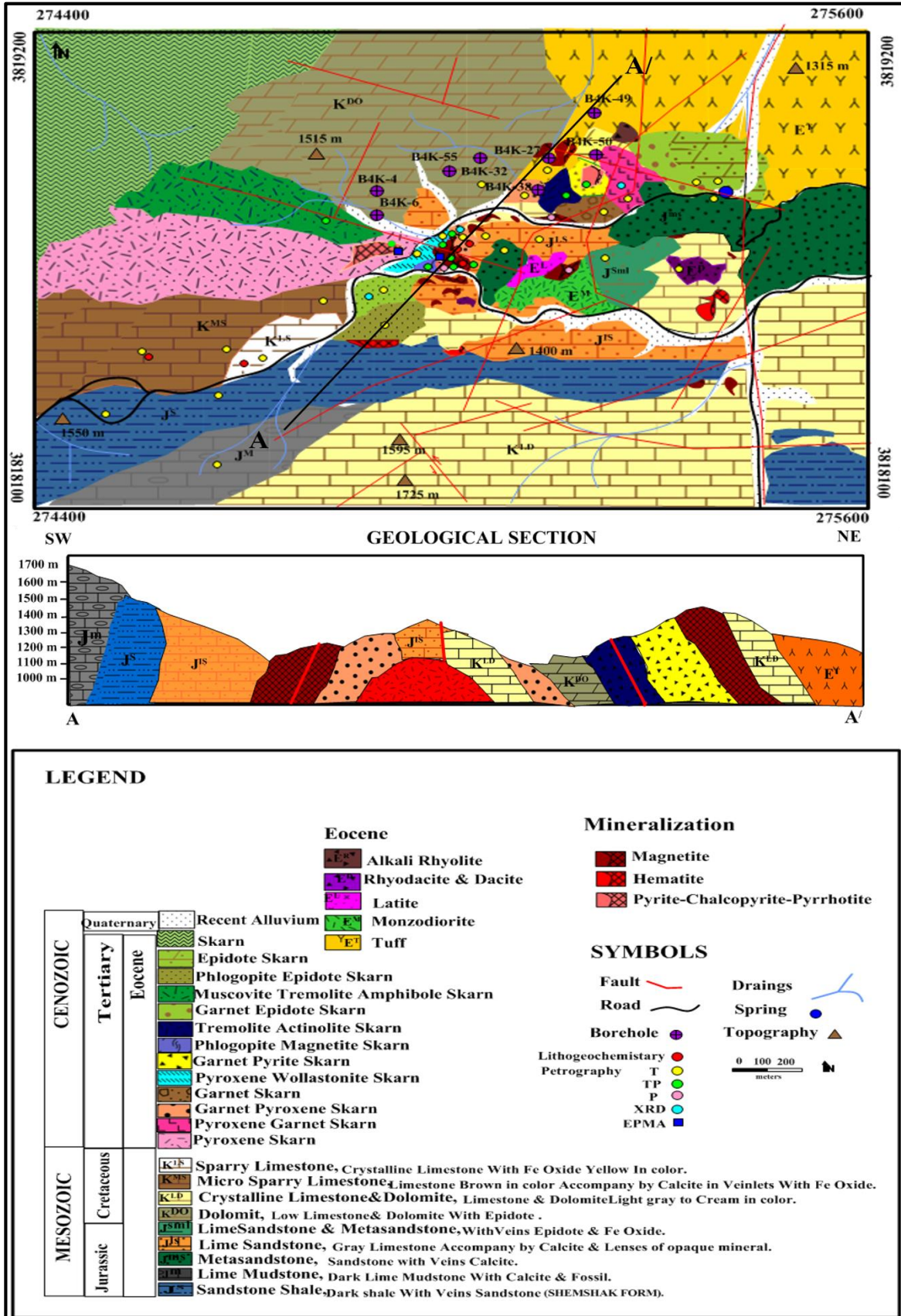
- و سایر مناطق دارای اندیس مس در این کمربند (کریم پور، ۱۳۸۴).

۲-۹- زمین شناسی اقتصادی سنگان

در محدوده برگه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد و رشته کوه اصلی، شمار زیادی از کانی سازی و اندیس های آهن وجود دارد که بر اساس نقشه زمین شناسی برگه تایباد در نهشته های پروتروزوئیک و بر اساس مطالعات شرکت ملی فولاد (طرح تجهیز معادن سنگ آهن سنگان) در نهشته های دوران دوم قرار دارد که از مهمترین این معادن و اندیس های آهن، معادن سنگ آهن سنگان واقع در کوه طالب است. از کانی سازی مس می توان در بخش شمال غربی کوه تاهودره به سمت جنوب - جنوب غرب ارزنه و جنوب کردیان در سنگ های آتشفشانی پالئوسن - ائوسن زیرین نام برد. همچنین اندیس هایی از کانی مس را می توان در کوه طالب، جنوب پشته و شرق کوه تهور مشاهده نمود. همچنین در محدوده برگه تایباد می توان از باریت (در دو کیلومتری غرب کرات)، بنتونیت (جنوب غرب ارزن) و پرلیت (شرق ارزن) نام برد.

۲-۱۰- زمین شناسی منطقه معدن جو

کانسار آهن معدن جو در قسمت گوشه شرقی برگه ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد و ۱:۱۰۰۰۰۰ موسی آباد واقع شده است. و به ترتیب دارای واحدهای سنگی از قدیم به جدید شامل: رخنمون های ماسه سنگ شیلی، مادستون آهکی، ماسه سنگ، ماسه سنگ آهکی متعلق به دوره ژوراسیک، سنگ آهک کریستالیزه و دولومیتی کرتاسه، اسکارن، کانسنگ، توف، مونزودیوریت، لاتیت (دیاباز)، آلکالی ریولیت، داسیت و ریوداسیت متعلق به ائوسن و رسوبات عهد حاضر متعلق به کواترنری می باشد.



شکل ۲-۶. نقشه زمین‌شناسی و معدنی معدن جو.

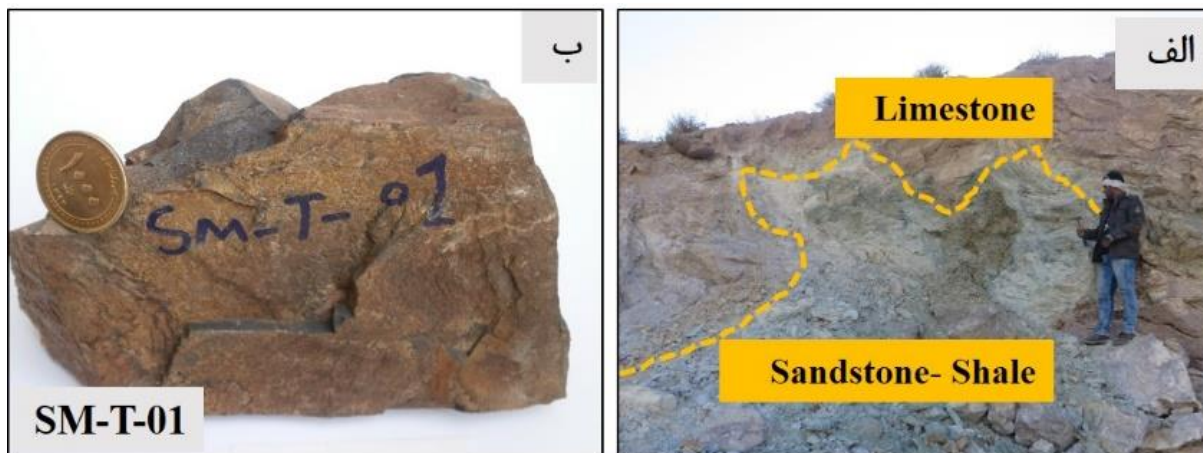
این واحدهای زمین‌شناسی و چینه‌شناسی به شرح زیر می‌باشد:

۲-۱۰-۱- واحد شیل و ماسه‌سنگ

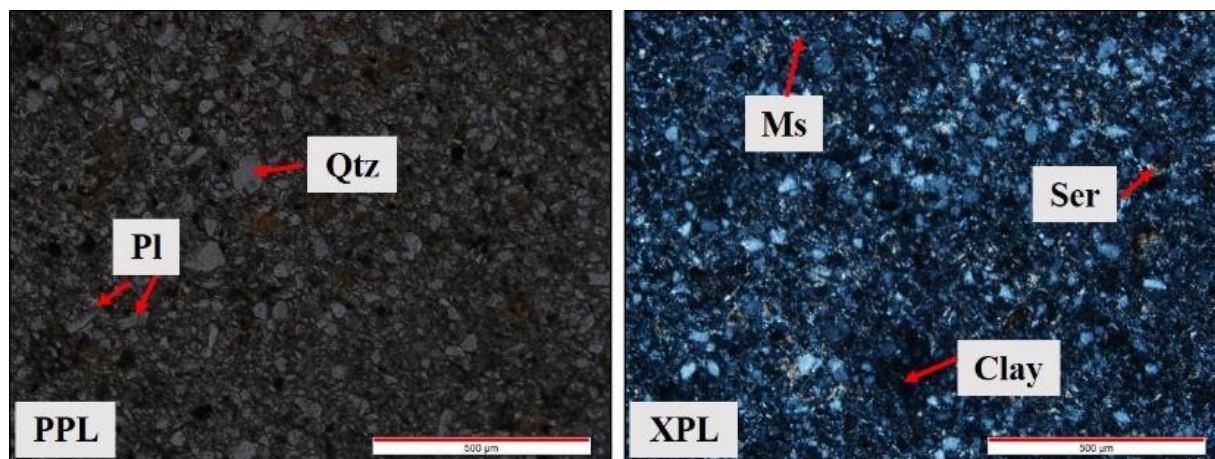
الف- واحد ماسه‌سنگ شیلی

واحد ماسه‌سنگ شیلی به سن ژوراسیک که قدیمی‌ترین واحد سنگی در منطقه می‌باشد و به رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌شود بافت این سنگ‌ها غالباً دانه‌ریز و یکنواخت است و رگه‌هایی از جنس سیلیس در بعضی قسمت‌ها مشاهده می‌شود. این واحد دارای روند شرقی- غربی است و از نظر توپوگرافی نسبت به واحدهای آهکی اطراف به دلیل مقاومت کمتر دارای شیب ملایم‌تری حدود ۴۷ درجه شیب به سمت جنوب شرق می‌باشد. این منطقه که دارای توپوگرافی نسبتاً خشن و کوهستانی می‌باشد، ارتفاعات به سه قسمت تقسیم می‌شود: ۱- ارتفاعات جنوب و جنوب غربی منطقه می‌باشد که دارای جنس آهکی و دولومیتی می‌باشد و دارای ارتفاع بلندتری نسبت به دیگر ارتفاعات دارند، متوسط ۱۷۲۵ متر ارتفاع دارند و به سمت غرب و تقریباً مرکز که واحد ماسه‌سنگ شیلی است و دارای ارتفاع ۱۵۵۰ متر است و در منطقه جزء ارتفاعات متوسط می‌باشد. ۳- به سمت شمال شرق منطقه ارتفاعات کاسته شده و به ۱۳۰۰ متر می‌رسد. به روی این واحد سنگی آهک‌های به سن کرتاسه و ژوراسیک قرار گرفته‌اند و این واحد در قسمت غرب منطقه و به صورت نواری در بین واحدهای آهکی و اسکارن منطقه گسترده شده است و عملکرد گسلی بزرگ که از خارج منطقه شروع شده و با روند شمالی- جنوبی باعث جدایش بخشی از این واحد سنگی به سمت جنوب شرقی و نزدیک به مرز افغانستان شده است و گسل به خارج از منطقه ادامه یافته است. کانی‌های تشکیل‌دهنده این واحد سنگی شامل کوارتز که حدود ۴۰-۴۵ درصد ترکیب سنگ را تشکیل داده است، دانه‌های کوارتز دارای حاشیه‌های تقریباً صاف می‌باشند، میزان گردش‌دگی زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار که نشان‌دهنده شرایط تشکیل در حاشیه دریا‌های کم‌عمق و خارج از حوضه می‌باشد اندازه دانه‌های کوارتز حدود ۱۰۰ میکرون و در بعضی قسمت‌ها از ۲۰ میکرون تا حدود ۰/۱ میلی‌متر قابل تشخیص

می‌باشد. پلاژیوکلاز ۱۰-۱۵ درصد سنگ را تشکیل داده است و دارای ماکل کارلسباد و پلی سنتتیک می‌باشد، کانی‌های رسی که فضاهای خالی را پر کرده است و حدود ۲۰-۳۰ درصد را تشکیل داده است و سریسیت و موسکوویت حدود ۵-۱۰ درصد را تشکیل داده‌اند. بافت سنگ ریزدانه تا متوسط دانه می‌باشد سریسیت دارای جهت‌یافتگی می‌باشد و نشان‌دهنده تأثیر درجه ضعیف دگرگونی می‌باشد.



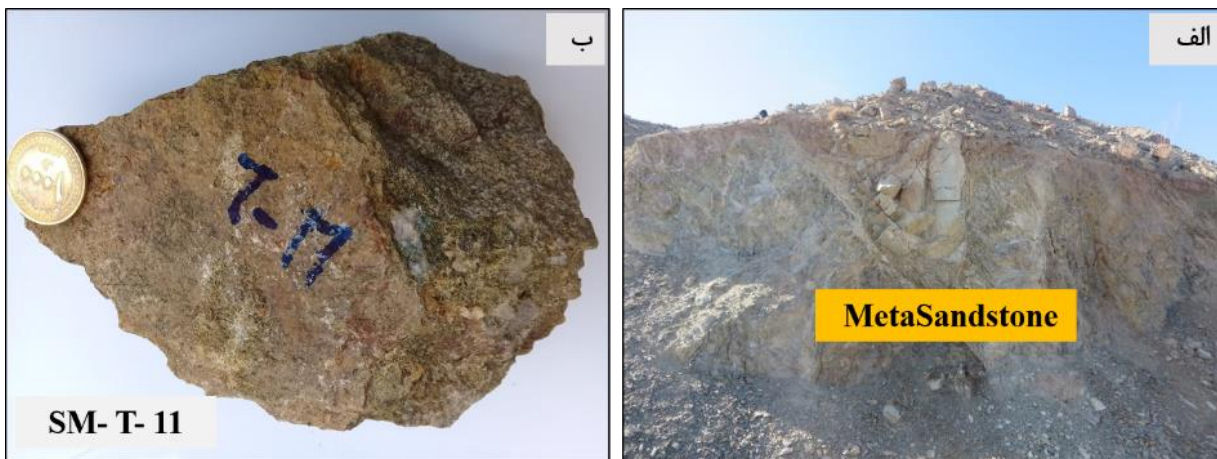
شکل ۲-۷. الف: واحد شیلی - ماسه‌سنگی ژوراسیک (دید به سمت شمال) ب- نمونه دستی از واحد شیلی ماسه‌سنگی که دارای تینگرهایی از ماسه‌سنگ می‌باشد.



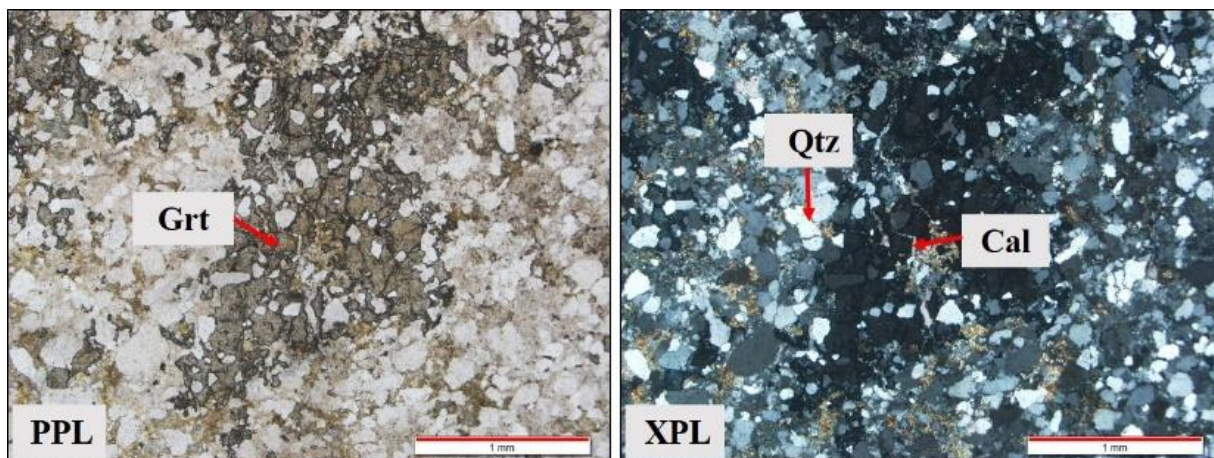
شکل ۲-۸. تصویر میکروسکوپی از واحد ماسه‌سنگ شیلی در نور PPL-XPL.

ب- واحد ماسه‌سنگ (واحد نزدیک به زون اسکارن)

جنس این واحد رسوبی ماسه‌سنگ است و به رنگ خاکستری تا کرم مشاهده می‌شود و ساخت رگه‌ای دارد و دارای شکستگی است که در زون تماس تحت تأثیر متامورفیسم قرار گرفته است و دگرگون شده است و در مرحله بعد فضاهای خالی توسط رگه‌های کلسیت پر شده است به مقدار خیلی کم گارنت و اکسیدهای آهن هم مشاهده می‌شود و به طور خفیف دچار دگرسانی کلریتی و اپیدوتی شده است، ارتفاع این واحد ۱۴۴۵ متر می‌باشد.



شکل ۲-۹. تصویر از واحد ماسه‌سنگ (نگاه به سمت شرق)، ب: تصویر نمونه دستی این واحد با رگه‌های کلسیت و آغستگی سطحی به اکسیدهای آهن.



شکل ۲-۱۰. تصویر میکروسکوپی از واحد ماسه‌سنگ، شامل کانی‌های کلسیت، کوارتز و گارنت.

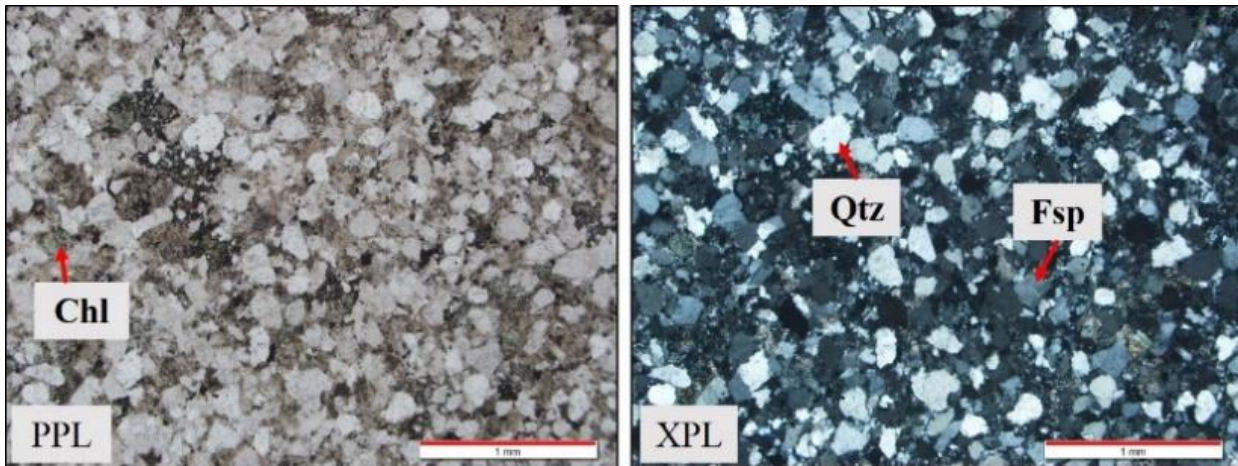
ج- واحد ماسه‌سنگ (کوارتز آرنایت) (واحد دور از اسکارن)

این واحد ماسه‌سنگی با فاصله از منطقه اسکارن در قسمت شمال شرقی منطقه قرار گرفته است با ارتفاع ۱۳۷۷ متر می‌باشد، رنگ این واحد از خاکستری تا کرم متغیر است. بافت اصلی سنگ حالت گرانولار دارد. مهمترین و فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ، کوارتز با فراوانی ۸۵-۹۰ درصد می‌باشد و همچنین شامل کانی‌های کوارتز، فلدسپات، کلریت و میکا است. دانه‌های کوارتز در سنگ‌های تشکیل‌دهنده این واحد دارای گردشگی نسبتاً بالا و جورشدگی خوب می‌باشند، از این‌رو از مچوریتی بافتی خوبی برخوردار هستند این سنگ‌ها دارای سیمان کربناته و در برخی قسمت‌ها سیمان سیلیسی (ناشی از کوارتز ثانویه) می‌باشد.



شکل ۱۱-۲. رخنمون صحرایی واحد ماسه‌سنگی (نگاه به سمت جنوب شرق) ب: نمونه دستی واحد ماسه سنگی با

سیمان ضعیف کربناته.

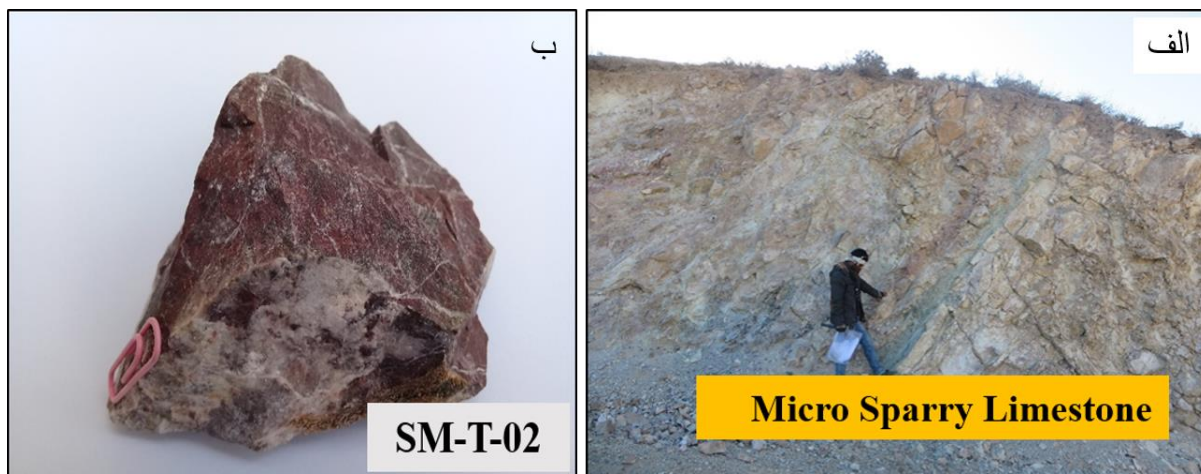


شکل ۲-۱۲. تصویر میکروسکوپی از واحد ماسه‌سنگ دور شونده زون اسکارن در نور PPL- XPL.

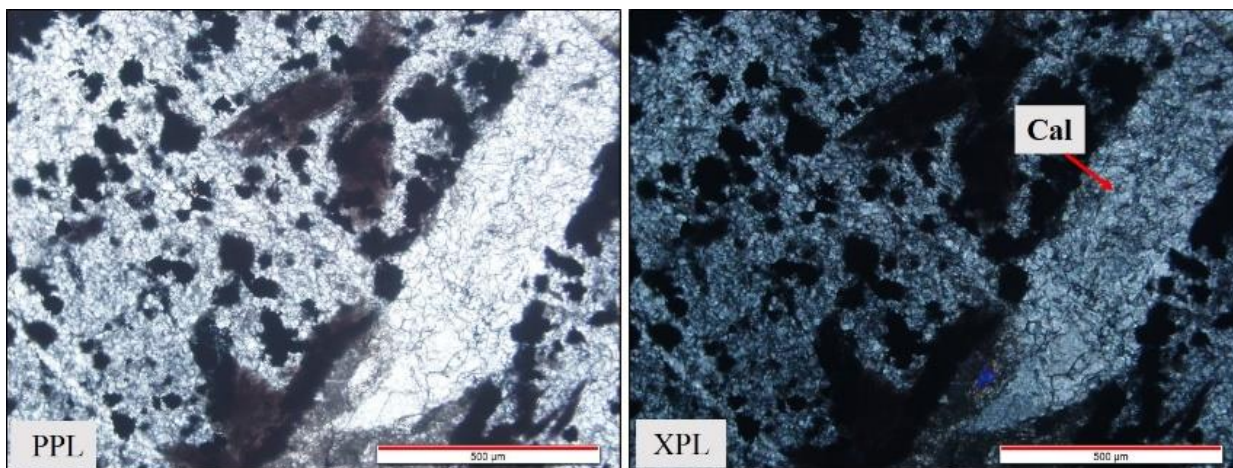
۲-۱۰-۲- واحد کربناتی

الف- سنگ آهک میکرواسپارایتی

واحدهای کربناتی در منطقه وسیع‌ترین واحد سنگی در منطقه معدن جو محسوب می‌شود که در غرب، شرق، شمال، جنوب و مرکز منطقه مشاهده می‌شود که بیشتر واحدها تحت تأثیر دگرگونی ضعیف تا شدید قرار گرفته‌اند. گسترش این واحد در منطقه بیشتر در قسمت غرب، جنوب و جنوب شرق و منطقه می‌باشد و شامل سنگ آهک و دولومیت است. رخنمون مورد مطالعه در قسمت غرب و نزدیک به مرکز منطقه می‌باشد، به دلیل نفوذ هیدروکسیدهای آهن به داخل این واحدها سنگ آهک‌ها به رنگ کرم تا قهوه‌ای مایل به قرمز مشاهده می‌شود ارتفاع آن ۱۵۳۷ متر می‌باشد. این واحد مربوط به آهک‌های ژوراسیک و کرتاسه می‌باشد. سنگ آهک‌های کرم تا قهوه‌ای رنگ کریستالیزه شده سنگ در جهات مختلف توسط رگه کلسیت قطع شده است رگه کلسیت دارای بافت درشت‌دانه و دانه‌های آهک ریزدانه می‌باشد، کانی‌های تشکیل‌دهنده این واحد اجتماعی از کلسیت می‌باشد که به دلیل اکسیدهای آهن رنگ قهوه‌ای دارند و دارای آغستگی سطحی به دندریتهای منگنز می‌باشد.



شکل ۲-۱۳. الف: واحد آهک قهوه‌ای رنگ کریستالی دید به سمت شمال غرب ب: نمونه دستی واحد آهک قهوه‌ای رنگ کریستالی با رگه‌های کلسیت.

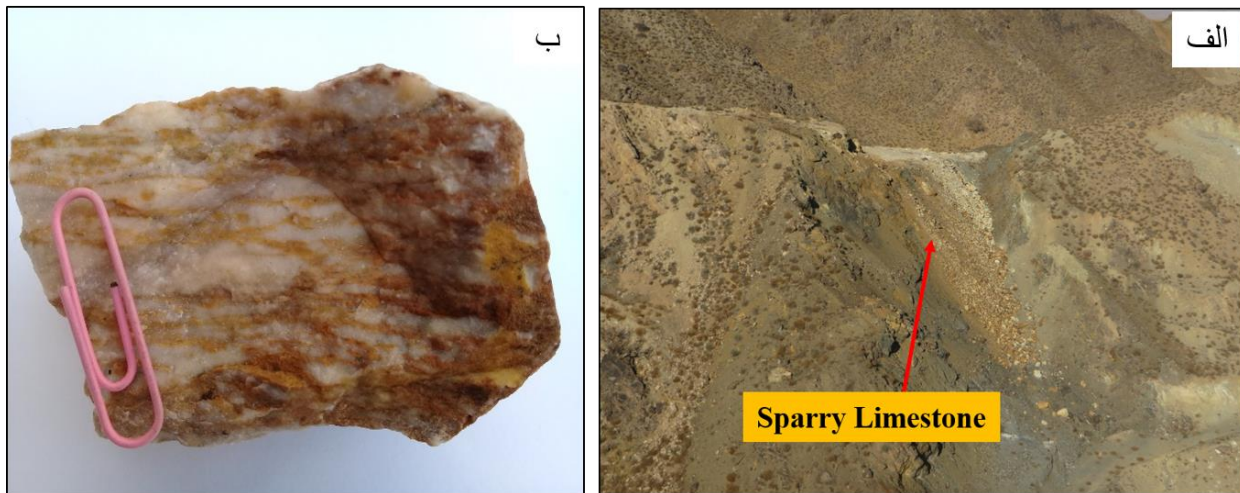


شکل ۲-۱۴. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ‌آهک میکرواسپارایتی در نور PPL- XPL.

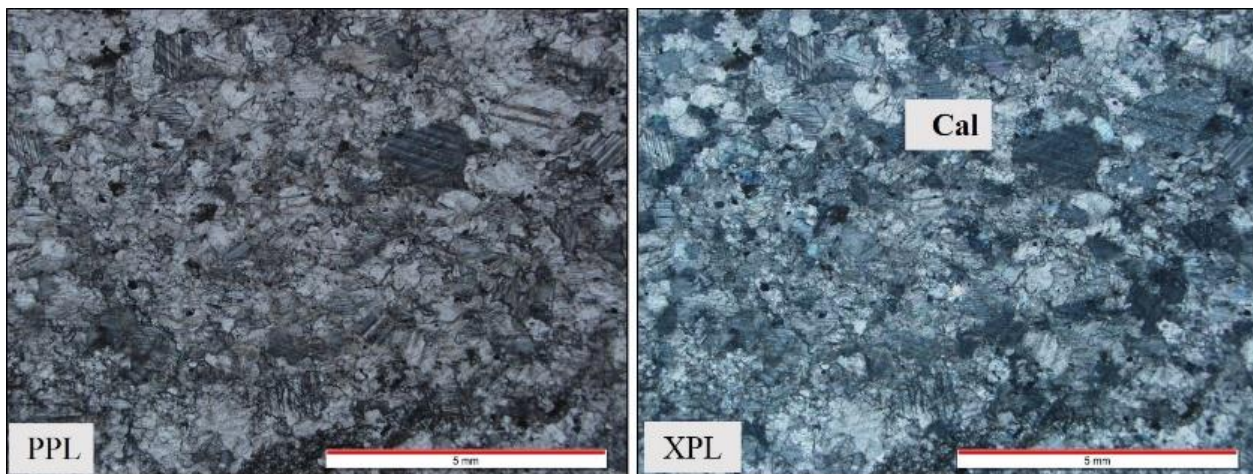
ب- واحد سنگ‌آهک اسپارایتی

آهک مرمی‌شده به سن کرتاسه واحد سخره‌ساز در منطقه که در داخل این واحد لایه‌هایی از آهک-های خاکستری تیره وجود دارد و آثاری از کانی‌سازی خیلی ناچیزی از اکسیدهای آهن به صورت مگنتیت و هماتیت مشاهده می‌شود. این واحد سنگ‌آهک میکرایتی بوده است که تحت تأثیر دگرگونی کریستالیزه شده است و اکسیدهای آهن به صورت ثانویه تزریق شده است و رگه‌هایی به

رنگ زرد تا قهوه‌ای مشاهده می‌شود، ۹۰- تا ۹۵ درصد کانی‌های تشکیل دهنده این واحد کلسیت می‌باشد.



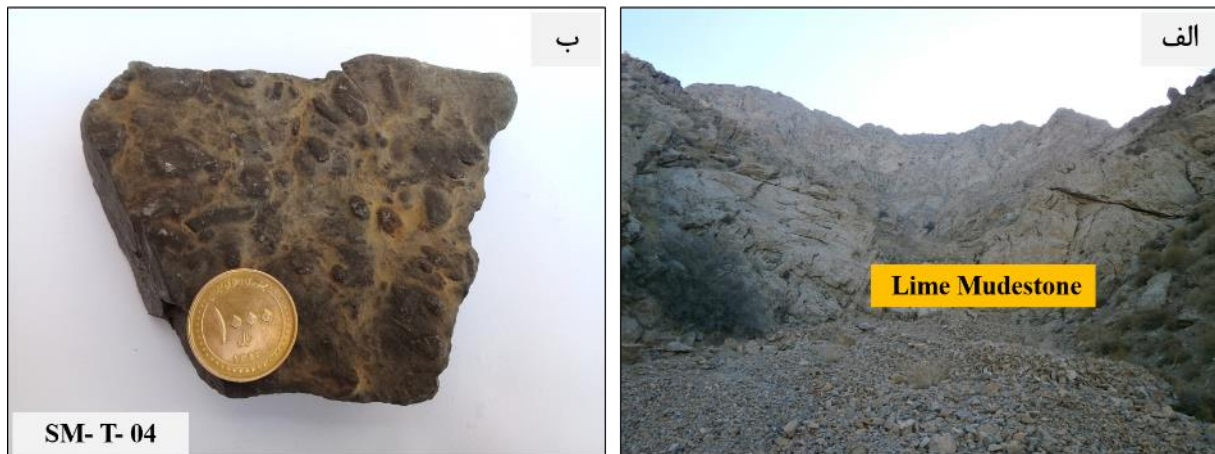
شکل ۲-۱۵. الف: تصویر از واحد سنگ‌آهک میکربیتی (نگاه به سمت جنوب شرق)، ب: نمونه دستی، آهک‌های مرمری شده و آغشتگی به اکسیدهای آهن.



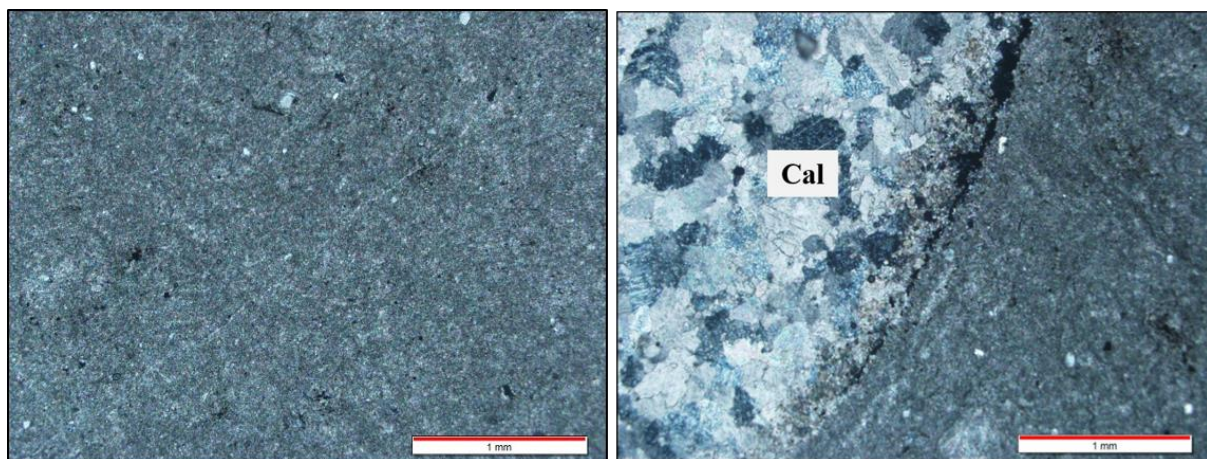
شکل ۲-۱۶. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ‌آهک اسپارایتی در نور PPL- XPL.

پ- واحد مادستون آهکی

این واحد سنگی سنگ آهک خاکستری تیره همراه با کریستال‌های کلسیت و دارای بافت خیلی ریز میکرایتی است و دارای فسیل‌های جانوری از بین‌رفته که آثار آنها در متن سنگ مشاهده می‌شود، این واحد در مرز واحدهای آهکی جنوب منطقه مشاهده می‌شود.



شکل ۲-۱۷. الف: تصویر از واحد مادستون آهکی (نگاه به سمت شمال شرق)، ب: تصویر نمونه دستی دارای فسیل.



شکل ۲-۱۸. تصویر میکروسکوپی از واحد مادستون آهکی در نور XPL.

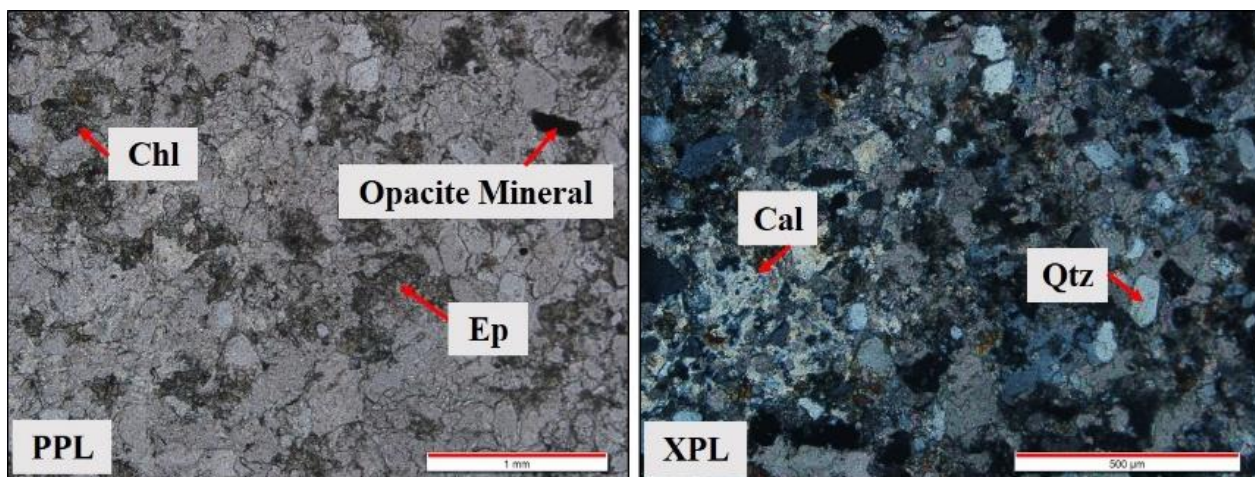
ت- واحد سنگ آهک ماسه‌ای

این واحد سنگی میزبان زون کانی‌سازی منطقه می‌باشد و در مرکز منطقه و در مجاورت با زون اسکارن قرار دارد ارتفاع این واحد ۱۴۴۹ متر می‌باشد. این واحد به رنگ خاکستری و به صورت

کریستالین مشاهده می‌شود و آغشتگی سطحی به اکسیدهای آهن دارد. کانی‌های تشکیل‌دهنده این واحد سنگی کلسیت و کوارتز می‌باشد و سیمانی سیلیسی و کربناته فضاهای خالی را پر کرده است و در شکستگی‌ها اپیدوتی و کمی کلریتی شده است، و به میزان کم سریسیت و کانی‌های اپک نیز مشاهده می‌شود.



شکل ۱۹-۲. الف: تصویر از واحد سنگ آهک‌ماسه‌ای (نگاه به سمت شمال)، ب: تصویر نمونه دستی واحد.



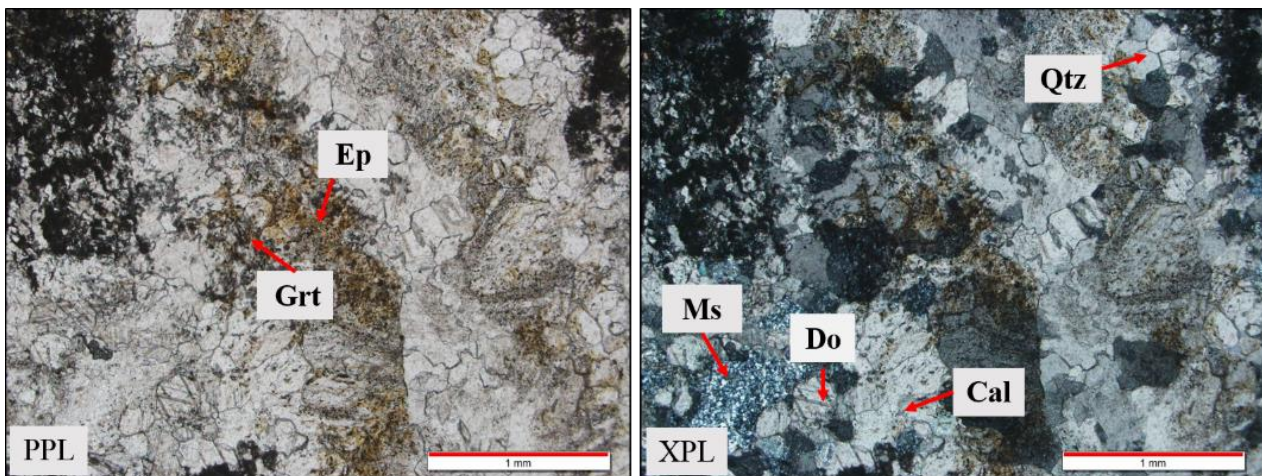
شکل ۲۰-۲. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ آهک‌ماسه‌ای، شامل کوارتز، کلسیت، اپیدوت و کلریت.

ج- واحد سنگ آهک

این واحد در قسمت شمال شرق منطقه قرار دارد و به رنگ خاکستری تا کرم مشاهده می‌شود و غالباً دولومیتی می‌باشد و تحت تأثیر دگرگونی آهک‌ها مرمری و دولومیتی شده است، ارتفاع آن ۱۳۷۵ متر می‌باشد، این واحد توسط رگه‌های کوارتز و کلسیت قطع شده است، در متن سنگ گارنت‌های خیلی ریزی وجود دارد که اپیدوتی و اکسیدهای آهن لیمونیتی و کلریتی شده‌اند. در مطالعات میکروسکوپی این واحد کانی‌های موسکوویت و دولومیت نیز مشاهده می‌شود.



شکل ۲۱-۲. الف: تصویر از واحد سنگ‌آهک (نگاه به سمت شمال)، ب: نمونه دستی سنگ‌آهک کریستالیزه‌شده و رگه‌های کلسیت و آغستگی اکسیدهای آهن.



شکل ۲۲-۲. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ‌آهک همراه با کانی‌های گارنت، موسکوویت، کلسیت، کوارتز، دولومیت.

د- واحد آهکی و ماسه‌سنگی

این واحد ترکیبی از لایه‌های آهک و ماسه‌سنگ می‌باشد و بعد از واحد ماسه سنگ به سمت شرق منطقه قرار دارد و در شکستگی‌ها آثاری از کانی‌سازی آهن به صورت اولیژیست مشاهده می‌شود و آهک‌ها کریستالیزه شده‌اند و دگرسانی اپیدوتی رخ داده است.

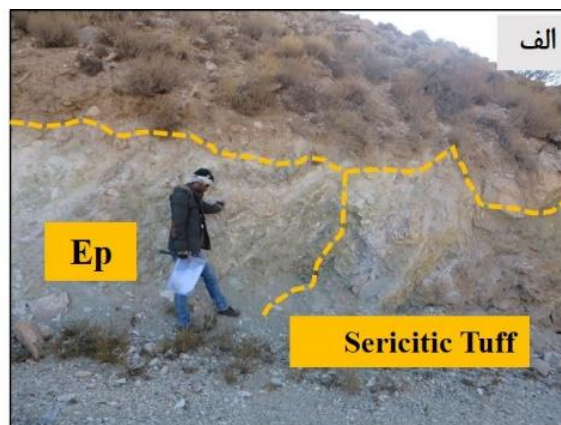
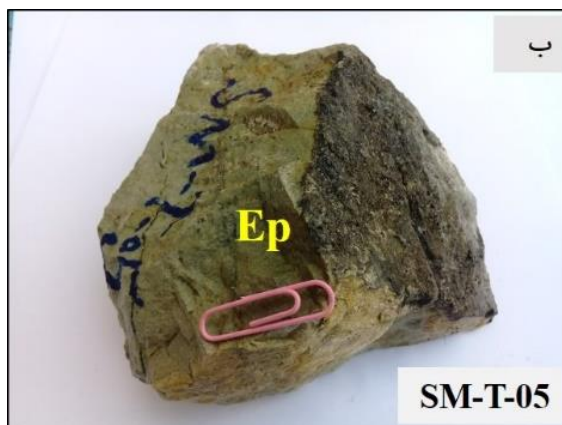


شکل ۲-۲۳. الف: واحد آهکی ماسه‌سنگی دید به سمت جنوب، تصویر نزدیک از این واحد.

۲-۱۰-۳- واحد توف

الف- توف سریسیتی - کربناتی

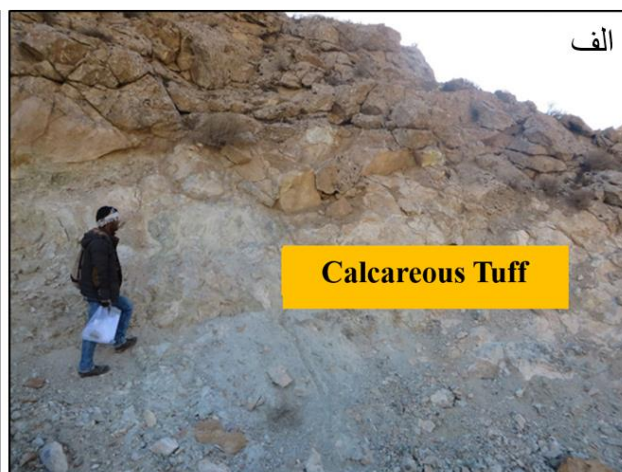
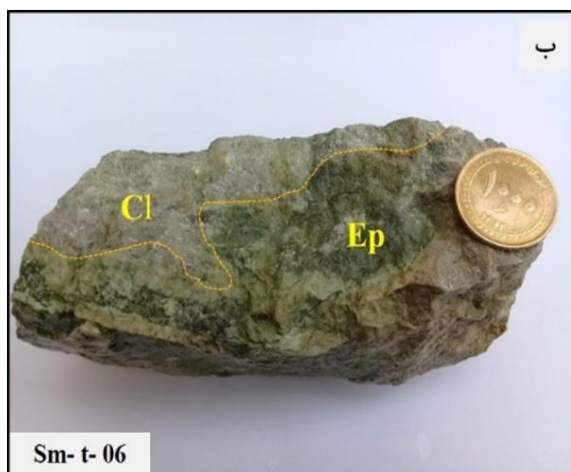
این واحد توف‌های کربناتی شده می‌باشند که تحت تأثیر متاسوماتیسم قرار گرفته‌اند، سنگ آهک‌ها مرمری و کریستالیزه شده‌اند. این واحد ترکیبی از کلسیت‌های ریزدانه با کانی‌های رسی و کانی‌هایی که در نتیجه تأثیر دگرگونی می‌باشد. این زون با ظهور کانی پیروکسن و همچنین کانی‌های سریسیتی، موسکوویت و میکا نشان‌دهنده مرحله پیشرونده اسکارن می‌باشد و در مرحله پسرونده تحت تأثیر دگرسانی اپیدوتی و سریسیتی شده‌اند.



شکل ۲-۲۴. الف: تصویر از واحد توف سربستی-کربناتی، ب: تصویر نمونه دستی.

ب- توف سیلیسی - کربناتی

این واحد در ارتفاعات بالاتر از رخساره‌ی توف سربستی قرار گرفته است و به رنگ خاکستری روشن است. و شامل کانی‌های پیروکسن، کوارتز، موسکوویت، سربست، فلوگوپیت و کلسیت که به صورت رگه و رگچه‌ای مشاهده می‌شود. این واحد در بعضی قسمت‌ها اپیدوتی و کلریتی شده است و اکسیدهای آهن گوتیت و لیمونیت در این واحد قابل مشاهده می‌باشد.



شکل ۲-۲۵. الف: رخنمون توف کربناتی-سیلیسی (نگاه به سمت جنوب شرق)، ب: نمونه دستی قسمت‌های

خاکستری روشن کلسیت و دچار دگرسانی اپیدوتی و کلریتی شده است.

ج- توف آرژیلی شده

این واحد سنگی در شمال غربی و نزدیک به مرکز منطقه قرار دارد که تناوبی از سنگ آهک‌های خاکستری تیره همراه با توف‌هایی که به شدت آرژیلی و لیمونیتی شده است و در سطح آثاری از پیریت مشاهده می‌شود که هوازده شده و به گوتیت و لیمونیت تبدیل شده‌اند. و همچنین به صورت سطحی آثاری از دندریت‌های منگنز مشاهده می‌شود.

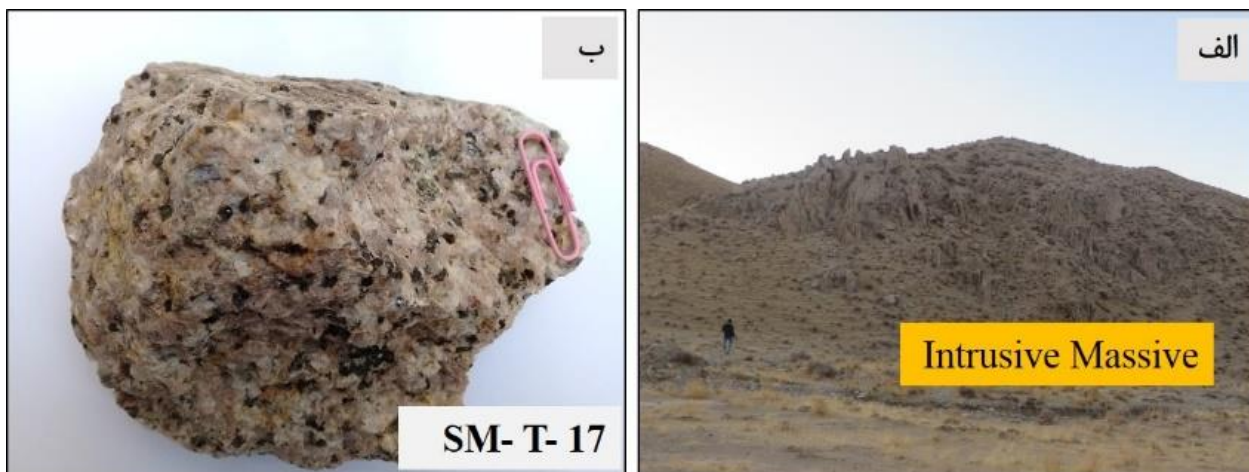


شکل ۲-۲۶. الف: توف آرژیلی دید به سمت شمال غرب، ب: تصویری نزدیک از واحد توف آرژیلی.

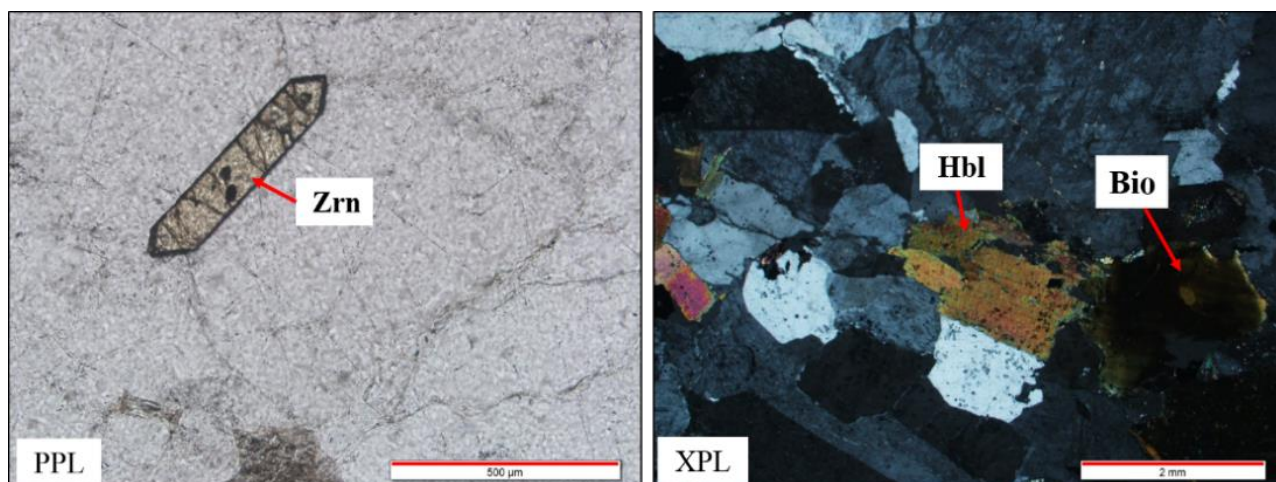
۲-۱۰-۴- واحد نفوذی

-بیوتیت مونوزوگرانیت

این واحد سنگ‌های نفوذی در قسمت خارج از منطقه در فاصله ۳ کیلومتری رخنمون دارد و دارای بافت درشت‌بلور و گرانولار و کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز به مقدار مساوی می‌باشد، بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های فرعی اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های اپک می‌باشد.



شکل ۲-۲۷. الف: تصویر از رخنمون توده نفوذی (نگاه به سمت شرق)، ب: نمونه دستی توده نفوذی شامل کانی‌های بیوتیت و اپک.



شکل ۲-۲۸. تصویر میکروسکوپی از توده نفوذی بیوتیت مونوزوگرانیت شامل کانی‌های بیوتیت، هورنبلند، زیرکن.

۲-۱۰-۵- سنگ‌های دگرگونی

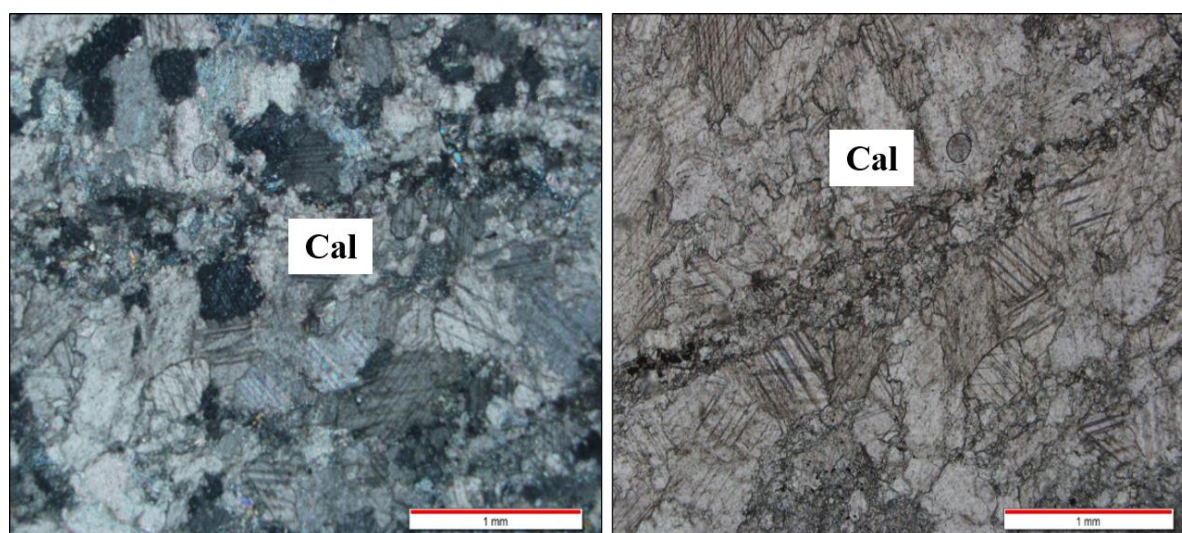
در منطقه معدن جو در اثر فرایند متاسوماتیسم و جایگیری توده نفوذی سنگ‌های آهکی خالص منطقه به مرمر کلسیتی (مرکز منطقه) و مرمر دولومیتی (شمال منطقه) تبدیل شده‌اند و سنگ‌های کربناته ناخالص به زون اسکارن شامل کانی‌های گارنت، پیروکسن و... تبدیل شده‌اند. در زیر به واحد مرمر اشاره شده است و در ادامه به زون اسکارن پرداخته می‌شود.

-واحد مرمر

-آهک‌های کریستالیزه شده که توسط فعالیت‌های تکتونیکی منطقه برشی شده است و فضاهای خالی توسط سیال غنی از کلسیت و کوارتز پر شده است، امتداد این واحد شمال- جنوب است و با شیبی به سمت شرق دارد و این واحد در کنار زون کانی‌سازی در منطقه مشاهده می‌شود.



شکل ۲-۲۹. الف: واحد آهک مرمری برشی (دید به سمت جنوب)، ب: نمونه دستی از واحد آهک مرمری که حالت برشی دارد و کلسیت درشت بلور فضاها را پر کرده به همراه آغشتگی سطحی به اکسیدهای آهن.



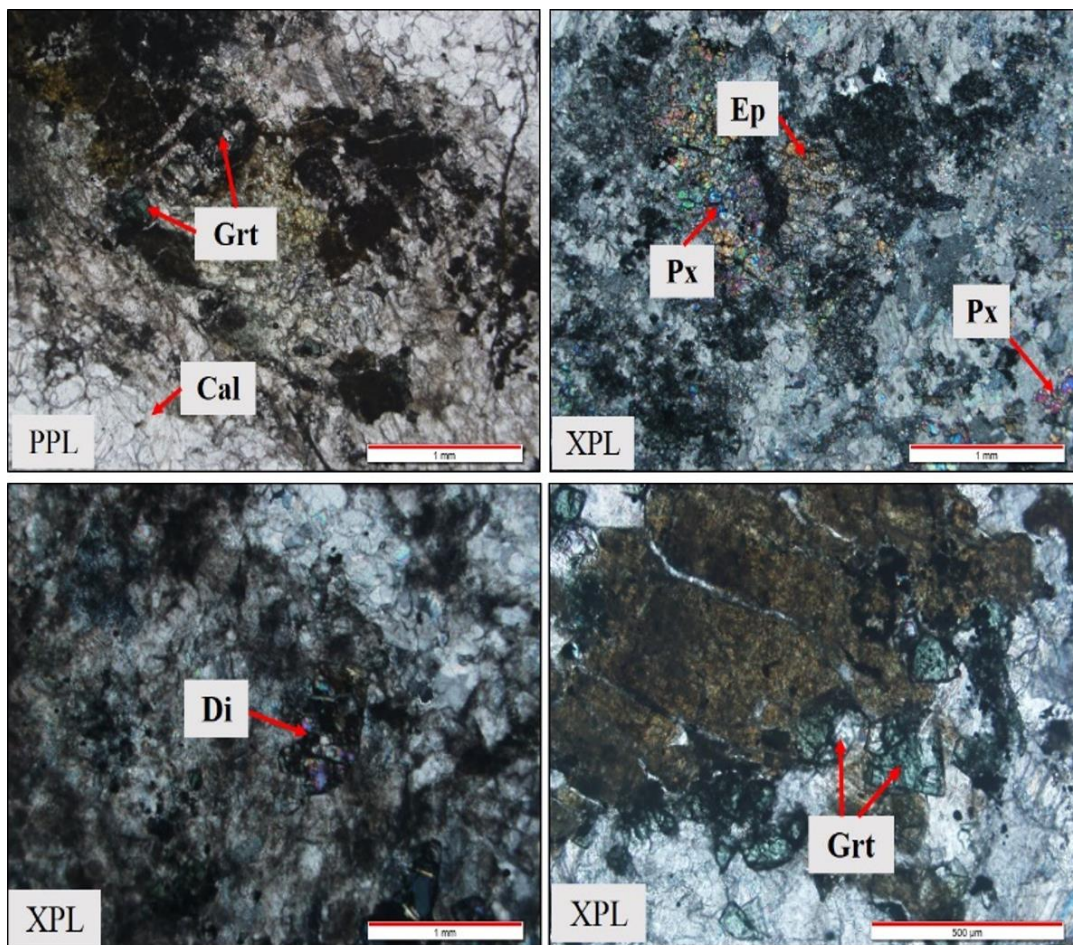
شکل ۲-۳۰. تصویر میکروسکوپی از واحد آهک مرمری شده.

واحد آهک مرمری دیگری نیز در مجاورت با واحد آهک مرمری قبل و در مجاورت با زون اسکارن منطقه قرار دارد، دارای بافت موزاییکی است و به رنگ خاکستری روشن و به صورت رگه‌ای مشاهده می‌شود و شامل کانی‌های کلسیت، گارنت‌های سبز ریزبلور، کانی‌های اپک و اپیدوت می‌باشد.



شکل ۲-۳۱. الف: تصویر از واحد سنگ آهک کریستالیزه (نگاه به سمت جنوب شرق)، ب: نمونه دستی آهک مرمری

شده همراه با گارنت‌های سبز ریز بلور.



شکل ۲-۳۲. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ آهک کریستالیزه همراه کانی‌های دیوپسید، گارنت سبز، اپیدوت و پیروکسن.

۲-۱۰-۶- واحدهای مطالعه‌شده زیرسطحی در معدن جو

طبق مطالعات گمانه‌های حفاری شده در منطقه واحدهای زیر مشاهده شده‌اند:

۲-۱۰-۶-۱- واحد کربناتی

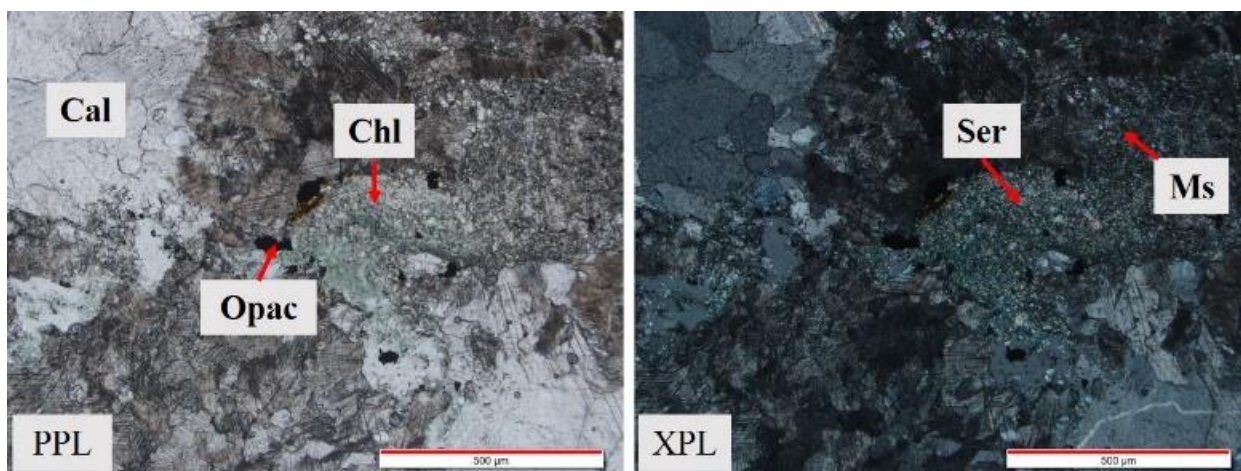
- واحد سنگ آهک کریستالی شده

این واحد در گمانه شماره 4 و در عمق 59 متری قرار دارد و موقعیت آن در سطح بعد از واحد توف آرژیلی به سمت شمال غرب منطقه و در سطح رخنمون‌های آهن قرار دارد. میزبان سنگ آهک

کریستالیزه شده می‌باشد و به رنگ خاکستری روشن و سبز روشن شامل کانی‌های رگه‌ای کلسیت، موسکوویت، سریسیت و کانی‌های اپک (پیریت) که تحت تأثیر دگرسانی کلریتی قرار گرفته است.



شکل ۲-۳۳. الف: تصویر از گمانه واحد سنگ‌آهک کریستالی، ب: نمونه دستی از گمانه واحد سنگ‌آهک کریستالی و برشی شده.

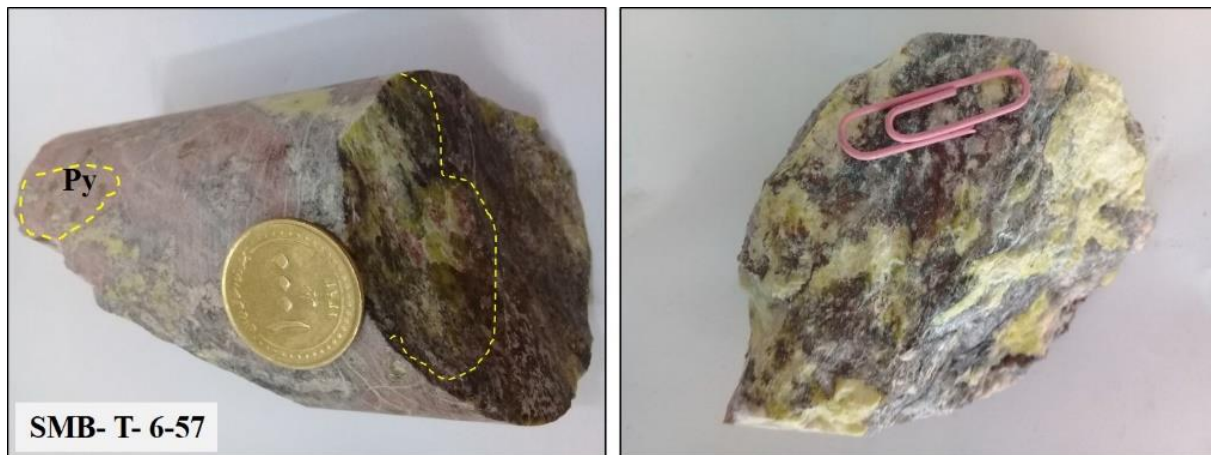


شکل ۲-۳۴. تصویر میکروسکوپی از واحد سنگ‌آهک کریستالیزه شامل سریسیت، موسکوویت، کلریت، کلسیت.

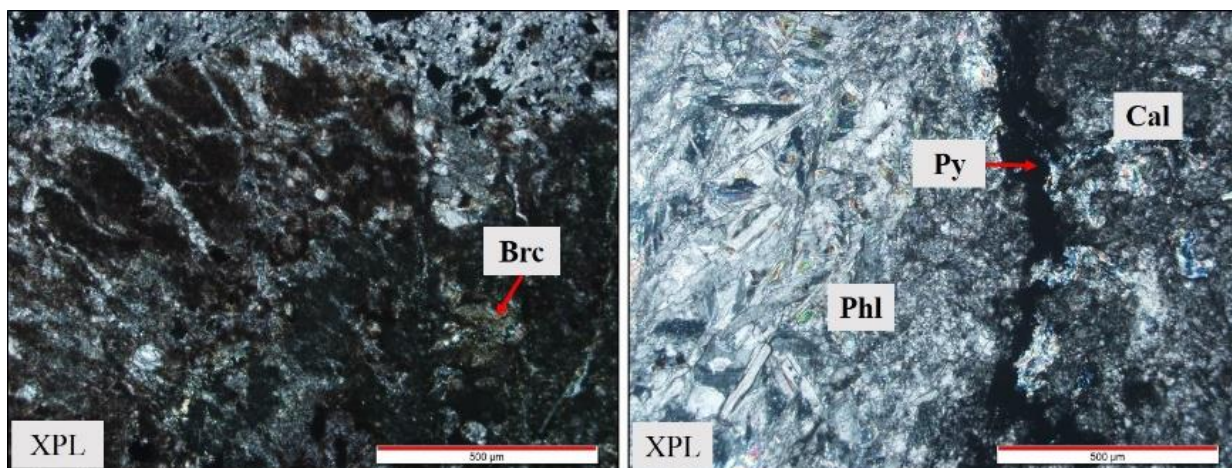
- واحد سنگ‌آهک

این واحد در گمانه شماره 6 با عمق 57 متری مشاهده شده است و کانی‌های تشکیل‌دهنده شامل کلسیت، فلوگوپیت، تالک، اپیدوت، پیریت و اکسیدهای آهن می‌باشد که این کانی‌ها سنگ میزبان را قطع کرده‌اند. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی به روش XRD در نمونه‌های برداشت‌شده در منطقه

اسکارنی شامل کانی‌های پیروئوریت، کلینوکریزوتیل، لیزاردیت، دولومیت، مگنزیت (منیزیت $MgCO_3$) و هماتیت می‌باشد شکل (-).

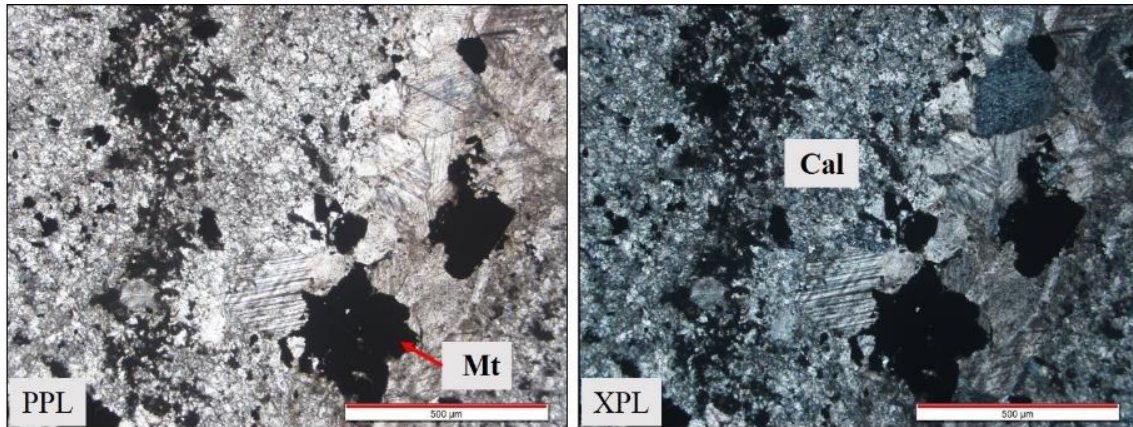


شکل ۲-۳۵. تصویر نمونه دستی از گمانه شماره 6 واحد کربناته به همراه کانی پیریت مشاهده شده در سطح.

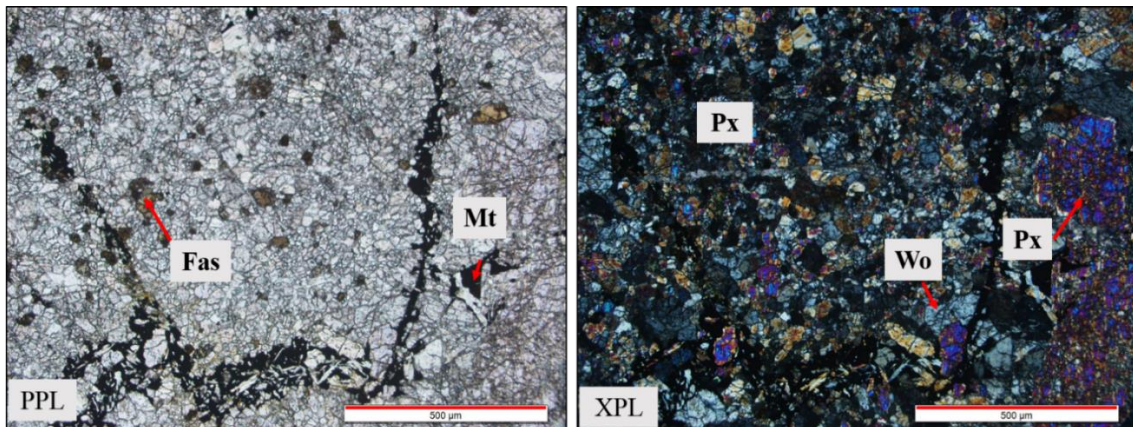


شکل ۲-۳۶. تصویر میکروسکوپی از گمانه 6، شامل کانی‌های فلوگوپیت، پیریت، کلسیت، بروسیت.

شکل ۲-۳۸. تصویر نمونه دستی از واحد سنگ کربناته.



شکل ۲-۳۹. تصویر میکروسکوپی گمانه 32-100 در نور PPL- XPL.



شکل ۲-۴۰. تصویر میکروسکوپی از گمانه 32-107 در نور PPL-XPL.

۲-۱۰-۶-۲- واحد ماسه سنگ

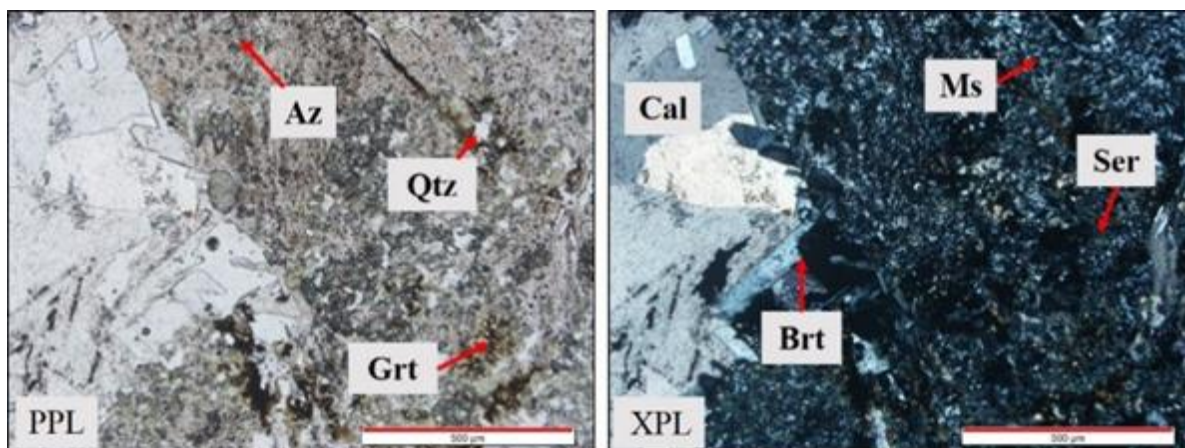
- واحد ماسه سنگ

در گمانه 32 در عمق 26 متری، به رنگ خاکستری روشن تا تیره مشاهده می شود سنگ میزبان ماسه سنگ با دانه های کوارتز ریزدانه تا سیلتستون است به همراه فلدسپات و توسط خمیره رسی پراکنده پر شده است. در مرحله پیشرونده کانی گارنت به همراه مقدار کم پیروکسن مشاهده می شود که در مرحله پسرونده اپیدوتی شده است و تیغه های باریت که دارای بافت شانهای می باشد و کلسیت که در مرحله بعد به سیستم تزریق شده است و در سطح در رگه و رگچه ها آغستگی آزوریت مشاهده می شود.



شکل ۲-۴۱. الف: تصویر نمونه دستی از واحد سنگ کربناته در گمانه 32-26 آغستگی به اکسیدهای آهن و دندریت-

های منگنز.

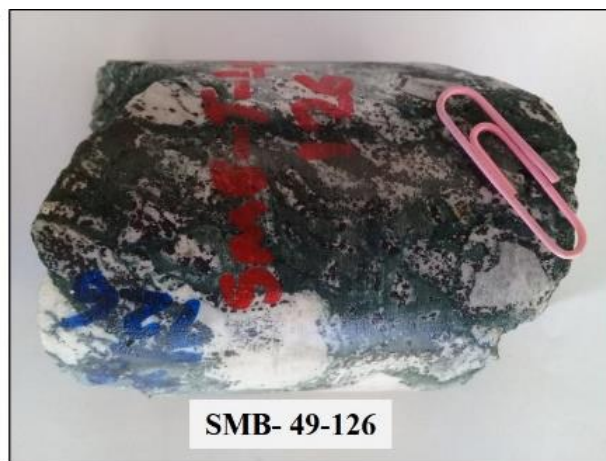


شکل ۲-۴۲. تصویر میکروسکوپی از واحد کربناته گمانه 26-32 شامل کانی‌های گارنت، کوارتز، کلسیت، موسکوویت،

سریسیت، باریت و آغستگی سطحی به آزوریت.

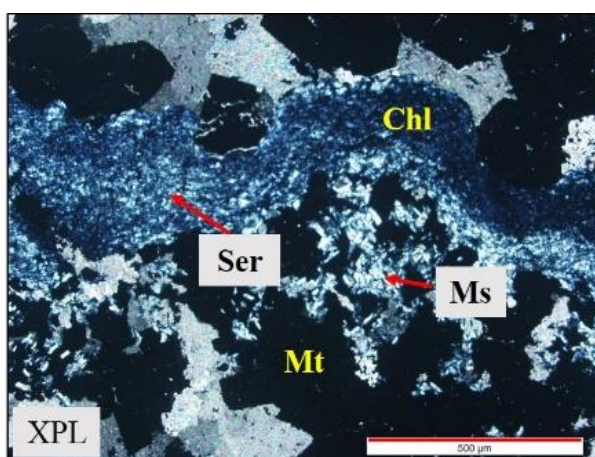
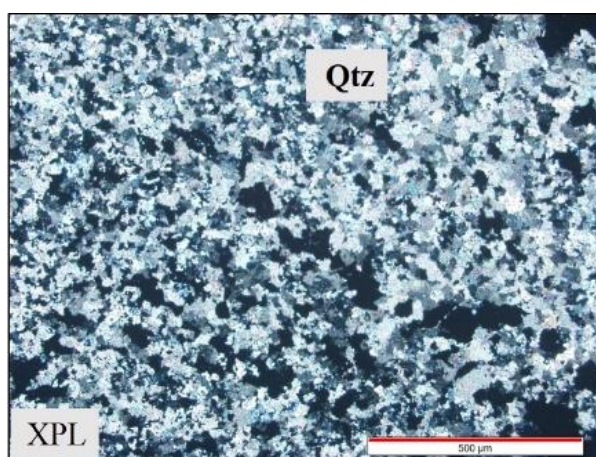
- واحد ماسه‌سنگ آهکی

این گمانه در غرب منطقه معدن جو حفاری شده است گمانه شماره 49 عمق 126 متر این واحد ترکیبی از کانی‌های ثانویه کوارتز، کلسیت، کلریت، سریسیت و موسکوویت می‌باشد که در مرحله متاسوماتیسم تشکیل شده‌اند به همراه کانی‌های اپک شامل مگنتیت و به مقدار کم پیریت و کالکوپیریت، رگه‌های کلسیت اسپاریتی به همراه کانه‌زایی می‌باشد. در این گمانه در عمق 176 متر سنگ‌آهک توسط رگه‌های کلسیت به همراه دانه‌های کوارتز، سریسیت و اکسیدهای آهن قطع شده‌اند.

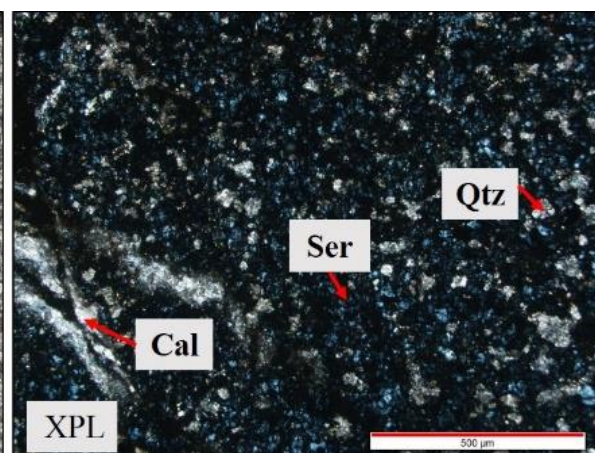
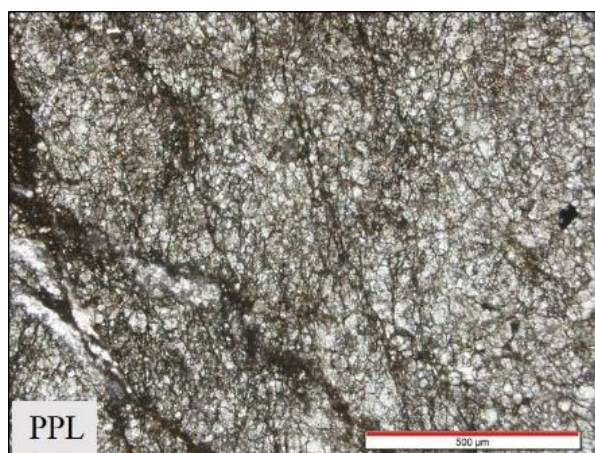


شکل ۲-۴۳. تصویر نمونه دستی از گمانه 49- 126، دگرسانی کلریتی و رگه‌های کلسیت و مگنتیت. 49- 176،

سنگ‌آهک و رگه‌های کلسیت.



شکل ۲-۴۴. تصویر میکروسکوپی از گمانه 49- 126 در نور XPL.



شکل ۲-۴۵. تصویر میکروسکوپی از گمانه 49- 176.

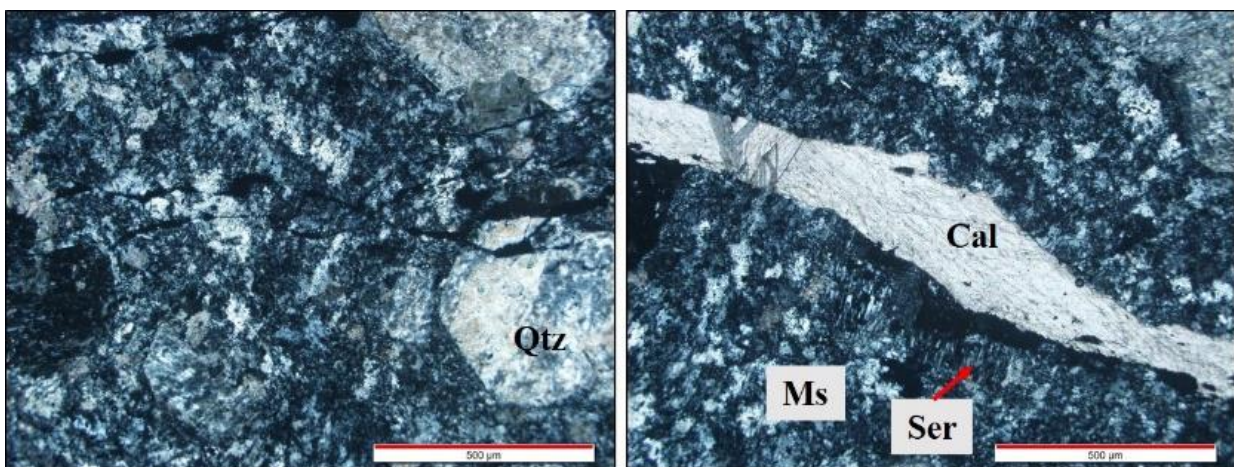
۲-۱۰-۶-۳- واحد توف

- واحد توف سریسیتی و کربناتی

این واحد در گمانه 38-151 مشاهده شده است. کانی‌های تشکیل دهنده شامل سریسیت، موسکوویت، فلدسپات دگرسان شده و رگه‌های کلسیت به همراه اکسیدهای آهن و آغستگی به آزوریت می‌باشد، دارای بافت آواری است و این واحد نشانی از قرار گرفتن در حاشیه توده گرانیتی برشی شده می‌باشد.



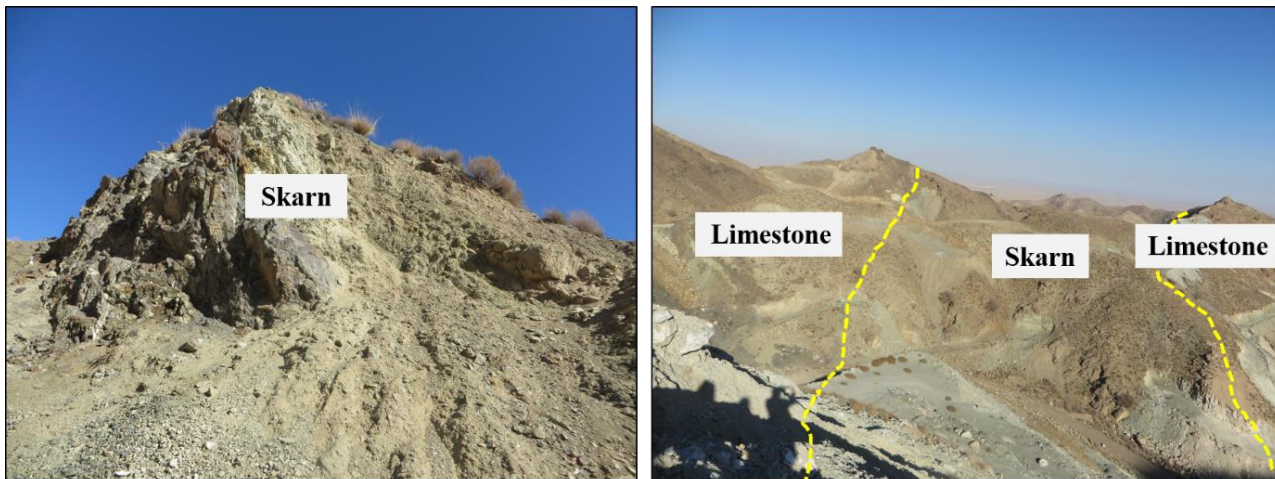
شکل ۲-۴۶. تصویر نمونه دستی از توف کربناتی شده دارای دانه‌های کوارتز و رگه‌های کلسیت.



شکل ۲-۴۷. تصویر میکروسکوپی از گمانه 38-151 در نور XPL.

۲-۱۰-۷- واحد اسکارن

یکی از واحدهای مهم در منطقه که در مرکز منطقه گسترش دارد واحدهای اسکارنی است که طبق مطالعات سطحی و زیر سطحی دارای ۱۲ زون اگزواسکارن و تنوع کانی‌شناسی می‌باشد.



شکل ۲-۴۸. تصویر صحرایی از واحد اسکارن.

- زون الیوین گارنت پیروکسن

- زون گارنت

- زون گارنت پیروکسن

- زون پیروکسن

- زون پیروکسن گارنت

- زون پیروکسن ولاستونیت فاسایت مگنتیت

- زون پیروکسن گارنت فلوگوپیت

- زون فلوگوپیت

-زون ترمولیت اکتینولیت فلوگوپیت

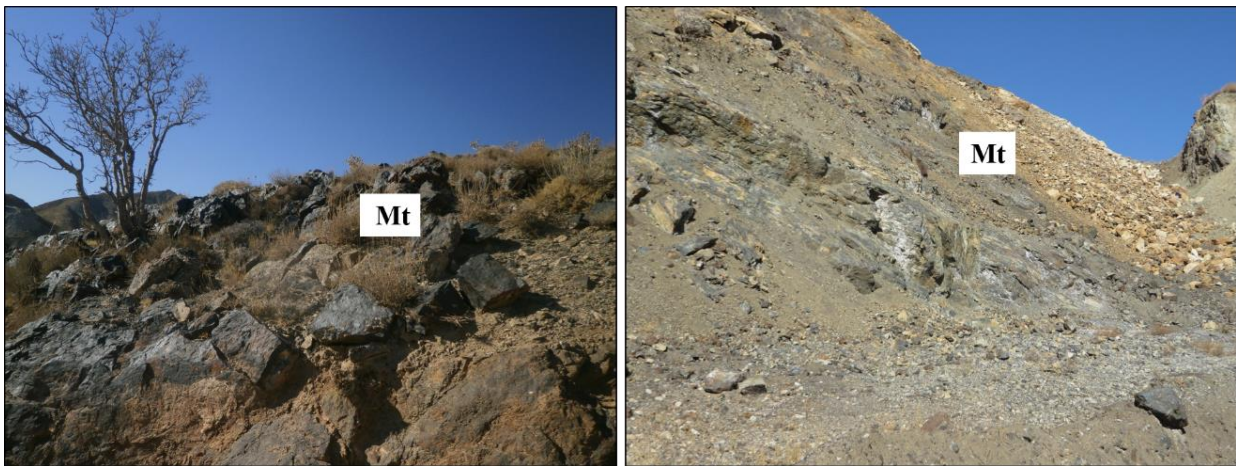
-زون موسکوویت ترمولیت آمفیبول

-زون اپیدوت

-زون موسکوویت کلسیت اپیدوت

۲-۱۰-۸- رخنمون‌های آهن در منطقه

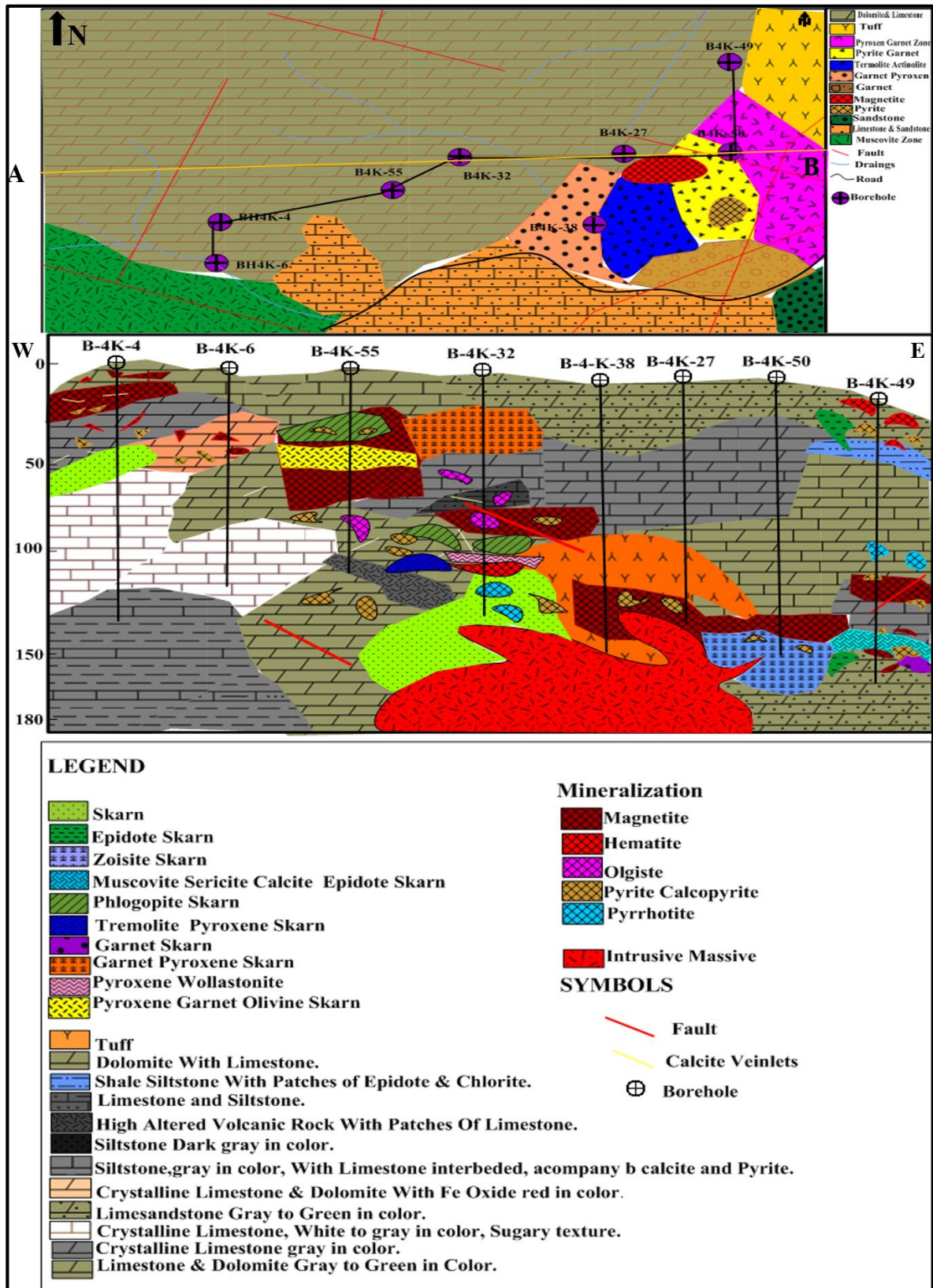
در منطقه معدن جو رخنمون‌هایی از آهن به صورت مگنتیت مشاهده می‌شود که در مرکز منطقه بیشترین رخنمون را دارد تصویر (۲-۴۸) سمت راست. در قسمت شرق منطقه هماتیت اولیه (اولیژیست) رخنمون دارد و در بعضی قسمت‌ها هماتیت نیز مشاهده شده است. یکی از رخنمون‌های مگنتیت واحد زیر تصویر سمت چپ است که دارای ابعاد ۷ متر در ۲۰ متر می‌باشد که به طور خفیف در حاشیه‌ها هماتیستی و گوتیتی شده است.



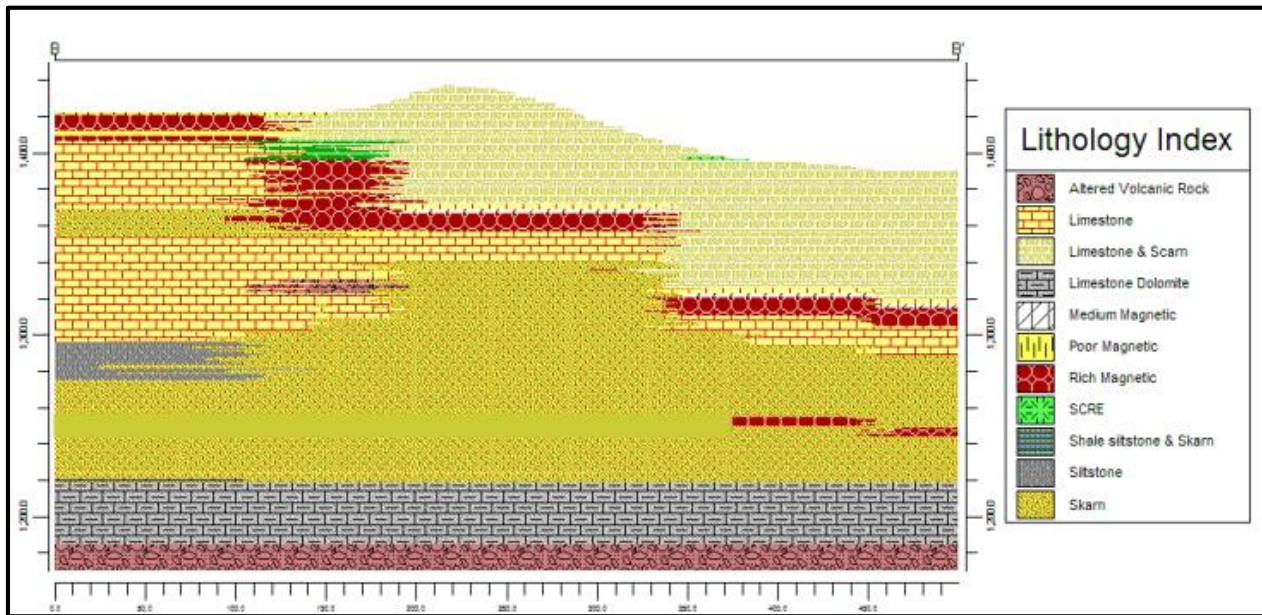
شکل ۲-۴۹. تصویر صحرایی از رخنمون‌های آهن در منطقه.

۲-۱۰-۹- نقشه شماتیک از مطالعات زیرسطحی منطقه معدن جو

در این نقشه موقعیت گمانه‌های مطالعه‌شده منطقه مشخص شده است و طبق مطالعات کانی‌شناسی
زون‌های مطالعه‌شده در گمانه‌ها بر اساس تلفیق اطلاعات مجتمع معدنی سنگ‌آهن سنگان برای
بعضی از گمانه‌ها نشان داده شده است.



شکل ۲-۵۰. نقشه زمین‌شناسی و مقطع شماتیکی زیرسطحی معدن جو.



شکل ۲-۵۱. مقطع شماتیک زیرسطحی بر اساس اطلاعات ۴ گمانه انتخاب شده مجتمع معدن سنگان.

جدول ۲-۱. موقعیت نمونه‌های سطحی مقاطع نازک برداشت شده از منطقه.

نام سنگ	H	Y	X	کد صحرائی نمونه
ماسه سنگ شیلی	1550	3818259	274038	Sm-T-01
سنگ آهک میکرواسپارایتی	1537	3818391	274207	Sm-T-02
سنگ آهک اسپارایتی	1545	3818158	274351	Sm-T-03
مادستون آهکی	1460	3818450	274571	Sm-T-04
توف سرسیتی زون اپیدوت اسکارن	1443	3818524	274628	Sm-T-05
توف کربناتی سیلیسی فلوگوپیت	1478	3818475	274723	Sm-T-06
کلینوپیروکسن- ولاستونیت	1446	3818663	274791	Sm-T-07
سنگ آهک مرمری	1444	3818670	274810	Sm-T-08

زون گارنت پیروکسن	1435	3818650	274835	Sm-T-09
سنگ آهک ماسه‌ای	1449	3818681	274875	Sm-T-10
ماسه سنگ	1445	3818617	274980	Sm-T-11
زون پیروکسن گارنت	1440	3818828	275122	Sm-T-12
زون گارنت	1440	3818828	275122	Sm-T-13
ماسه سنگ آهکی	1377	3818726	275410	Sm-T-14
گارنت اپیدوت	1375	3818770	275434	Sm-T-15
گارنت + کلسیت	1374	3818770	275412	Sm-T-16
بیوتیت مونزو گرانیٹ	1218	3820180	276908	Sm-T-17

جدول ۲-۲. موقعیت نمونه‌های زیرسطحی مقاطع نازک برداشت شده از منطقه

نام سنگ	H	Y	X	کد صحرایی نمونه
سنگ آهک	1425	3818749	274699	SMB-T-4-23
سنگ آهک کریستالیزه	"	"	"	SMB-T-4-59
سیلتستون	1441	3818849	274900	SMB-T-32-26
سنگ کربناته	"	"	"	SMB-T-32-100
مگنتیت پیروکسن ولاستونیت-فاسایت	"	"	"	SMB-T-32-107
سنگ آهک + مگنتیت	1397	3818899	271550	SMB-T-49-126
سنگ آهک ماسه‌ای	"	"	"	SMB-T-49-176
زون فلوگوپیت بروسیت	1480	3818650	274699	SMB-T-6-57
توف سریسیتی و کربناتی	1490	3818790	275000	SMB-T-38-151

جدول ۲-۳. موقعیت نمونه‌های زیرسطحی مقاطع نازک صیقلی

نام سنگ و زون اسکارنی	H	Y	X	کد صحرایی نمونه
فلوگوپیت مگنتیت	1420	3818799	274850	SMB-TP-55-37
پیروکسن گارنت اولیوین مگنتیت	"	"	"	SMB-TP-55-42
فلوگوپیت پیروکسن گارنت مگنتیت+سولفید	"	"	"	SMB-TP-55-57
زون گارنت کلسیت + مگنتیت+سولفید	"	"	"	SMB-TP-55-67
کلسیت+مگنتیت	"	"	"	SMB-TP-55-69
سنگ آهک میکرواسپارایتی	"	"	"	SMB-TP-55-92
زوئیزیت+ مگنتیت	1389	3818849	275149	SMB-TP-50-144
کلسیت کوارتز مگنتیت+ سولفید	1397	3818899	271550	SMB-TP-49-103
سنگ آهک کریستالیزه کلسیت مگنتیت	"	"	"	SMB-TP-49-130
کلسیت مگنتیت	"	"	"	SMB-TP-49-131
دولومیت مگنتیت	1441	3818849	274900	SMB-TP-32-75
زون فلوگوپیت مگنتیت	"	"	"	SMB-TP-32-85
دولومیتی+ مگنتیت	1395	3818850	275099	SMB-TP-27-140
کلسیت کوارتز مگنتیت	1425	3818749	274699	SMB-TP-4-8
کلسیت کوارتز مگنتیت	"	"	"	SMB-TP-4-13

کلسیت اپیدوت مگنتیت	"	"	"	SMB-TP-4-20
سنگ‌آهک اسپاریتی	"	"	"	SMB-TP-4-30

جدول ۲-۴. موقعیت نمونه‌های سطحی مقاطع نازک سیلی.

نام زون اسکارن	H	Y	X	کد صحرایی نمونه
زون پیروکسن	1440	3818664	274733	Sm-tp-01
موسکوویت ترمولیت	"	"	"	Sm-tp-02
-	1435	3818650	274835	Sm-tp-03
کلسیت مگنتیت	"	"	"	Sm-tp-04
پیروکسن ولاستونیت	1424	3818629	274838	Sm-tp-05
پیروکسن گارنت مگنتیت	"	"	"	Sm-tp-06
فلوگوپیت مگنتیت	"	"	"	Sm-tp-07
کلسیت مگنتیت	"	"	"	Sm-tp-08
موسکوویت مگنتیت	1410	3818707	375006	Sm-tp-09
گارنت پیریت	1440	3818828	275122	Sm-tp-10
ترمولیت فلوگوپیت	"	"	"	Sm-tp-11

جدول ۲-۵. موقعیت نمونه‌های مقاطع صیقلی.

نام کانه	H	Y	X	کد صحرایی نمونه
مگنتیت	1424	3818629	274838	SM-P-01
مگنتیت هماتیت گوتیت	1434	3818581	275085	SM-P-02
مگنتیت	1435	3818650	274835	SM-P-03
مگنتیت گوتیت لیمونیت	1424	3818629	274838	SM-P-04
مگنتیت پیریت کالکوپیریت + پیروتیت	1397	3818899	271550	SMB-P-49-102
مگنتیت پیریت کالکوپیریت	1420	3818799	274850	SMB-P-55-49

فصل سوم

دگرسانی

و کانه‌زایی

دگرسانی فرآیندی است که شامل تغییرات کانی‌شناسی، شیمیایی و تغییرات در رنگ و بافت، ناشی از واکنش سیالات ماگمایی و سیالات گرمایی حرارت بالا با سنگ‌هایی است که سیالات از آنها عبور می‌کنند و منجر به تحولات فیزیکوشیمیایی در آنها می‌شود (Pirajno, Guilbert and Park, 1997; Pirajno, 1992, 1997). هنگامی که این سیالات در میان سنگ‌ها نفوذ کرده، باعث انجام واکنش‌های شیمیایی شده و تمایل به رسیدن به تعادل، از طریق انحلال و ته‌نشست مجموعه‌ای از کانی‌های جدید را دارند (Pirajno, 2009). مهمترین فاکتورهای کنترل‌کننده فرایند دگرسانی: ۱- ماهیت سنگ‌های دیواره ۲- ترکیب سیالات گرمایی ۳- غلظت، فعالیت، پتانسیل شیمیایی اجزاء سیال مانند: H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , H_2S , SO_2 (Pirajno, 2009). دگرسانی گرمایی یک جانشینی شیمیایی کانی‌های اولیه در سنگ توسط کانی‌های جدید است که حاصل واکنش شیمیایی سیالات گرمایی می‌باشد. دگرسانی گرمایی دارای اهمیت می‌باشد به دلیل اینکه ویژگی‌های شیمیایی و منشاء سیالات و شرایط فیزیکی تشکیل ماده معدنی را نشان می‌دهد (Barnes, 1997). نوع دگرسانی، ارتباط مستقیمی با عمق جایگزینی توده و ماهیت سیالات دارد (Meinert et al., 2005). سیستم‌های دگرسانی اسکارن‌ها به طور معمول در پاسخ به تغییرات درجه حرارت و حرکت سیال خارج از توده نفوذی دارای زون‌بندی می‌باشند. این زون‌بندی به داخل توده نفوذی اندو اسکارن و با فاصله و خارج از آن اگزو اسکارن دارای گسترش است. معمولاً سنگ‌های کربناتی و سنگ‌های مجاور توده نفوذی به سنگ مرمر یا کالک-سیلیکات، (در مورد کربنات‌های خالص) دگرگون می‌شوند. در مجاورت نزدیک به توده یا اسکارن‌های پیشرونده به وسیله ترکیبات مختلف و حجم زیادی از گارنت (گروسولار- آندرادیت)، پیروکسن، وزوویانیت، ولاستونیت و رودونیت مشخص می‌شوند. مرحله پسرونده دگرسانی به سمت مرحله نهایی و با کاهش حرارت در نتیجه فعالیت هیدروترمال رخ می‌دهد و به صورت منطقه‌ای و مخلوط شدن با آب‌های جوی و سولفیدی و اکسیدی شدن مخصوصاً در مجاورت توده نفوذی و مجموعه پیشرونده صورت می‌-

گیرد. مجموعه کانیاپی پسروده شامل کانی‌های آبدار می‌باشد شامل آمفیبول، بیوتیت، اپیدوت و کلریت (Pirajno, 2009). همان‌طور که اشاره شد کانی‌های پسروده منعکس‌کننده کاهش درجه حرارت و شوری سیال می‌باشد و منجر به روند زیر می‌شود:

amphibole-epidote → biotite → muscovite-chlorite → sulphides → carbonates (+fluorite or scheelite or powellite) (Kwak 1994).

در اسکارن‌ها بیشتر دگرسانی کربناتی، اپیدوتی و کلریتی شدن اتفاق می‌افتد و همچنین پدیده مرمری شدن و کریستالیزه شدن نیز رخ می‌دهد. شناخت محصولات و فرآیندهای دگرسانی که همراه با کانه‌زایی دیده می‌شوند، بنیان شناسایی فرآیندهای مربوط به تشکیل کانسار است و موجب پیشرفت در روش‌های اکتشافی می‌شود (Lentz, 1994).

از دگرسانی در مراحل مختلف اکتشاف می‌توان استفاده کرد که عبارتند از:

- شناسایی مناطق مناسب برای اکتشاف بر اساس پردازش داده‌های ماهواره‌ای.

- تعیین نوع کانی‌سازی و سطح فرسایش براساس شکل، ابعاد و نوع پهنه‌بندی دگرسانی بر پایه پردازش داده‌های ماهواره‌ای و مطالعات صحرائی.

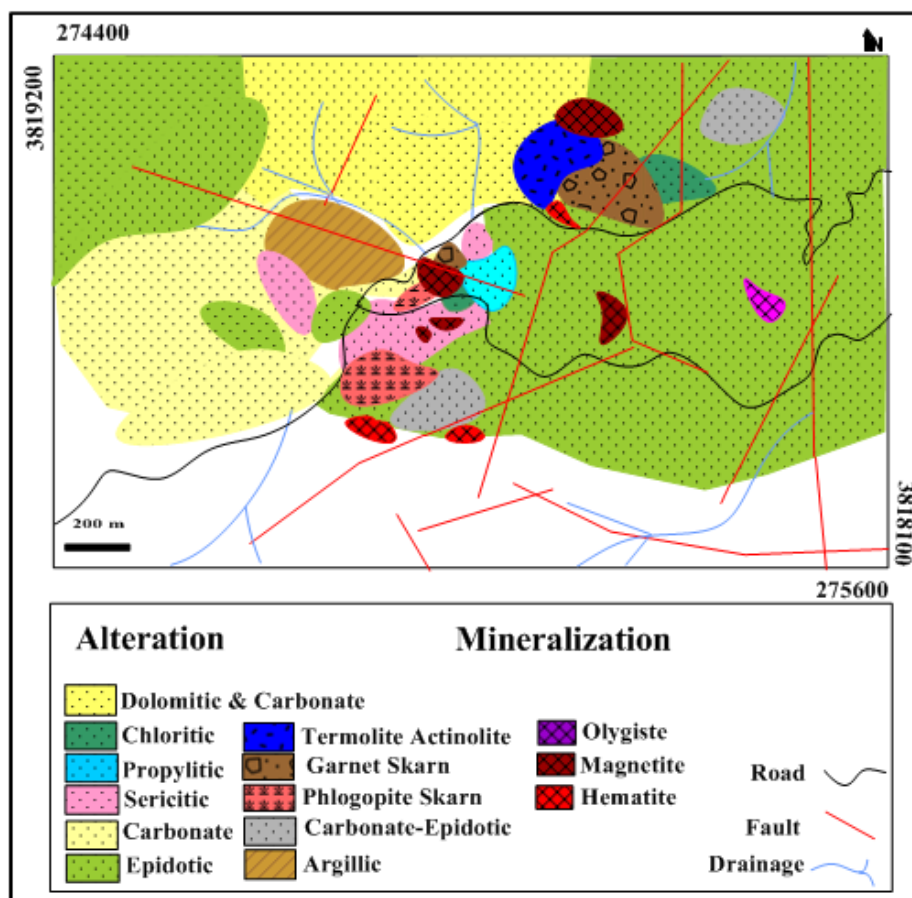
- تعیین موقعیت نمونه برداری‌های ژئوشیمیایی بر اساس تهیه نقشه‌های دقیق دگرسانی.

- با استفاده از پهنه‌بندی دگرسانی، نتایج ژئوشیمیایی و مطالعه توده‌های نفوذی، محل اصلی کانه‌زایی مشخص کرد.

۳-۲- دگرسانی‌های موجود در منطقه

به استناد بررسی‌های صحرائی- آزمایشگاهی و نتایج تجزیه XRD، در نتیجه سیالات گرمایی، منطقه معدن‌جو تحت تأثیر دگرسانی گرمایی قرار گرفته است. مشاهدات صحرائی و مطالعات پتروگرافی و

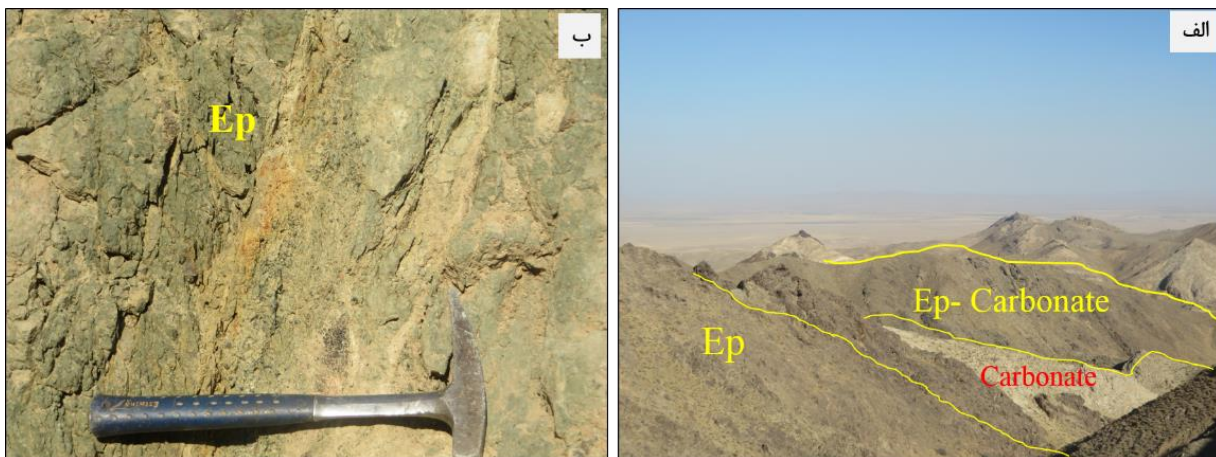
کانی‌شناسی در منطقه نشان‌دهنده دگرسانی گرمایی در دو مرحله پیش‌رونده و پس‌رونده است. به منظور تشخیص دگرسانی‌ها در کانسار مورد مطالعه از نمونه‌های سطحی و زیرسطحی، ۲۹ مقطع نازک و ۳۳ مقطع نازک صیقلی برای مطالعات مینرالوگرافی و بررسی دگرسانی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت، همین‌طور ۵ نمونه به روش پراش پرتو X انتخاب و آنالیز شد که با توجه به مطالعات انجام‌شده شکل قرارگیری و ترتیب دگرسانی‌ها در محدوده مورد مطالعه در مطالعات سطحی و زیرسطحی انواع دگرسانی‌های موجود در منطقه متناسب با نوع و ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌ها می‌باشد که به ترتیب گسترش در منطقه معدن‌جو شامل دگرسانی ۱- اپیدوتی، ۲- کربناتی، ۳- کربناتی-اپیدوتی ۴- کربناتی-سیلیسی، ۵- سریسیتی، ۶- کلریتی، ۷- آرزلیک ۸- پروپیلیتیک می‌باشد.



شکل ۳-۱. نقشه دگرسانی منطقه معدن‌جو و انواع دگرسانی‌هایی که منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند.

۳-۲-۱- دگرسانی اپیدوتی

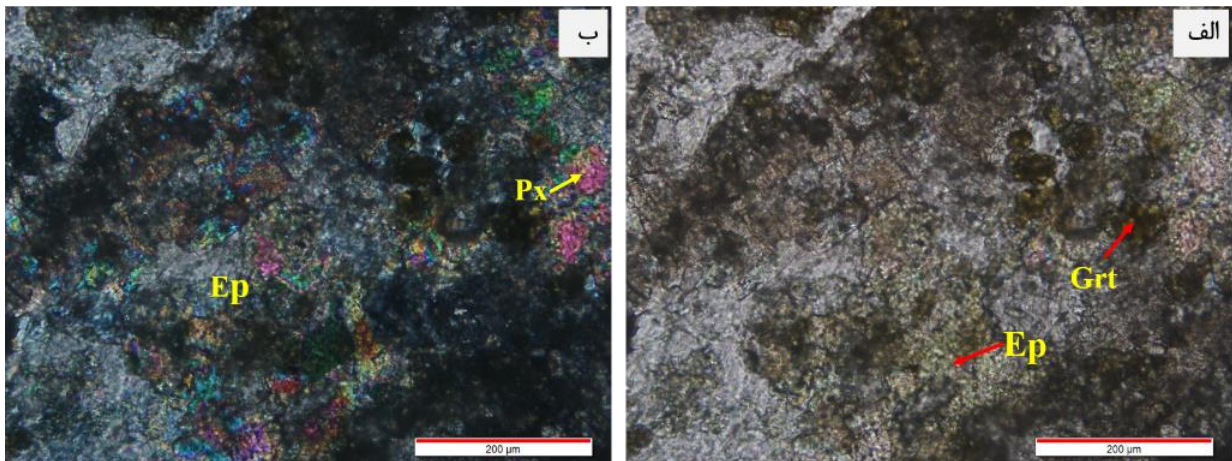
این دگرسانی تحت تأثیر محلول‌های غنی از Ca و PH قلیایی تشکیل می‌شود. این دگرسانی یکی از دگرسانی‌های وسیع در منطقه معدن جو می‌باشد که بیشتر زون‌های اسکارن را تحت تأثیر قرار داده است و در صحرا به رنگ سبز دیده می‌شود. این دگرسانی حاصل دگرسانی پسرونده می‌باشد و همراه کلسیت و در بعضی مقاطع همراه کلریت مشاهده می‌شود. در بعضی مقاطع حاصل تبدیل پیروکسن و در بعضی از تبدیل گارنت حاصل شده است. این دگرسانی در زون‌های زیرسطحی دارای گسترش فراوان می‌باشد و در فاز پسرونده بیشتر زون‌ها را تحت تأثیر قرار داده است.



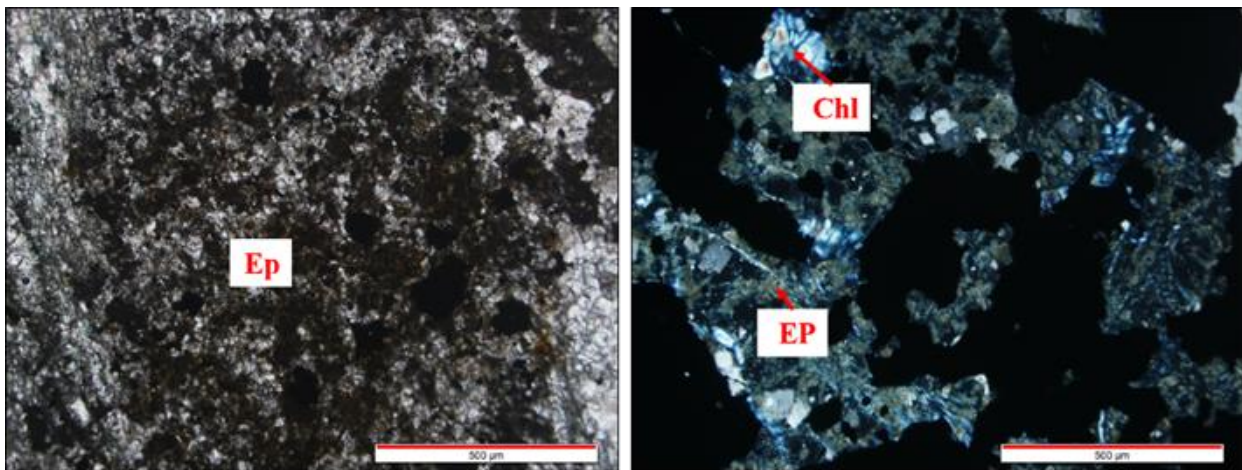
شکل ۳-۲. تصویر صحرایی از دگرسانی اپیدوتی.



شکل ۳-۳. تصویر صحرایی دگرسانی اپیدوتی.



شکل ۳-۴. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی اپیدوتی الف: تبدیل گارنت به اپیدوت، ب: تبدیل پیروکسن به اپیدوت.



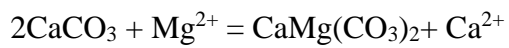
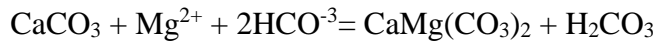
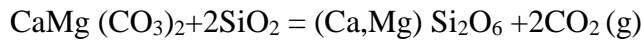
شکل ۳-۵. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی اپیدوتی در مطالعات زیر سطحی.

۳-۲-۲- کربناتی

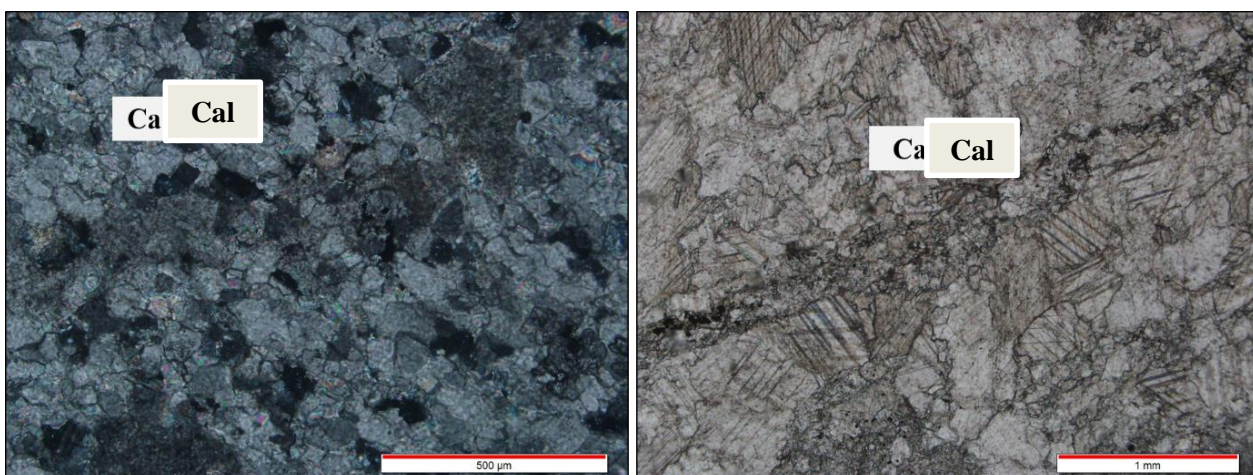
یکی از انواع دگرسانی‌های فراوان در منطقه که در بعضی قسمت‌ها همراه دگرسانی‌های دیگر مشاهده می‌شود دگرسانی کربناتی است، این نوع دگرسانی در اسکارن‌ها مشاهده می‌شود با توجه به اسکارنی-بودن منطقه از فراوانی و شدت تقریباً خوبی برخوردار است که در نتیجه زدایش CO_2 از سنگ‌آهک و دولومیت و ترکیب اجزاء باقیمانده، کانی‌های جدیدی ایجاد می‌گردد. طبق نقشه زمین‌شناسی دگرسانی کربناتی با زون‌های پیروکسن، پیروکسن-ولاستونیت، اپیدوت، موسکوویت و دگرسانی دولومیتی با زون‌های آمفیبول، فلوگوپیت و ترمولیت در سطح تطابق دارد که دگرسانی کربناتی در

جنوب و جنوب غرب، مرکز منطقه و دگرسانی دولومیتی بیشتر شمال و شمال غرب منطقه مشاهده می‌شود.

واکنش دولومیتی شدن: دولومیت + کوارتز ← دیوپسید + دی‌اکسید کربن



شکل ۳-۶. تصویر صحرایی از دگرسانی کربناتی.



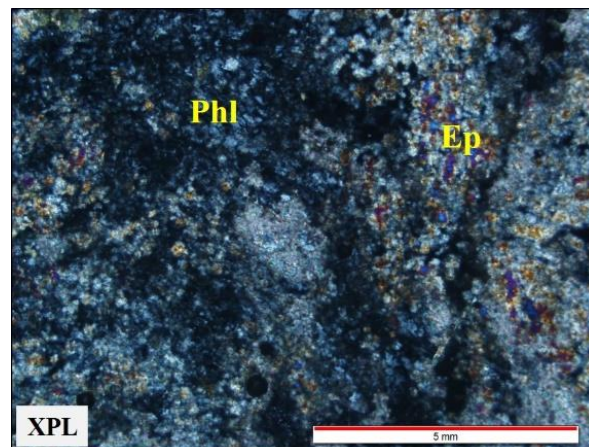
شکل ۳-۷. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی کربناتی.

۳-۲-۳- دگرسانی کربناتی- اپیدوتی

این دگرسانی زون‌های فلوگوپیت اپیدوت و زون اپیدوت را تحت تأثیر قرار داده است و در صحرا به رنگ خاکستری تا سبز دیده می‌شود. حدود ۵۰ درصد دگرسانی کربناتی و ۳۰ درصد شامل دگرسانی اپیدوتی می‌باشد.



شکل ۳-۸ الف: تصویر صحرایی و ب: نمونه دستی از دگرسانی کربناتی- اپیدوتی.

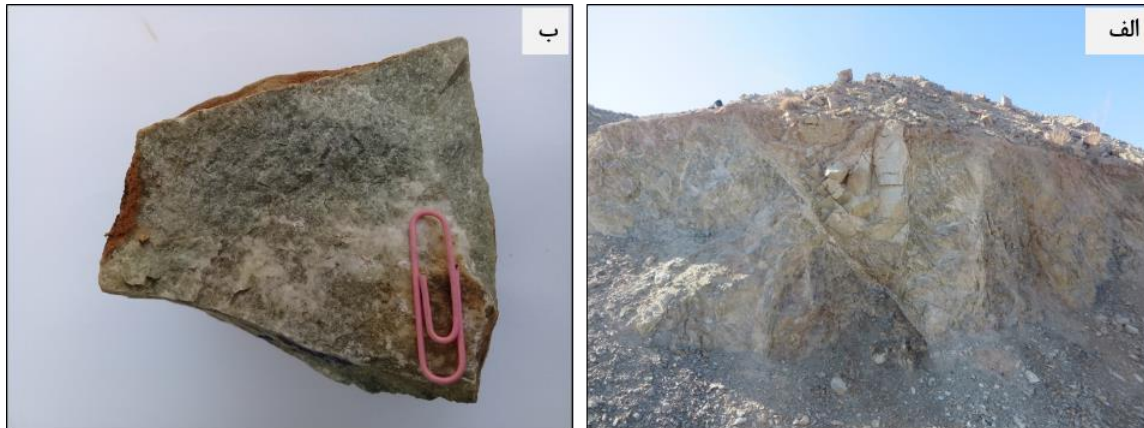


شکل ۳-۹. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی کربناتی- اپیدوتی.

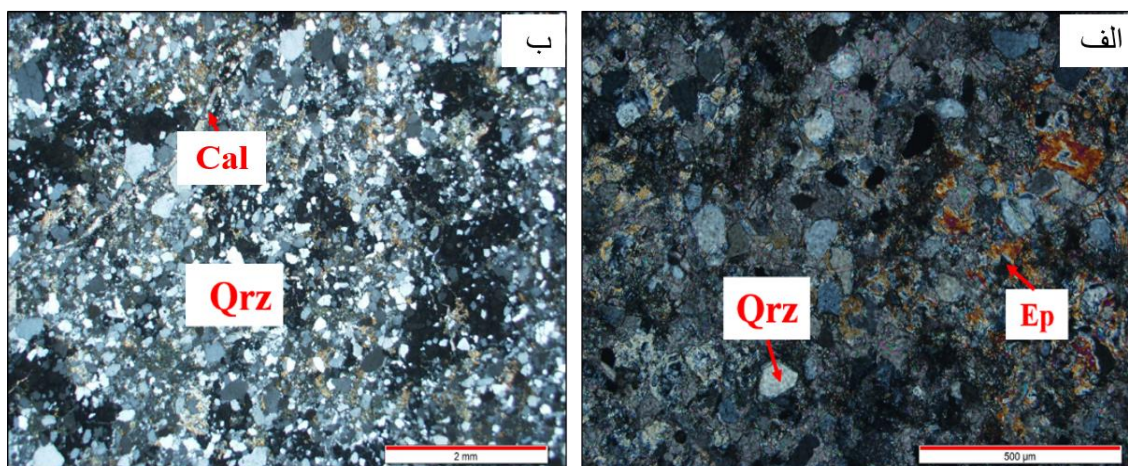
۳-۲-۴- دگرسانی کربناتی- سیلیسی

افزایش مقدار درصد کوارتز و یا اکسیدهای سیلیس را در سنگ سیلیسی شدن می‌گویند. سیلیسی- شدن با اضافه شدن SiO_2 به سنگ توسط محلول‌های ماگمایی یا گرمابی و بالارفتن مقدار سیلیس به

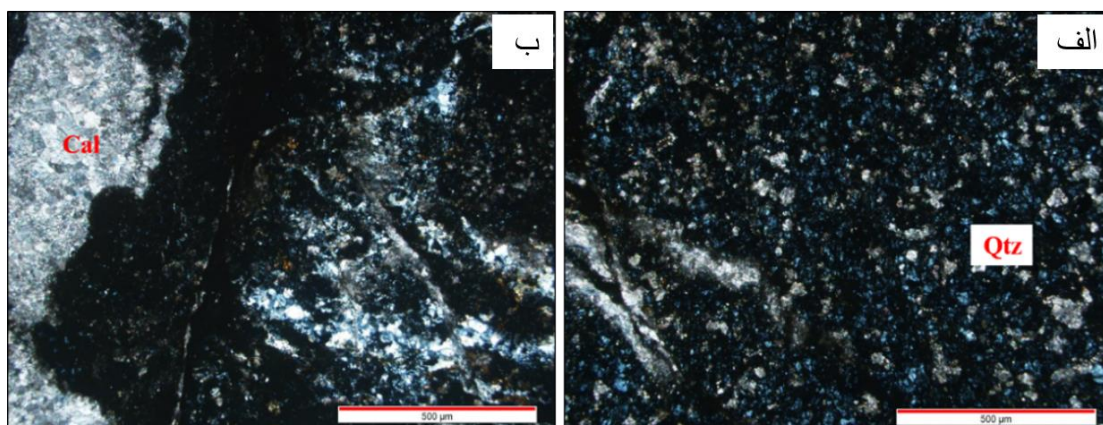
دلیل انحلال مواد دیگر سنگ ایجاد می‌شود. این دگرسانی در مرکز منطقه به سمت شرق و شمال شرقی منطقه مشاهده می‌شود. این دگرسانی در گمانه ۴۹ نیز مشاهده شده است.



شکل ۳-۱۰. الف: تصویر صحرایی ب: تصویر نمونه دستی از دگرسانی سیلیسی - کربناتی.



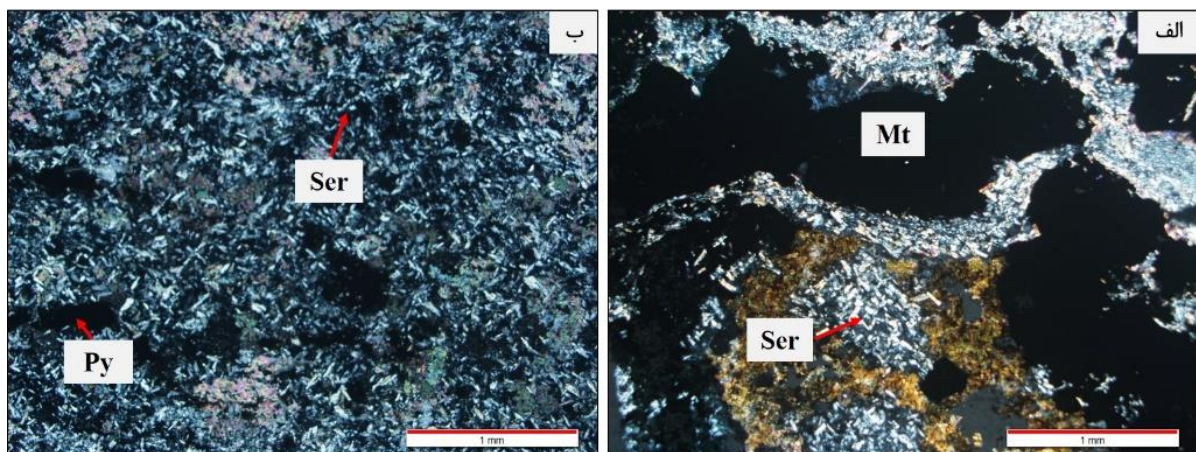
شکل ۳-۱۱. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی سیلیسی - کربناتی الف: کانی‌های کوارتز و اپیدوت، ب: کلسیت و کوارتز.



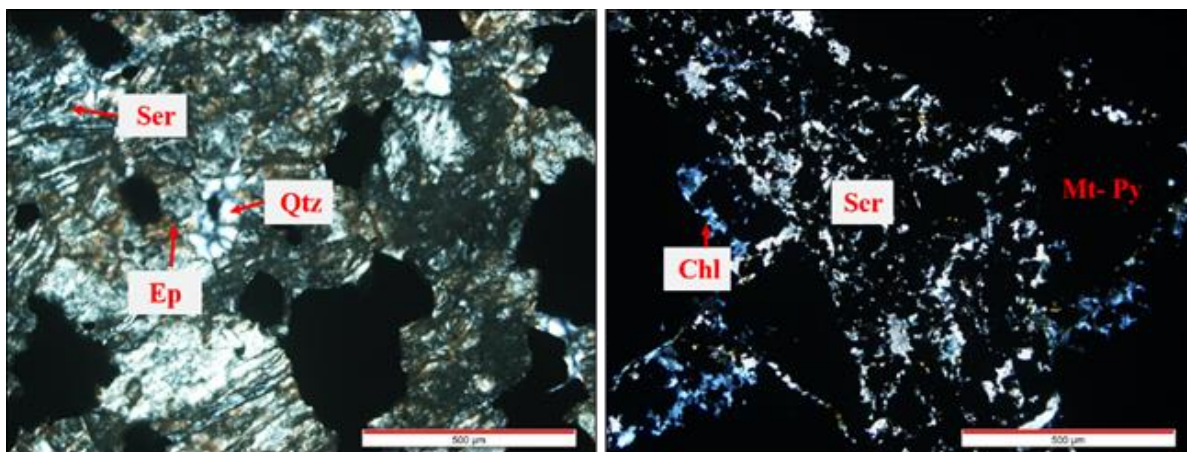
شکل ۳-۱۲. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی سیلیسی - کربناتی در گمانه 49-130 الف: کوارتز، ب: کلسیت.

۳-۲-۵- دگرسانی سرسیتی

این نوع دگرسانی به سرسیتیک یا کوارتز، سرسیت، پیریت (QSP) معروف است. کانی‌های مهم این دگرسانی عبارتند از: سرسیت، کوارتز، پیریت، پیروفیلیت، دیکیت و کائولین که درصد سرسیت از بقیه بیشتر می‌باشد. نوع کانی‌های تشکیل‌شده در این زون به شدت هیدرولیز و مقاومت شیمیایی کانی اولیه و دمای محلول بستگی دارد. تشکیل این مجموعه دگرسانی به باور Seedorf et al. (2005) در اثر هجوم سیال‌ها و تخریب بافت سنگ، بیرون رانده شدن کلسیم، منیزیم و سدیم و ورود پتاسیم و یا به کار گرفته شدن پتاسیم مربوط به فلدسپارهای موجود در سنگ، برای تشکیل سرسیت، کوارتز و پیریت صورت می‌گیرد. آهن حاصل از دگرسانی کانی‌های تیره، با آهن و گوگرد موجود در سیال هیدروترمال ترکیب و پیریت تولید می‌کند. این نوع دگرسانی در منطقه معدن جو در مرکز منطقه و غرب منطقه همراه با زون موسکویت آمفیبول و اپیدوت-فلوگوپیت مشاهده می‌شود. این دگرسانی در گمانه ۵۵ در عمق ۷۵ تا ۸۵ متری و گمانه ۴۹ در عمق ۱۷۶ و ۱۲۶ متری نیز مشاهده شده است.



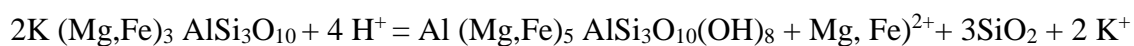
شکل ۳-۱۳. تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی سرسیتی.

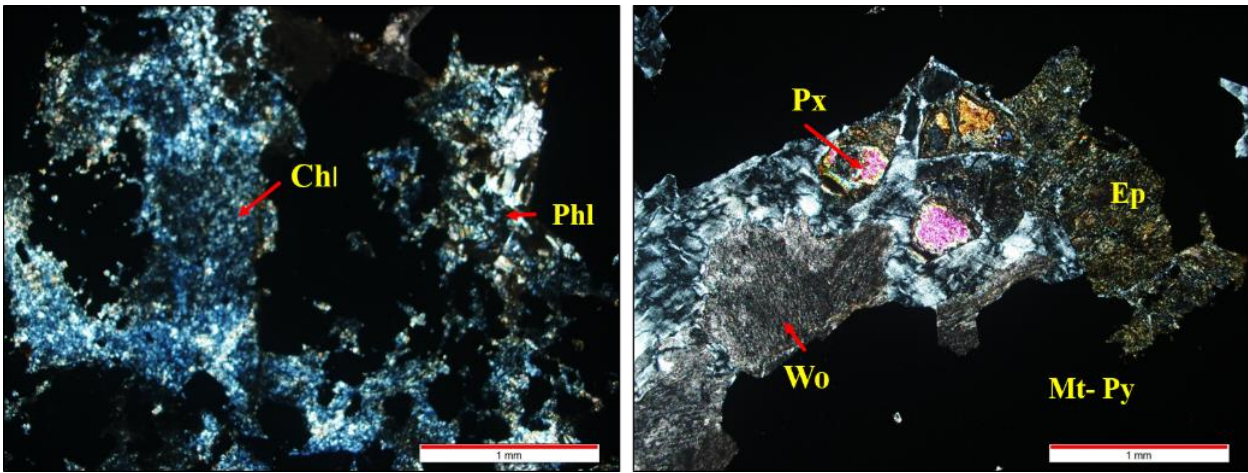


شکل ۳-۱۴. تصویر میکروسکوپی از دگرسانی سریستی در گمانه 55.

۳-۲-۶- دگرسانی کلریتی

کلریتی شدن یکی از مهمترین پدیده‌هایی است که در شرایط مختلف از PH و در اثر محلول‌های گرمایی غنی از Fe, Al, Mg ایجاد می‌شود و در اثر این فرآیند سنگ ظاهری سبز رنگ پیدا می‌کند (Gally et al, 2007). کلریتی شدن در اصل نوعی دگرسانی پروپیلیتیک است که به علت افزایش کلریت به این نام معروف است. در مطالعات میکروسکوپی کلریت بصورت پراکنده در متن سنگ و یا در اثر دگرسانی کلریتی کانی‌های پیروکسن و گارنت مشاهده می‌شود. این دگرسانی در مرکز منطقه و در زون کانی‌سازی مشاهده می‌شود و زون پیروکسن و لاستونیت را تحت تأثیر قرار داده است، پیروکسن‌ها به اپیدوت تبدیل شده‌اند. این دگرسانی در قسمت‌های بسیاری زون‌های زیرسطحی را تحت تأثیر قرار داده است. کلریت به همراه کلسیت، اپیدوت می‌باشد. تبدیل کانی‌های مافیک به کلریت و افزایش Fe, Mg منجر به دگرسانی کلریتی می‌شود:

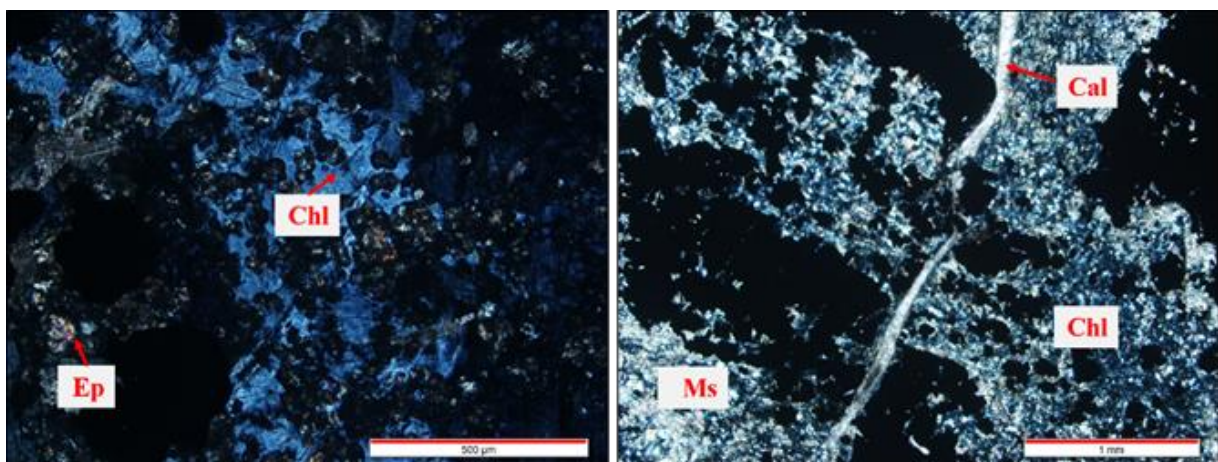




شکل ۳-۱۵. تصویر میکروسکوپی از نمونه دستی زون دگرسانی کلریتی.



شکل ۳-۱۶. تصویر نمونه دستی از گمانه دگرسانی کلریتی.



شکل ۳-۱۷. تصویر میکروسکوپی از گمانه دگرسانی کلریتی.

۳-۲-۷- دگرسانی آرژیلیک

هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار (محیط اسیدی) موجب تشکیل کانی‌های رسی از جمله کائولینیت می‌شود در این شرایط تمام کاتیون‌های قلیایی به طور ناقص یا کامل از سنگ خارج می‌شوند که به ترتیب حدواسط و پیشرفته نامیده می‌شوند. کانی‌های شاخص دگرسانی آرژیلیک حدواسط عبارت از دیکیت، کائولینیت، هالوئیزیت، آلفان، مونت‌موریلونیت و مقادیر جزئی سربیسیت، و کانی‌های شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته شامل کائولینیت، دیکیت، دیاسپور، پیروفیلیت، و در موارد سربیسیت، کوارتز، آلونیت، پیریت، تورمالین و توپاز است. این دگرسانی ویژه کانسارهای اپی-ترمال است (Pirajno, 2009) و بیشتر تحت تأثیر سیال‌های ماگمایی-گرمابی، بخارات اسیدی حاصل از سرد شدن سریع و با آب‌های جوی، در دمای میان ۱۰۰ و ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد ایجاد می‌شود (Sillitoe, 1993). در منطقه معدن جو دگرسانی آرژیلیک همراه لایه‌هایی از کربنات‌های دگرسان‌شده در مرکز منطقه مشاهده می‌شود و با زون پیروکسن اسکارن تطابق دارد، با تأثیر آب‌های جوی و تشکیل پیریت همراه است و به صورت رگه‌ای و پراکنده پیریت مشاهده می‌شود که تبدیل به گوتیت شده است. این نوع دگرسانی در رخنمون به سمت جنوب‌غرب و نزدیک به مرکز نیز به صورت خفیف-تر مشاهده می‌شود.

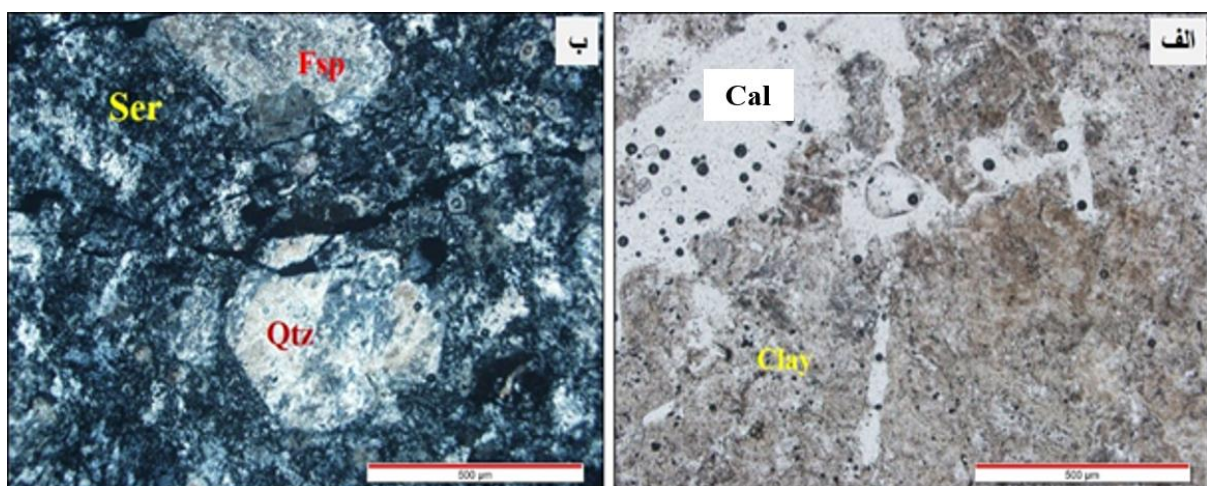


شکل ۳-۱۸. تصویر الف و ب: تصویر صحرایی از زون کربناتی و آرژیلی.

این دگرسانی در مطالعات زیرسطحی در عمق ۱۵۰ متری گمانه ۳۸ نیز مشاهده می‌شود و دگرسانی سربستی نیز رخ داده است، شامل کانی‌های رسی، سربستی، موسکوویت، کلریت، فلدسپات و کوارتز می‌باشد، کانی‌های فلدسپات در اثر هجوم سیالات به سربستی تبدیل شده است و در نهایت کانی‌های رسی تشکیل یافته‌اند و همچنین آغستگی سطحی به اکسیدهای آهن و آزوریت دارد و رگه‌های کلسیت در مرحله تاخیری، سنگ را قطع کرده‌اند.



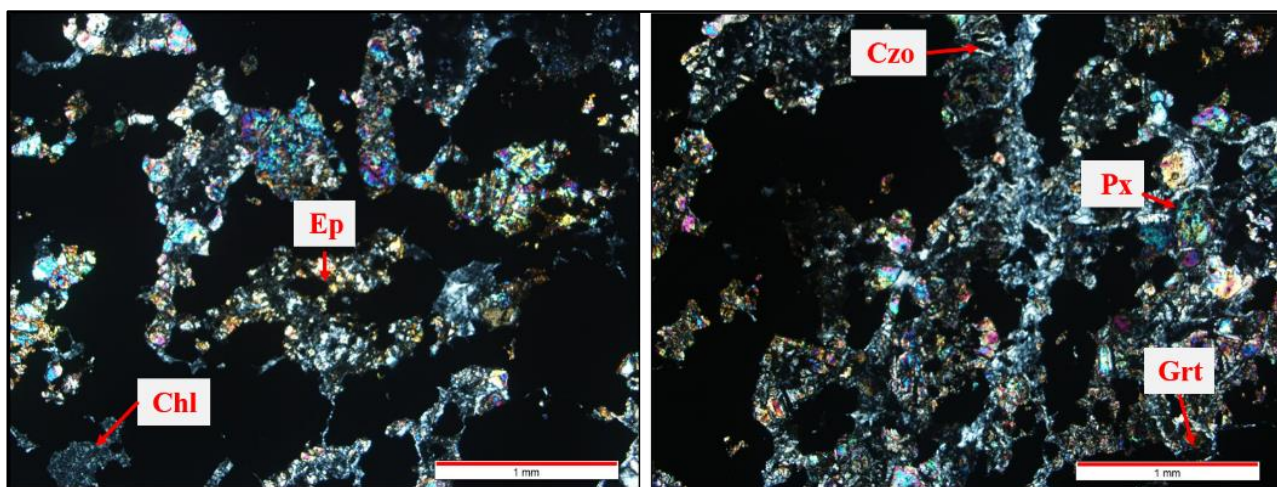
شکل ۳-۱۹. تصویر نمونه دستی دگرسانی آرژیلی - سربستی.



شکل ۳-۲۰. تصویر میکروسکوپی الف: دگرسانی آرژیلی، ب: سربستی.

۳-۲-۸- دگرسانی پروپلیتیک

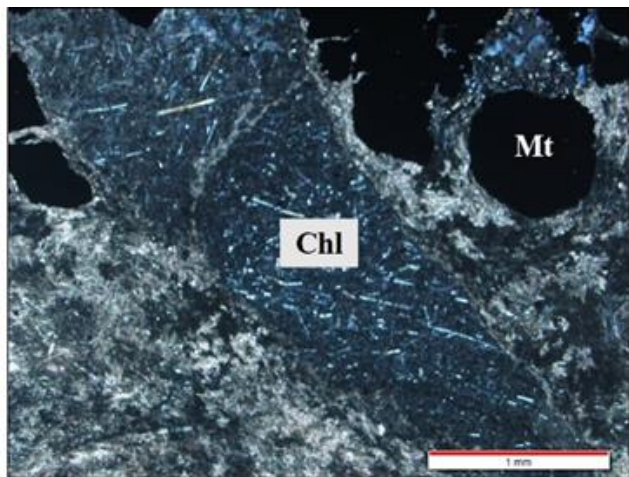
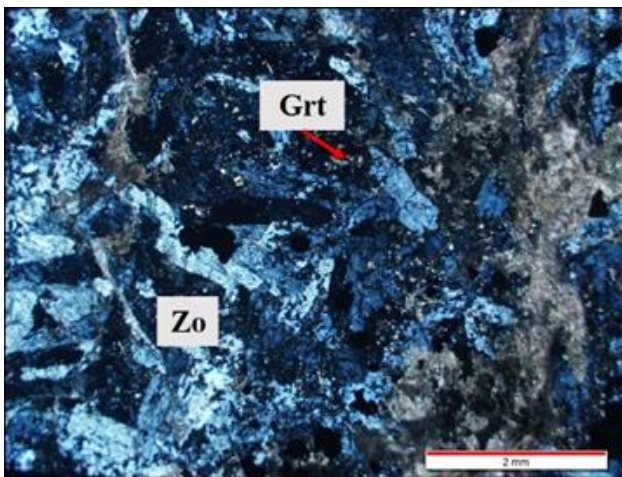
در سنگ‌های آتشفشانی و پلوتونیک در دمای پایین (۲۰۰-۳۵۰ درجه سانتیگراد) و نسبت پایین آب / سنگ (w / r) که مجموعه آلبیت، کلریت و اپیدوت (کلینوزوئیزیت و زوئیزیت) را شامل می‌شود دگرسانی پروپلیتیک نامیده می‌شود (Turner, 1968). کلسیت و دولومیت ممکن است در مجموعه‌ی پروپلیتیک رخ دهد اگر سیال آتره‌کننده تولید بی‌کربنات کند که مشخصه محیط‌های کم‌عمق و قسمت‌های حاشیه‌ای بعضی سیستم‌های زمین‌گرمایی است (Walker, 1963 ; Reyes, 1990). این نوع دگرسانی از واکنش سیال‌های ماگمایی یا گرمایی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم، سدیم و یا بی-کربنات با سنگ‌های آذرین ایجاد می‌شود (Giggenbach, 1997). در منطقه معدن جو این دگرسانی در مرکز و در زون کانی‌سازی شده رخ داده است و دارای کانی‌های پیروکسن و گارنت که به اپیدوت دگرسان شده‌اند و کلریت و کلینوزوئیزیت نیز مشاهده می‌شود. این دگرسانی نیز در عمق ۱۴۴ متری گمانه ۵۵ و گمانه ۴۹ در عمق ۱۰۴ متری رخ داده است، که شامل کانی‌های کلریتی، اپیدوتی، زوئیزیت، کلسیت و گارنت‌های نسل دوم به همراه مگنتیت می‌باشد. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی به روش XRD در نمونه‌های برداشت‌شده در منطقه اسکارنی شامل کانی‌های کلسیت، کلینوکلر و دیوپسید می‌باشد شکل (۳-۲۲).



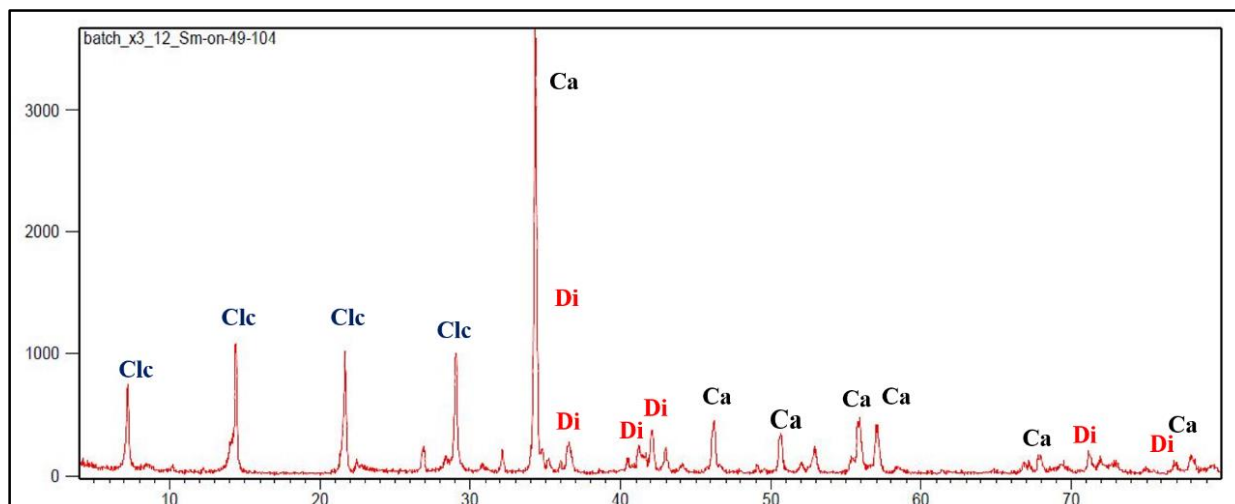
شکل ۳-۲۱. تصویر از دگرسانی پروپلیتیک.



شکل ۳-۲۲. تصویر نمونه دستی زون دگرسانی پروپلیتیک.



شکل ۳-۲۳. تصویر میکروسکوپی زون دگرسانی پروپلیتیک شامل کانی‌های کلریت و زوئیزیت.



شکل ۳-۲۴. نمودار پراش اشعه ایکس به همراه کانی‌های مشخص شده، Ca: کلسیت، Clc: کلینوکلر، Di: دیوپسید.

۳-۳- کانه‌زایی

بیشترین ذخایر بزرگ اسکارن به طور مستقیم به فعالیت‌های آذرین مربوط است و همبستگی گسترده‌ای بین ترکیب آذرین و نوع اسکارن می‌باشد (Meinert, 1982؛ Einaudi, 1980). اکثریت ذخایر بزرگ اسکارن با کمان‌های ماگمایی در ارتباط با زون فرورانش زیر پوسته قاره‌ای همراه است و ترکیب توده نفوذی از دیوریت تا گرانیت متغیر است (Nakano et al., 1990). کنترل‌کننده‌های کانی-سازی شامل انواع ساختاری، چینه‌شناسی، فرایندهای ماگمایی و گرمایی می‌باشد. شکل کانسارها ارتباط مستقیمی با کنترل‌کننده‌های کانی‌سازی دارد، یکی از بنیادی‌ترین کنترل‌کننده‌های اندازه اسکارن، شکل و سبک دگرسانی و عمق تشکیل اسکارن است (Guy et al., 1989). کانه‌زایی در منطقه معدن‌جو در دو مرحله پیشرونده و پسرونده صورت گرفته است، نهشت کانی‌های فلزی (اکسیدها و سولفیدها) در مرحله میانی یا مرحله تشکیل کانی‌های آب‌دار صورت می‌گیرد زیرا در این مرحله محیط برای شکستن کمپلکس‌های حامل فلزات مناسب می‌باشد بنابراین در منطقه کانی‌زایی بیشتر با مرحله پیشرونده به سمت پسرونده و تأثیر آب‌های جوی به محیط همراه است. عوامل موثر در کانه‌زایی در منطقه معدن‌جو با توجه به کربناتی و دولومیتی بودن حوضه رسوبی به لیتولوژی و کنترل‌کننده‌های ساختاری (گسل‌ها و درزه‌ها) که فضای مناسب برای تشکیل ماده معدنی ایجاد

کرده‌اند و محلول‌های گرمایی حاوی عناصر آهن که تغییر درجه حرارت (سرد شدن)، افت فشار، واکنش بین سیال و سنگ دیواره، اختلاط با آب‌های جوی، جوشش سیالات، تغییر pH و Eh باعث تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی محلول شده و نهشت موادمعدنی را سبب می‌گردد (Guilbert and Park, 1997) و باعث تمرکز آن به صورت مگنتیت شده است و همچنین توده نفوذی با ترکیب بیوتیت مونوزوگرانیت به عنوان عامل حرارتی و منشاء سیالات ماگمایی می‌باشد این توده در خارج از منطقه و نزدیک به آن مشاهده می‌شود طبق مطالعات کانی‌شناسی زیرسطحی ادامه این توده احتمالاً در منطقه معدن جو می‌باشد. اسکارن‌های آهن منیزیمی همراه با انواع سنگ‌های نفوذی در بسیاری از محیط‌های تکتونیکی مرتبط می‌باشند؛ ویژگی مشترک این است که همه آنها از سنگ‌های دولومیتی ساخته شده‌اند. در اسکارن منیزیمی، کانی‌های اصلی اسکارن، فورستريت، دیوپسید، پریکلاز، تالک، سرپانتین آهن زیادی ندارند بدین ترتیب، آهن موجود در محلول، تمایل به تشکیل مگنتیت دارد به جای آندربدیت یا هدنبرژیت (Hall et al, 1989). در معدن جو بیشتر ذخیره تشکیل شده در گمانه‌های حفاری شده در مرکز به سمت شمال منطقه که اسکارن منیزیمی است، دارای گسترش می‌باشد.

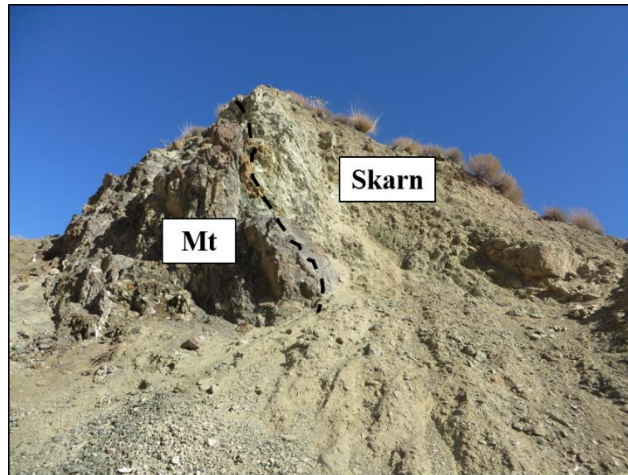
۳-۳-۱- کانه‌زایی در منطقه معدن جو

در منطقه معدن جو نفوذ سیالات حاوی آهن در فضاهای مناسب ایجاد شده در اثر فعالیت‌های تکتونیکی و شرایط مناسب باعث ته‌نشست مگنتیت و کانی‌های سولفیدی به ترتیب گسترش به صورت توده‌ای، صفحه‌ای، رگه-رگچه‌ای، دانه‌پراکنده، برشی و عدسی شکل شده است.

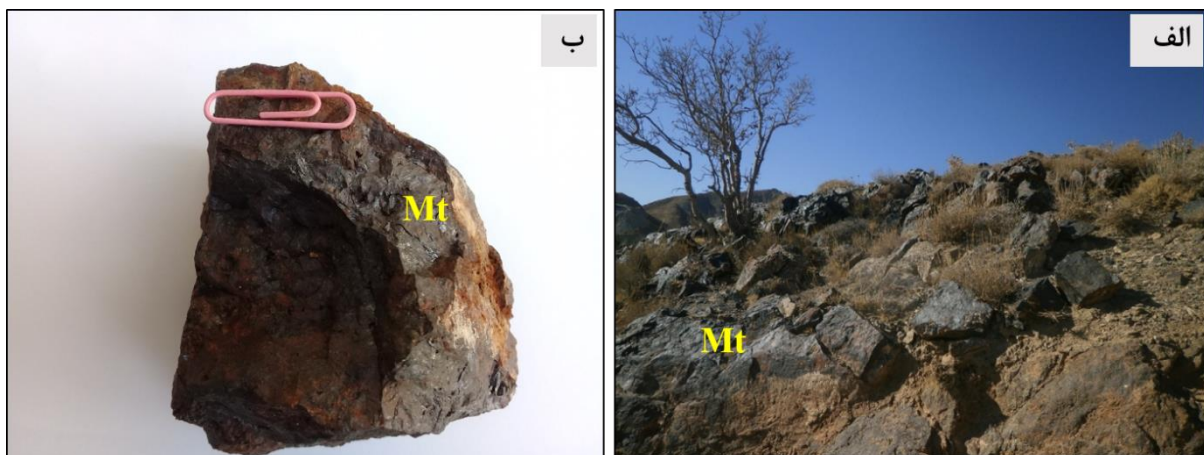
۳-۳-۱-۱- کانه‌زایی توده‌ای

در منطقه معدن جو فعالیت‌های تکتونیکی و نیز تخلخل و نفوذپذیری سنگ میزبان کربناته باعث ایجاد فضاهای مناسب شده و سیالات حاوی آهن در این فضاها و شکستگی‌ها ته‌نشست کرده‌اند و ساختار

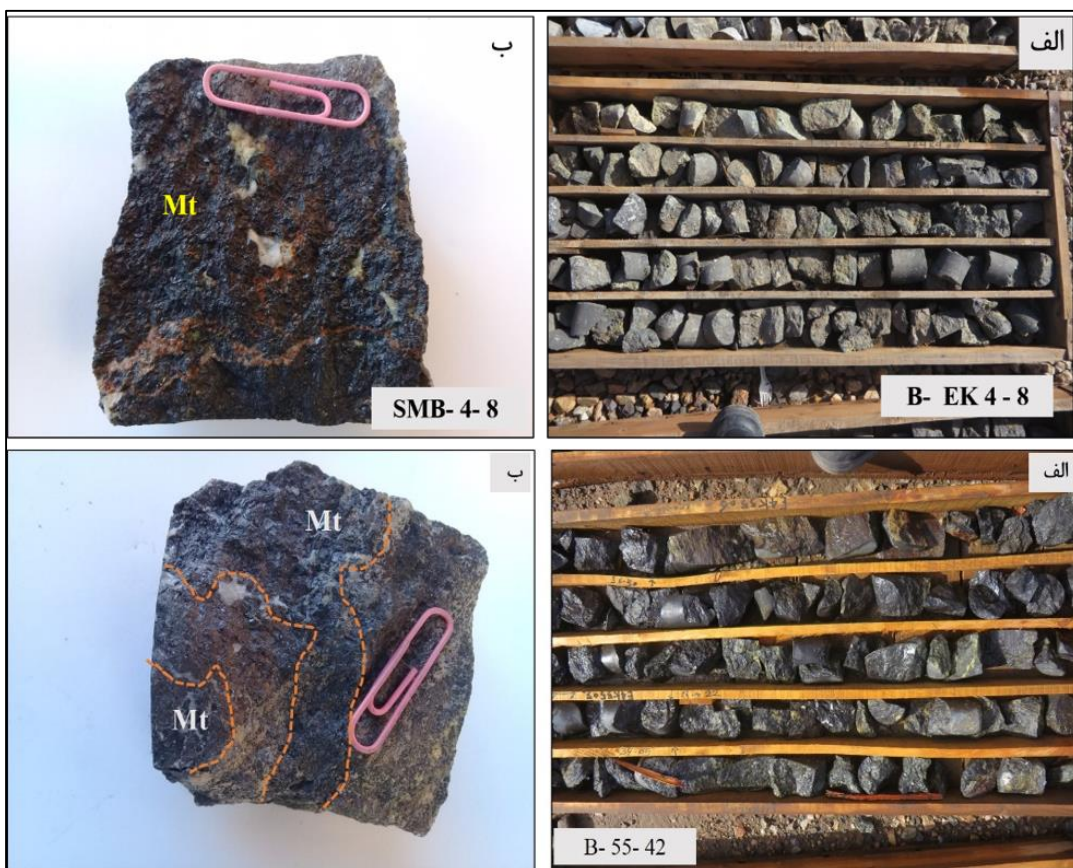
توده‌ای در کربنات‌ها ایجاد شده است. در منطقه در سطح بیشتر در مرکز منطقه این ساختار دارای گسترش می‌باشد.



شکل ۳-۲۵. تصویر صحرایی از مگنتیت به صورت توده‌ای در سنگ میزبان کربناته و زون اسکارنی.



شکل ۳-۲۶. الف: تصویر صحرایی و ب: تصویر نمونه دستی از مگنتیت به صورت توده‌ای.



شکل ۳-۲۷. تصویر از الف: گمانه و ب: نمونه دستی کانه‌زایی به صورت توده‌ای در مطالعات زیرسطحی.

۳-۳-۱-۲- ساختار صفحه‌ای

این ساختار در زون کانی‌زایی مگنتیت در مرکز منطقه رخ داده است در این بخش از منطقه ترکیب کانی‌شناسی و درجه خلوص آهنک در نوارها و لایه‌های مختلف واحد آهنکی و نفوذ سیال کانه‌ساز در جهت لایه‌بندی‌های سنگ کربناته باعث ایجاد ساختار نواری و عدسی شکل شده است.



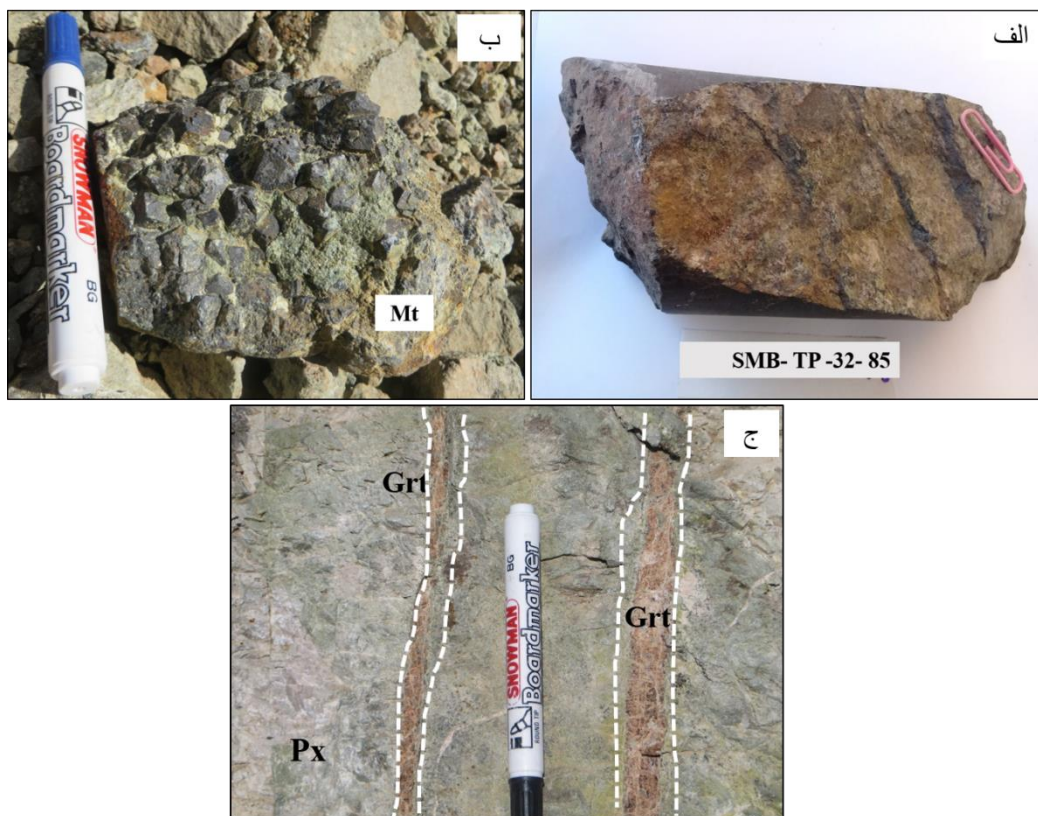
شکل ۳-۲۸. الف: لایه‌های کربناته بدون کان‌زایی ب و ج: کان‌زایی مگنتیت به صورت صفحه‌ای شکل.



شکل ۳-۲۹. تصویر صحرایی از کان‌زایی به صورت عدسی شکل در میان ساختارهای صفحه‌ای.

۳-۱-۳-۳- کان‌زایی رگه و رگچه‌ای

کان‌زایی رگه‌ای در مناطق شکستگی از قبیل گسل‌ها و درزه‌ها دیده می‌شود و در سنگ‌های کربناته‌ای که دارای تخلخل کم می‌باشند، در منطقه معدن جو در کنار کان‌سازی مگنتیت به صورت توده‌ای آثاری از کان‌زایی اکسیدی و سولفیدی به صورت رگه و رگچه‌ای در امتداد گسل‌ها و درزه‌ها که دارای روند شمالی- جنوبی و شرقی- غربی می‌باشد مشاهده می‌شود بلورهای مگنتیت در این فضاها مناسب به صورت بلوری رشد کرده‌اند. ضخامت رگه‌ها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر تغییر می‌کنند.



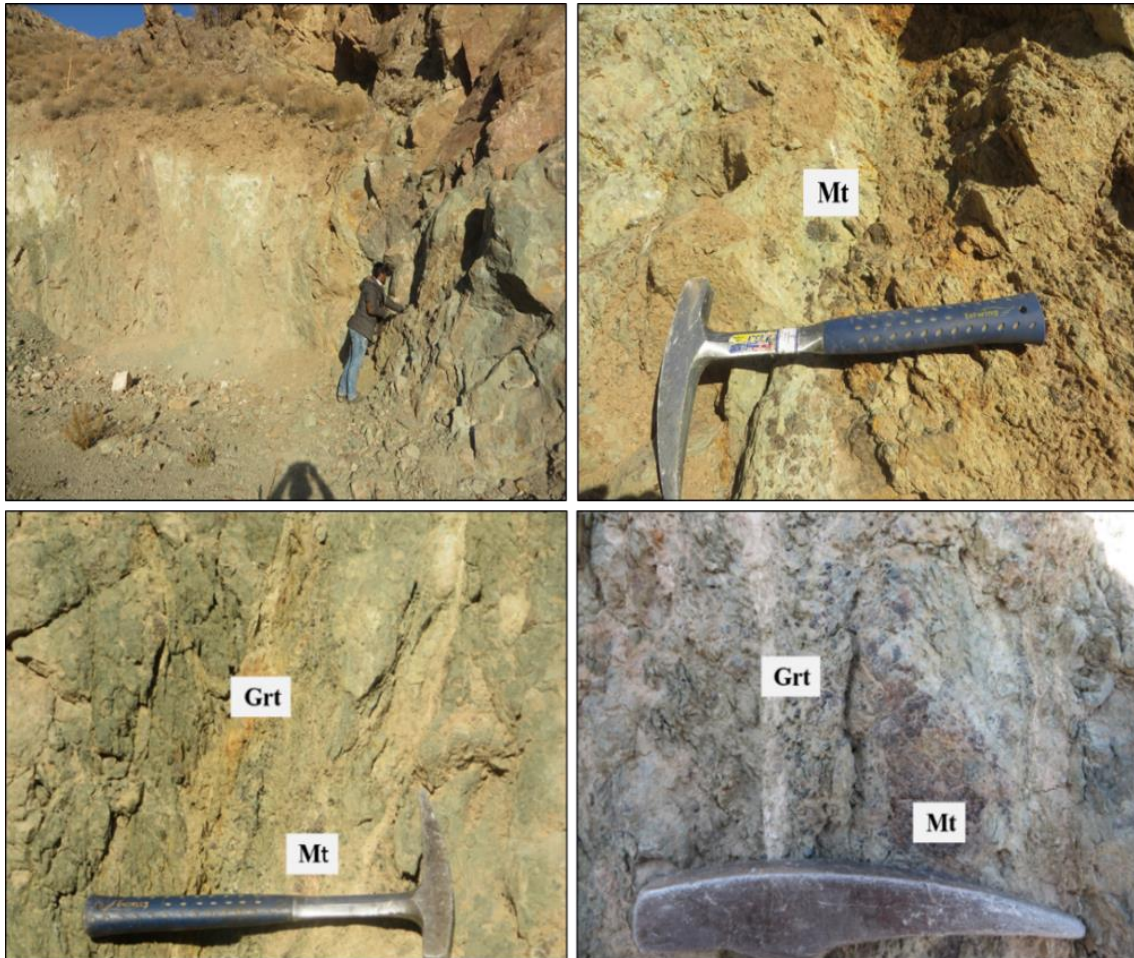
شکل ۳-۳۰. الف: کانی مگنتیت به صورت رگه در امتداد شکستگی رشد کرده است، ب: کانی مگنتیت به شکل بلور رشد کرده است و گارنت به صورت رگه‌ای.



شکل ۳-۳۱. تصویر از واحد سنگ آهک و ماسه‌سنگ که در شکستگی‌ها آثاری از کانی اسپیکیولاریت به صورت رگه‌ای مشاهده می‌شود.

۳-۳-۱-۴- کانه‌زایی دانه‌پراکنده

یکی از اشکال دیگر کانه‌زایی در منطقه معدن جو کانه‌زایی به صورت دانه‌پراکنده در متن سنگ میزبان می‌باشد که این کانه‌زایی در زون گارنت اسکارن منطقه مشاهده می‌شود طبق مطالعات پتروگرافی این مگنتیت‌ها از تبدیل گارنت‌های آندرادیتی به‌وجود آمده است و مگنتیت نسل دوم می‌باشد.



شکل ۳-۳۲. تصاویری از کانه‌زایی مگنتیت به صورت دانه پراکنده در متن سنگ آهک دولومیتی شده.

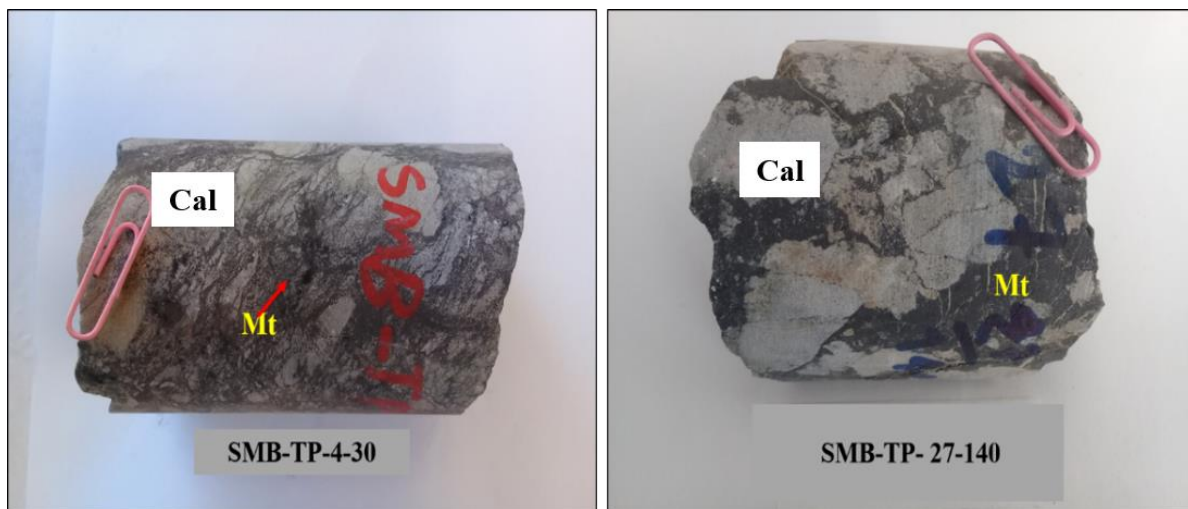
۳-۳-۱-۵- ساختار برشی

در منطقه آثاری از کانه‌زایی به صورت برشی مشاهده می‌شود. در شمال شرق منطقه فعالیت تکتونیکی باعث برشی شدن واحد سنگ‌آهک شده است و سیالات غنی از آهن در فضاهاى خالی نفوذ کرده‌اند و چنین ساختاری را ایجاد کرده‌اند این فضاها در اثر فعالیت‌های تکتونیکی به وجود آمده

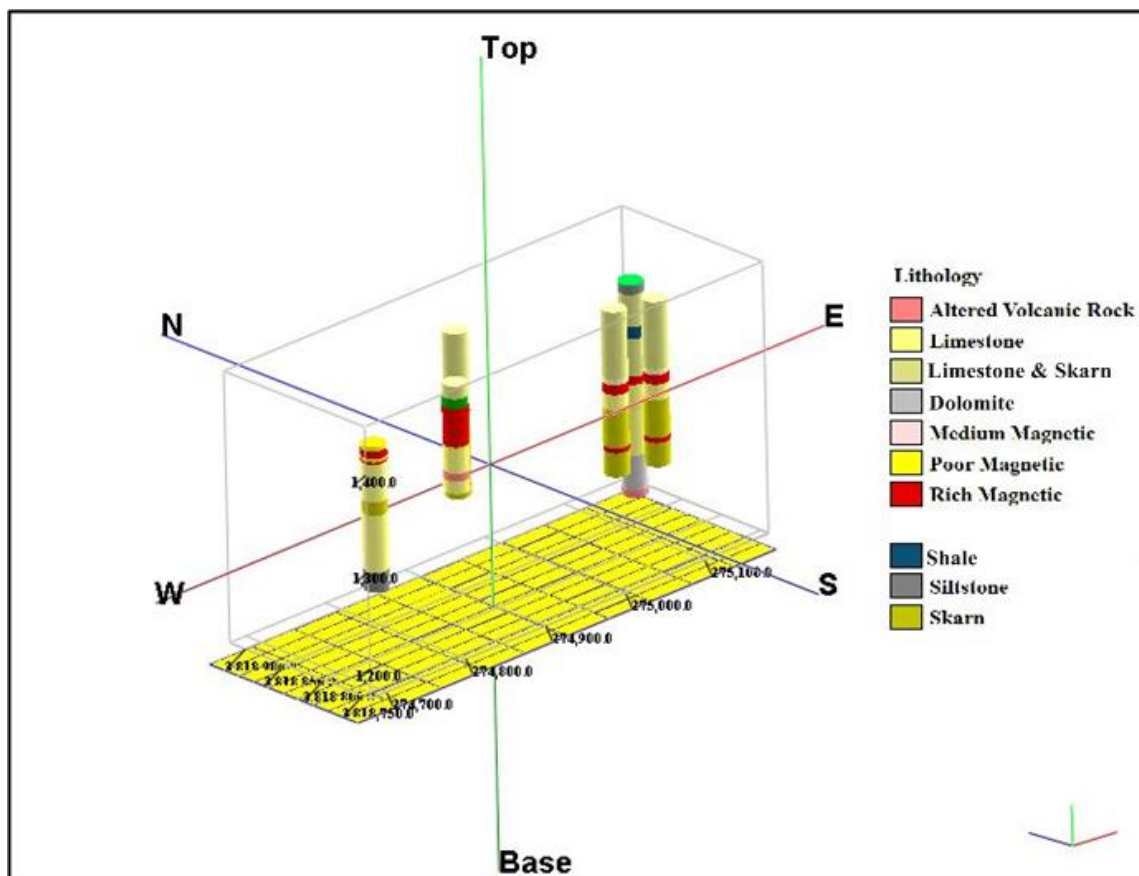
است و کانی مگنتیت فضای خالی را پر کرده است، نفوذ سیالات باعث حل شدن سنگ آهک و گرد شدن برش‌های زاویه‌دار شده است که در نمونه‌های زیرسطحی این ساختار مشهود می‌باشد.



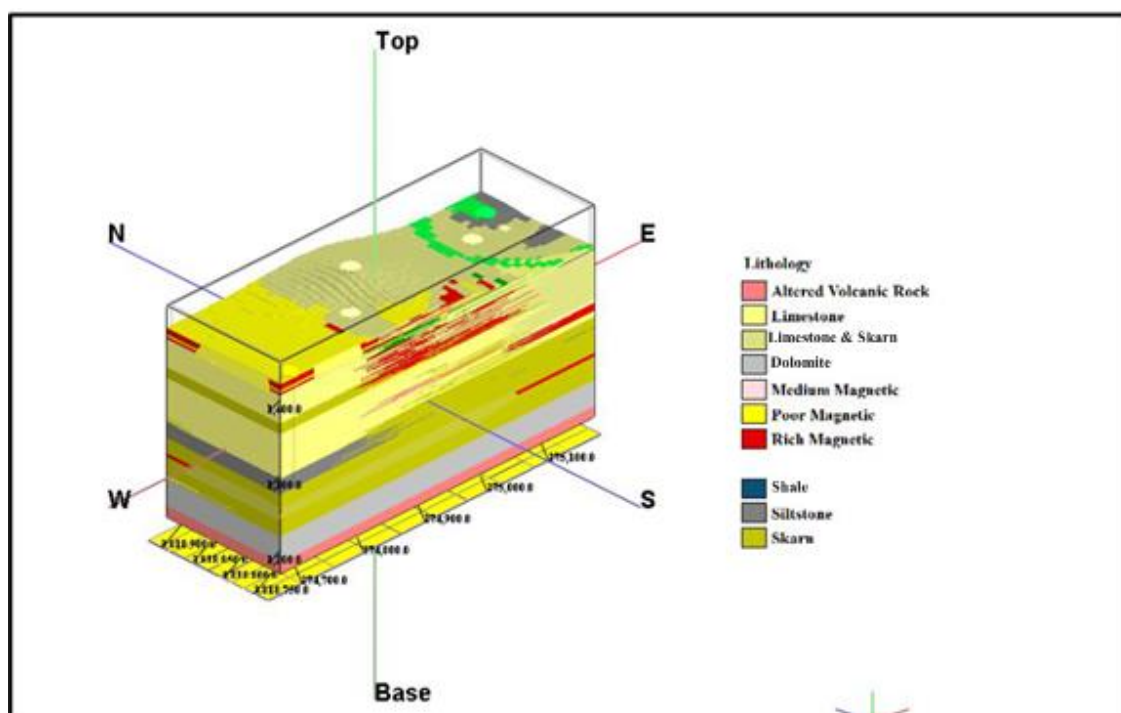
شکل ۳-۳۳. تصویر صحرایی از ساختار برشی همراه با کانه‌زایی مگنتیت در نمونه سطحی زون برشی شده.



شکل ۳-۳۴. برش‌های حاوی کانه در گمانه‌های مطالعه شده در زون برشی شده کلسیت‌ها در اثر هجوم سیال دچار انحلال و گردشگی شده‌اند.



شکل ۳-۳۵. موقعیت گمانه‌های مطالعه‌شده و کانه‌زایی مگنتیتی به صورت توده‌ای.



شکل ۳-۳۶. تصویر سه‌بعدی از لیتولوژی و کانه‌زایی مگنتیتی در مطالعات گمانه‌های منطقه معدن جو.

فصل چهارم

کانی‌شناسی، ساخت، بافت

و توالی پراژنزی در

اسکارن معدن جو

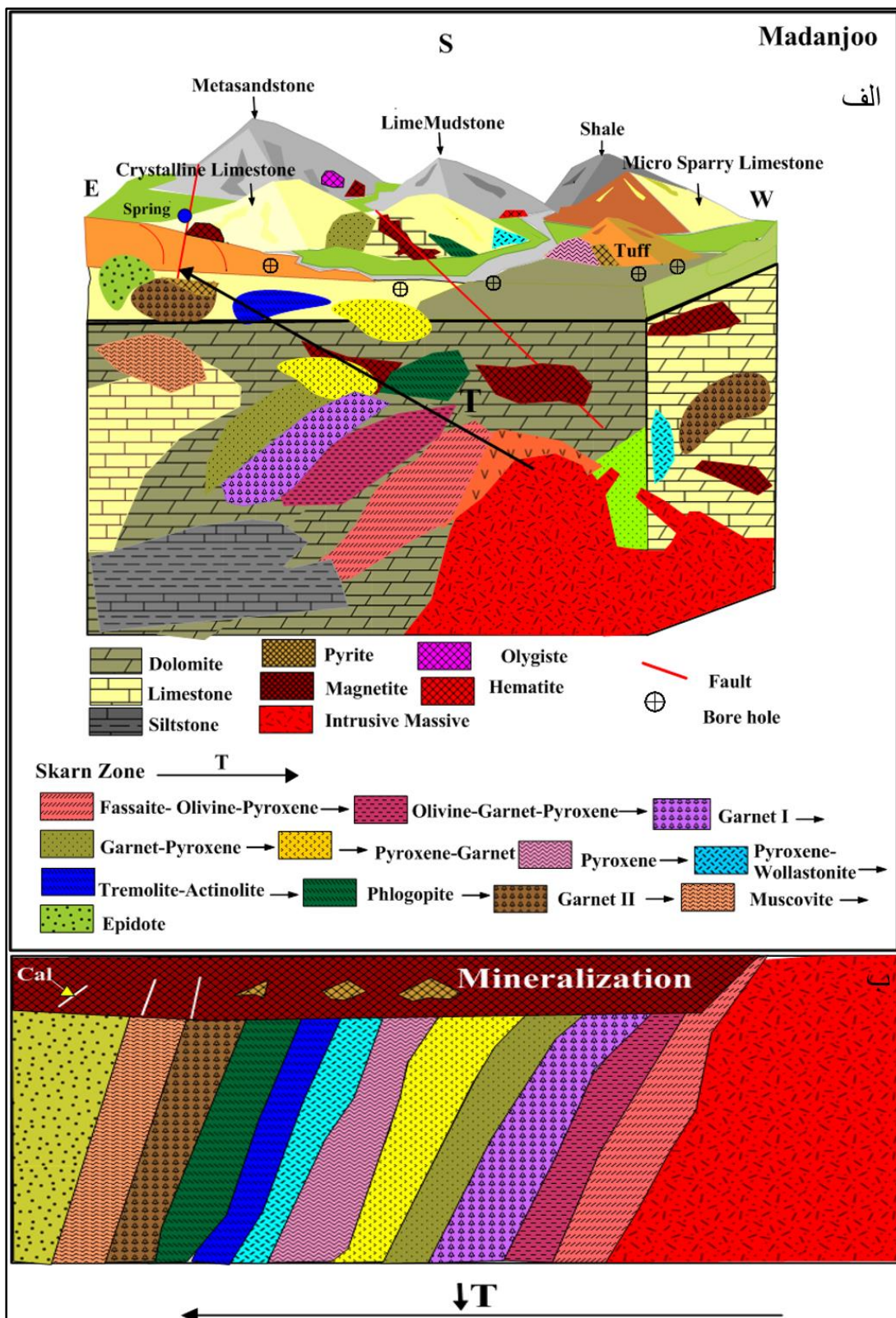
بررسی کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی و تشخیص دقیق پاراژنز کانی‌های تشکیل‌دهنده ماده معدنی و روابط پاراژنتیکی و بافتی میان کانی‌ها و کانه‌ها، از مبانی اساسی در مطالعه چگونگی تشکیل یک کانسار می‌باشد. در کانسارهای اسکارن مطالعات کانی‌شناسی، بافتی و توالی پاراژنزی کانی‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار می‌باشد. برای اینکه در این تیپ کانسارها کانی‌ها متنوع می‌باشند و نوع کانی‌ها به ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ میزبان و ترکیب شیمیایی محلول‌های ماگمایی، گرمایی، دما و عمق بستگی دارد. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی دقیق می‌توان مناطق مختلف اسکارن را شناسایی و طبقه‌بندی نمود. اطلاعاتی که بدین ترتیب به دست می‌آید راهنمای خوبی برای تشکیل و تکامل مناطق اسکارن می‌باشد. علاوه بر این اطلاعات کانی‌شناسی برای ساخت مدل‌های اکتشافی و همچنین برای توسعه طرح‌های اکتشافی پایه‌ای در این تیپ ذخایر استفاده می‌شود. در اسکارن معدن جو برای انجام مطالعات کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنزی کانی‌ها از سنگ‌های میزبان، سنگ‌های اسکارن و مناطق کانه‌زایی نمونه‌برداری انجام شده است. مطالعات میکروسکوپی در این بخش بر روی مقاطع نازک، نازک‌صیقلی و صیقلی نمونه‌ها انجام شده است و در مواردی از کانی-شناسی به روش پراش اشعه ایکس (XRD) نیز استفاده شده است. بر پایه نتیجه این مطالعات انواع کانی‌های منطقه اسکارن شناسایی گردید و بر اساس نسبت کانی‌های مناطق مختلف اسکارن شناسایی شده است. در ضمن بر اساس شواهد میکروسکوپی انواع بافت‌های کانه‌زایی مشخص گردید و در نهایت جدول توالی پاراژنزی کانی‌ها تهیه شده است.

جدول ۴-۱. بعضی از کانی‌های متداول اسکارنها (Meinert et al., 2005)

Mineral Phase	End Members	General formula	Abbreviation
Garnet	Gerossularite	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Gr
	Anderadite	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Ad
	Spessartine	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Sp
	Almandine	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Al
	Pyrope	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Py
Pyroxene	Diopside	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Di
	Hedenbergite	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	Hd
	Johannsenite	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$	Jo
	Fassaite	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$	Fas
Olivine	Forsterite	Mg_2SiO_4	Fo
	Fayalite	Fe_2SiO_4	Fa
	Tephroite	Mn_2SiO_4	Tp
	Monticellite	Ca_2SiO_4	Mc
Pyroxenoid	Ferrosilite	FeSiO_3	Fs
	Rhodonite	MnSiO_3	Rd
	Wollastonite	CaSiO_3	Wo
Amphibole	Tremolite	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Tr
	Hornblende	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hb
	Actinolite	$\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Act
Epidote	Epidote	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	Ep
	Clinozoisite	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	Cz
Mica	Phlogopite	$\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})$	Phl
	Muscovite	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Ms

۴-۲- کانی‌شناسی اسکارن معدن جو

اثرات دمایی و متاسوماتیک حاصل از نفوذی توده زیرین (نفوذی) و به‌دنبال آن ورود سیالات گرمایی در سنگ کربناتی میزبان سبب تبلور مجدد کربنات‌ها و در نتیجه تشکیل اسکارن و کانی‌های اسکارنی منطقه گردیده است. اسکارن آهن معدن جو از نوع اگزواسکارن می‌باشد که طبق مطالعات کانی-شناسی، مرحله پیشرونده اسکارن شامل اولیوین، فاسایت، گارنت، پیروکسن، ولاستونیت و مرحله پسرونده شامل آکتینولیت، ترمولیت، فلوگوپیت و مرحله تأخیری اپیدوت کلریت می‌باشد که در ادامه به بررسی این زون‌ها پرداخته شده است.



شکل ۴-۱. الف: زون های اسکارن منطقه معدن جو نسبت به توده نفوذی زیر سطحی ب: تصویر شماتیک از فاصله زون-

های اسکارنی نسبت به توده نفوذی.

۴-۲-۱- زون اولیوین

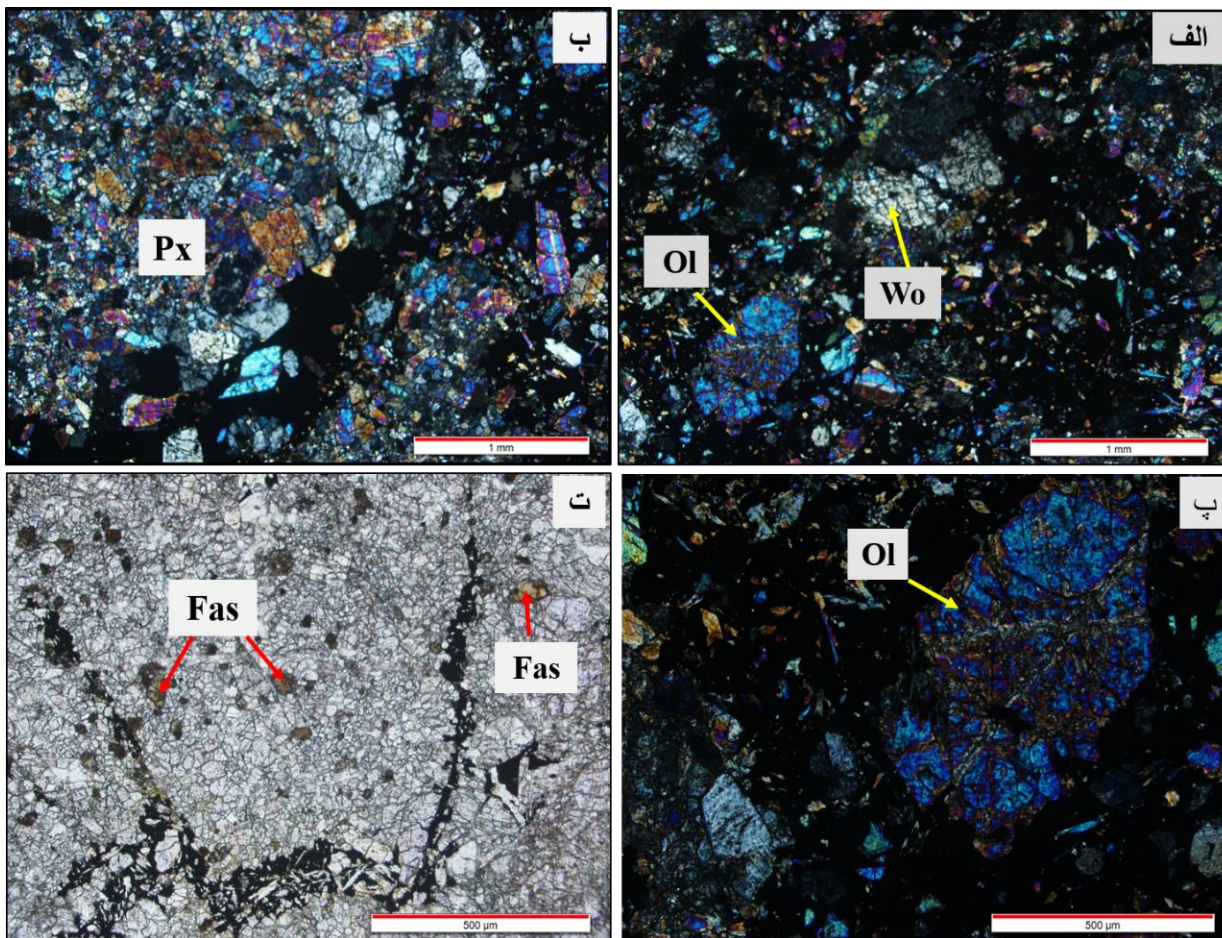
این زون در مطالعات زیرسطحی مشاهده شده است و کانی‌های این زون دلیلی بر درجه حرارت بالا و منیزیمی بودن اسکارن می‌باشد و به بخش‌های زیر تقسیم می‌شوند.

۴-۲-۱-۱- زون اولیوین- فاسایت- پیروکسن + مگنتیت

این زون در شمال منطقه و در نزدیکی زون اولیوین گارنت پیروکسن و در مطالعات زیرسطحی در عمق ۱۰۷ متری گمانه ۳۲ مشاهده شده است، ابتدا کانی اولیوین و فاسایت (به نوع پیروکسن جدول ۴-۱) در دمای بالا تشکیل شده است و بعد پیروکسن تشکیل شده و در مرحله بعد مگنتیت شکل گرفته است. کانی ولاستونیت دارای ماکل اوژییتی می‌باشد. بلورهای اولیوین کشیده در تصویر ۲۹-۴- الف- (برخوردار از رنگ‌های تداخلی آبی) برخوردار از کلیه جهت یافتگی‌های کریستالوگرافی از این گونه می‌باشند و به همین دلیل به عنوان بخشی از تنها هم‌رشدی موازی بلور اولیوین در معرض دید قرار می‌گیرند. تصویر میکروسکوپی ۲۹-۴- پ- نشان‌دهنده شکل ظاهری اولیوین برخوردار از شکل واقعی است (شش ضلعی ویژه در برشی از میان منشور و سطوح می‌گذرد).



شکل ۴-۲. الف و ب نمونه دستی از گمانه 32-107.



شکل ۳-۴. تصویر میکروسکوپی الف: کانی ولاستونیت، اولیوین ب: پیروکسن پ: بلور اولیوین ت: بلورهای فاسایت

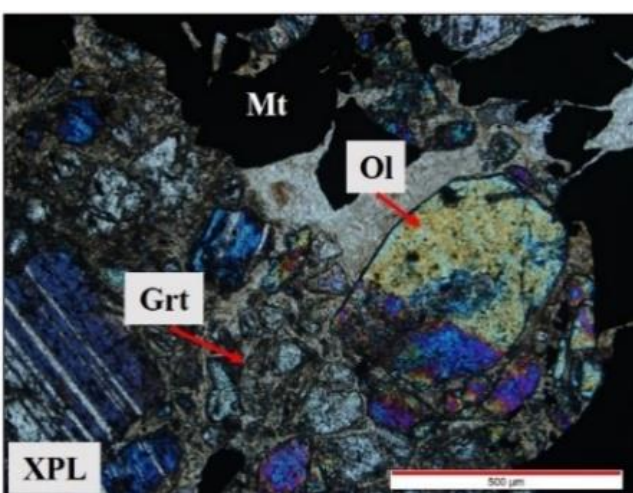
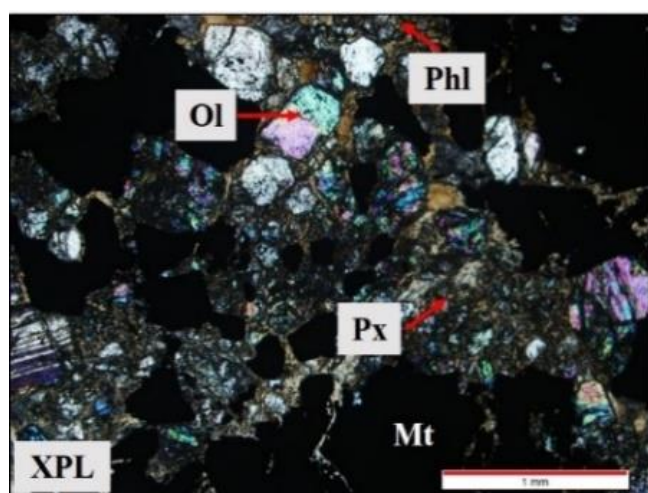
گمانه SMB-T-32-107 در نور XPL.

۲-۱-۲-۴- زون اولیوین - پیروکسن - گارنت

این زون در مطالعات زیرسطحی و در قسمت شمال منطقه در عمق ۴۲ متری گمانه ۵۵ مشاهده شده است، شامل کانی‌های اولیوین، گارنت، پیروکسن و فلوگوپیت می‌باشد و کانی‌سازی مگنتیت به صورت توده‌ای رخ داده است و مرحله پیشرونده دگرگونی در اسکارن می‌باشد. وجود کانی اولیوین شاهدهی بر وجود توده نفوذی در نزدیکی این زون و دلیل منیزیمی بودن اسکارن می‌باشد. بلور اولیوین در ابتدا در دمای بالا تشکیل شده است وجود شکل تحذب در این کانی در مطالعه میکروسکوپی دلیل بر تشکیل اولیه آن می‌باشد.

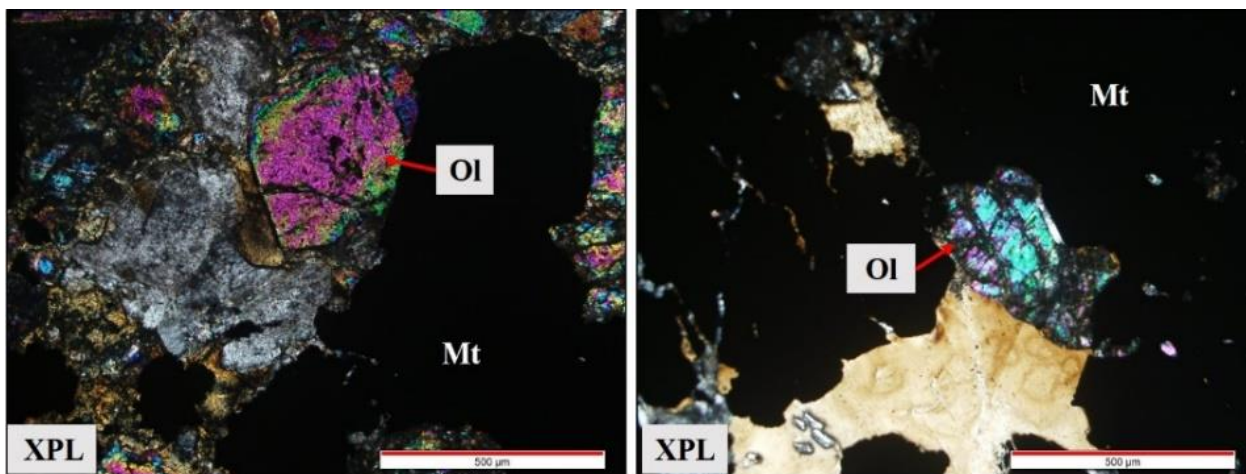


شکل ۴-۴. الف: تصویر گمانه B-55-42, ب: تصویر نمونه دستی.



شکل ۴-۵. تصویر میکروسکوپی از زون پیروکسن گارنت اولیوین در نور XPL، شامل کانی‌های اولیوین، فلوگوپیت، پیروکسن و گارنت.

در این نمونه بلور نیمه‌شکل‌دار اولیوین مشاهده می‌شود، تعدادی از سطوح این بلور برخوردار از اشکال یکسان مسطح و مستقیم می‌باشند در حالیکه مابقی سطوح خمیده و خلیجی شکل می‌باشند و بلور اولیوین در شکل زیر سمت چپ دارای سطوح تقریباً مساوی می‌باشد. به دلیل زیاد بودن کربنات در سنگ بهتر است به جای نام اولیوین از نام اختصاصی مونتی سیلیت با فرمول CaMgSiO_4 استفاده کرد.

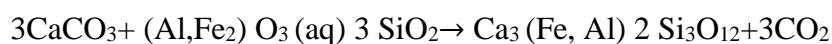


شکل ۴-۶. تصویر میکروسکوپی از بلور نیمه‌شکل‌دار اولیوین (سمت راست) و بلور شکل‌دار اولیوین (سمت چپ) در نور

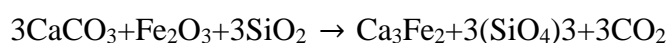
XPL

۴-۲-۲- زون گارنت

ظهور کانی گارنت در اسکارن‌ها نشان‌دهنده فاز پیشرونده می‌باشد گارنت‌هایی که در نزدیک توده قرار دارند (پروکسیمال) از لحاظ رنگ معمولاً قرمز تیره تا قهوه‌ای می‌باشند و با افزایش فاصله به قهوه‌ای روشن‌تر تبدیل می‌شوند و در نهایت در قسمت نزدیکی سنگ مرمر به گارنت سبز تبدیل می‌شود (Atkinson and Einaudi, 1978). در رسوبات آهکی یا پلیتی سرشار از آهک و غنی از منگنز و آهن گارنت (گروسولار، آندرادیت و اسپسارتین) در دمای بالا متبلور می‌شود. در منطقه معدن جو وجود آندرادیت حاصل مراحل اولیه دگرسانی متاسوماتیک پیشرونده و فقر آهن می‌باشد. تشکیل گارنت گروسولار-آلماندین طبق واکنش زیر انجام می‌شود. (Deer et al., 1991):



تشکیل گارنت آندرادیت طبق واکنش زیر صورت می‌گیرد (Deer et al., 1991):

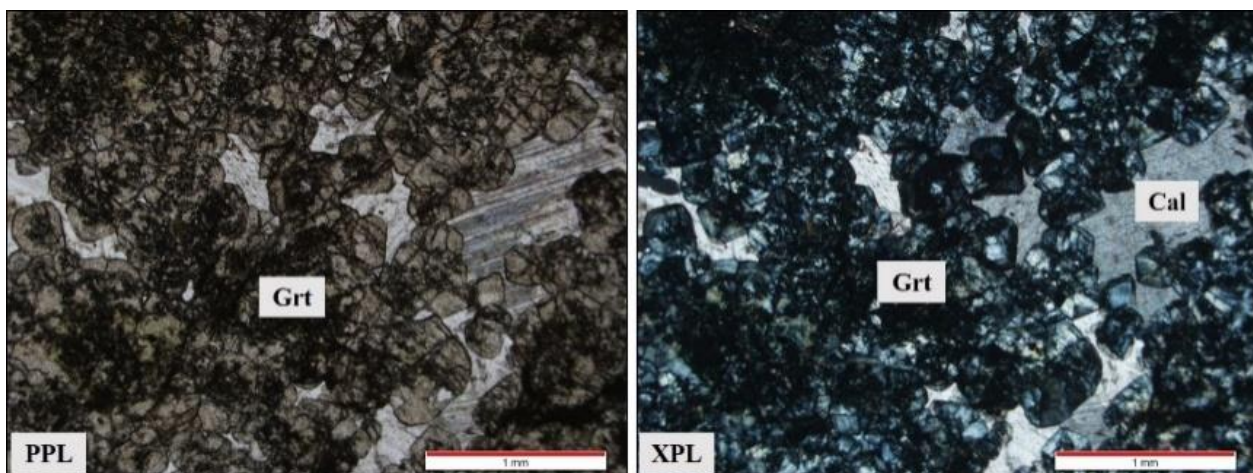


این زون در منطقه با تأثیر فاز دگرگونی پیشرونده در غرب، مرکز، شرق و بیشتر از همه قسمت‌ها در شمال منطقه که کانی غالب گارنت می‌باشد و در مجاورت با زون پیروکسن گارنت مشاهده شده است،

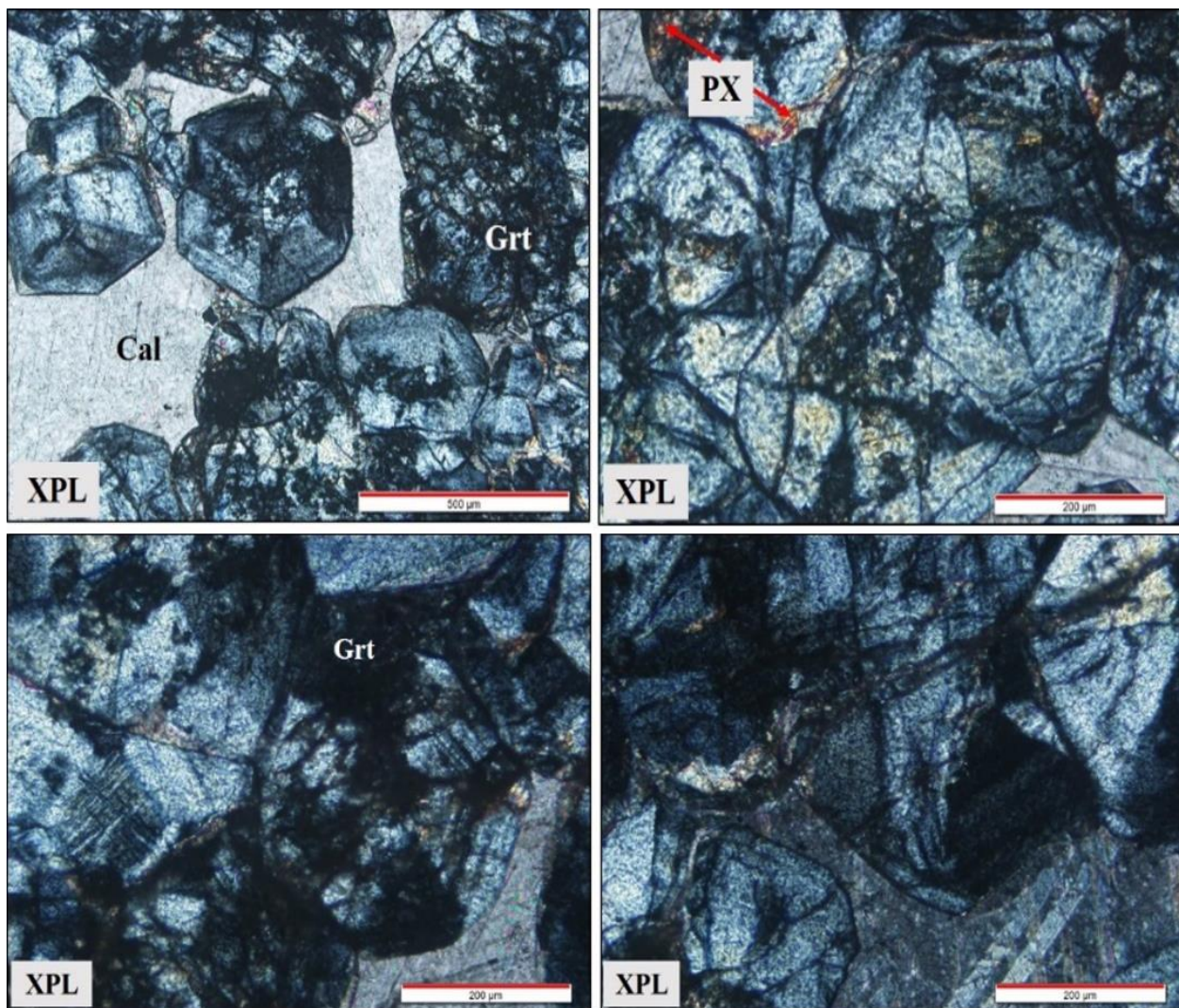
بلورهای گارنت در نمونه دستی به رنگ قهوه‌ای تا سیاه دیده می‌شود و اندازه بلورهای درشت ۰/۵ تا ۰/۷۵ سانتی متر می‌رسد و در این زون مقدار گارنت طبق بررسی‌های سنگ‌نگاری به ۹۵-۹۰ درصد می‌رسد. بلورهای گارنت در این زون اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و دارای بافت گرانوبلاستیک می‌باشد، و همچنین دارای بلورهای درشت‌تر همراه با کلسیت که حاصل نزدیکی به محل همبری توده نفوذی می‌باشد. گارنت‌های دارای زون‌بندی مشخص‌کننده تغییر ترکیب شیمیایی آنها می‌باشد. این زون را می‌توان به دلیل تک‌کانی بودن گارنت، گارنتیت (اسکارن سرشار از گارنت) نامید.



شکل ۴-۷. الف: زون گارنت، ب: نمونه دستی از زون گارنت.



شکل ۴-۸. تصویر میکروسکوپی از زون گارنت در نور PPL- XPL.

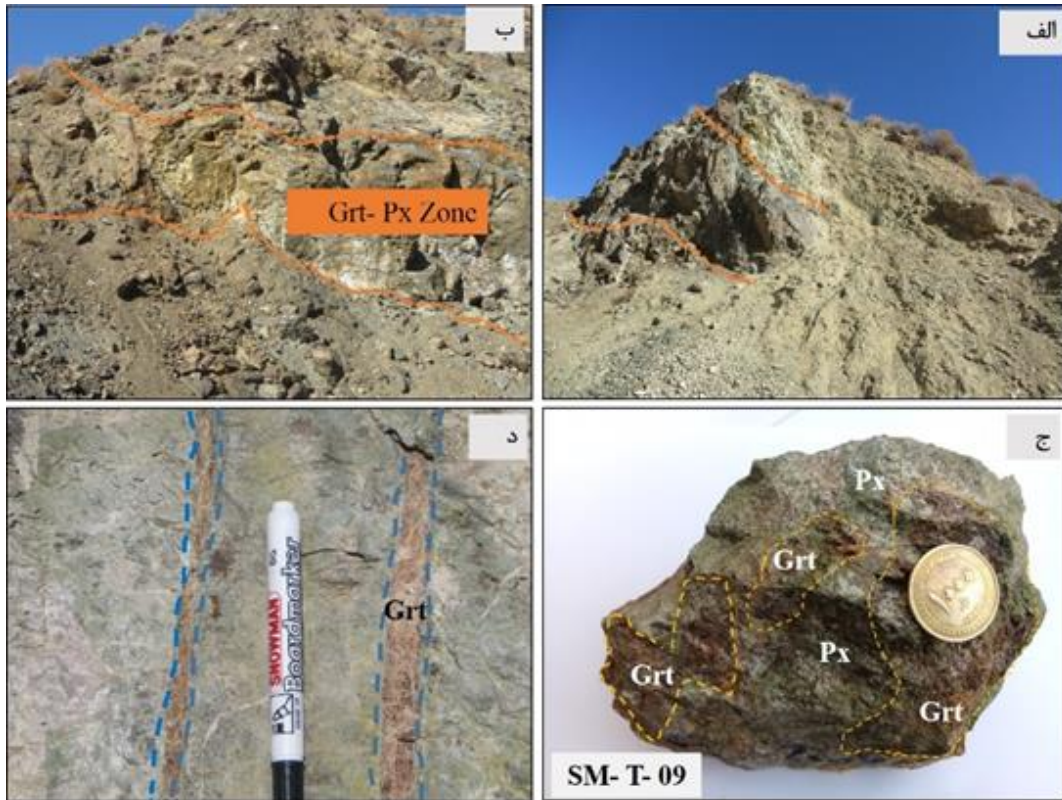


شکل ۴-۹. تصویر میکروسکوپی از گارنت‌های همسانگرد، در نور XPL.

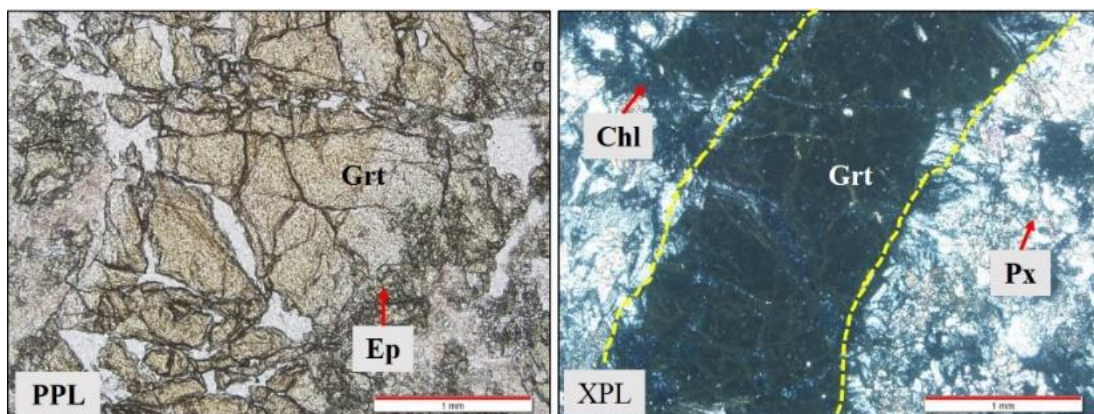
۴-۲-۱- زون گارنت - پیروکسن

این زون بیشتر در مرکز منطقه و در شمال منطقه معدن جو در مطالعات سطحی و زیرسطحی مشاهده شده است، کانی غالب در این زون گارنت است که در مرکز منطقه با ضخامت ۳ متر مشاهده می‌شود به همراه پیروکسن و در مرحله دگرگونی پیشرونده تشکیل شده‌اند و در مرحله پسرونده اپیدوت و کلریت تشکیل شده‌اند و با توجه به مجاورت گارنت و پیروکسن احتمالاً این پیروکسن‌ها همزمان با گارنت حاصل شده‌اند. در این زون کانی غالب بلورهای درشت گارنت می‌باشد. و در مجاورت با زون

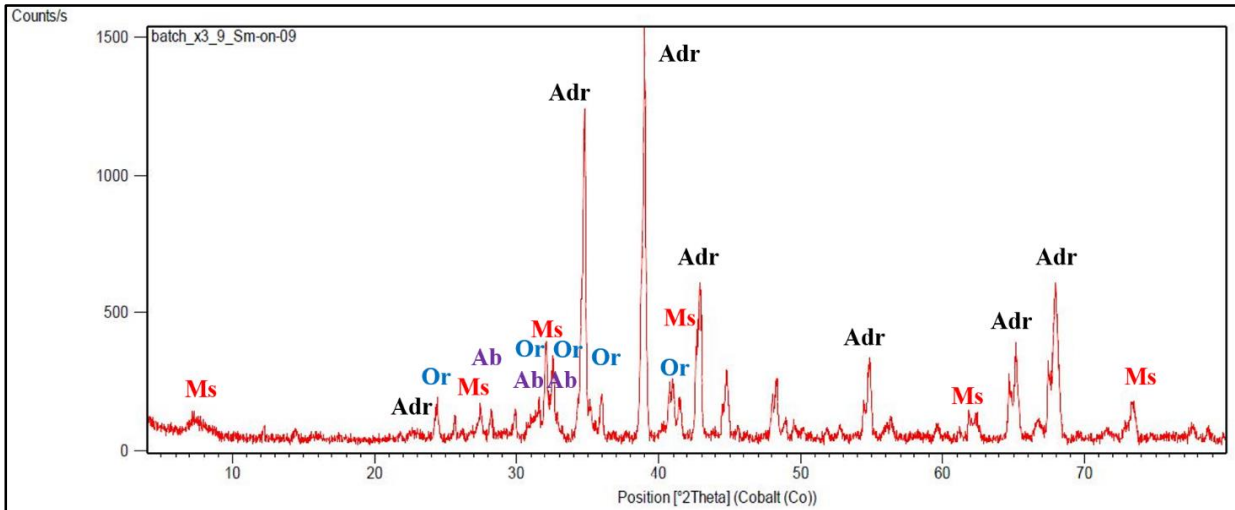
کانه‌زایی مگنتیت قرار دارد. طبق مطالعات کانی‌شناسی و پراش اشعه ایکس گارنت از نوع آندرادیت می‌باشد (شکل ۴-۱۴).



شکل ۴-۱۰. الف: تصویر از زون گارنت پیروکسن (نگاه به سمت شرق منطقه معدن جو)، ب: تصویر نزدیک از زون، ج: تصویر نمونه دستی، د: رگه گارنت.



شکل ۴-۱۱. تصویر میکروسکوپی از زون گارنت پیروکسن در نور PPL- XPL.



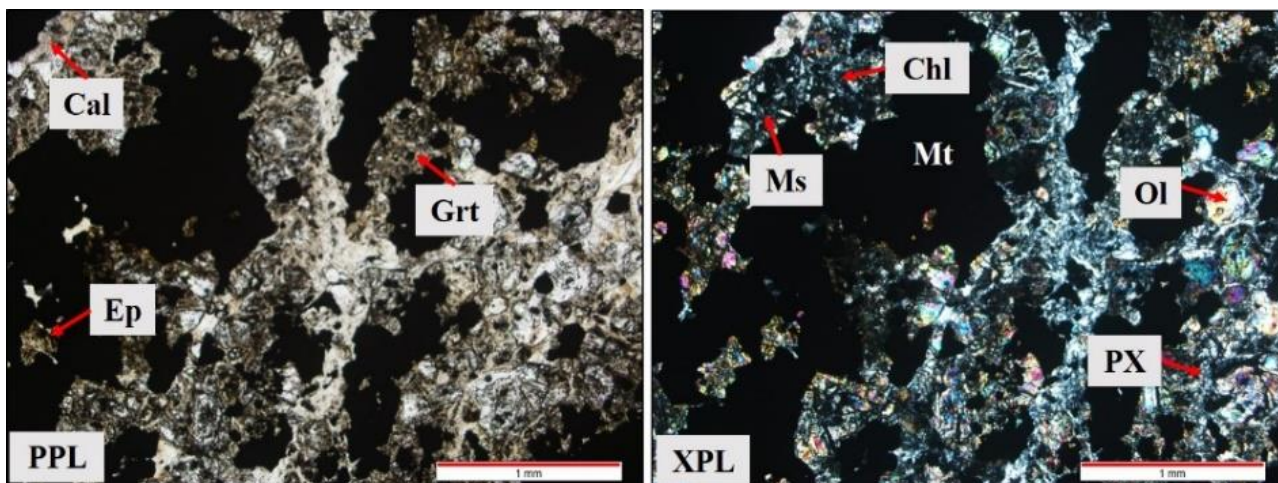
شکل ۴-۱۲. نمودار پراش اشعه ایکس شامل کانی‌های ADR: آندرادیت، Ab: آلپیت، Ms: موسکوویت، Or: اورتوکلاز.

۴-۲-۲- زون گارنت-پيروكسن-مگنتیت

این زون در مرکز منطقه و در مجاورت با زون گارنت پیروکسن می‌باشد که در آن کانه‌زایی مگنتیت رخ داده است، کانی‌های گارنت و پیروکسن در مرحله دگرگونی پیشرونده رخ داده است و همراه آنها بلورهای ریز اولیوین مشاهده می‌شود و در مرحله دگرگونی قهقرایی اپیدوت، کلسیت، کلریت، موسکوویت تشکیل شده است.



شکل ۴-۱۳. زون گارنت-پیروکسن-مگنتیت.



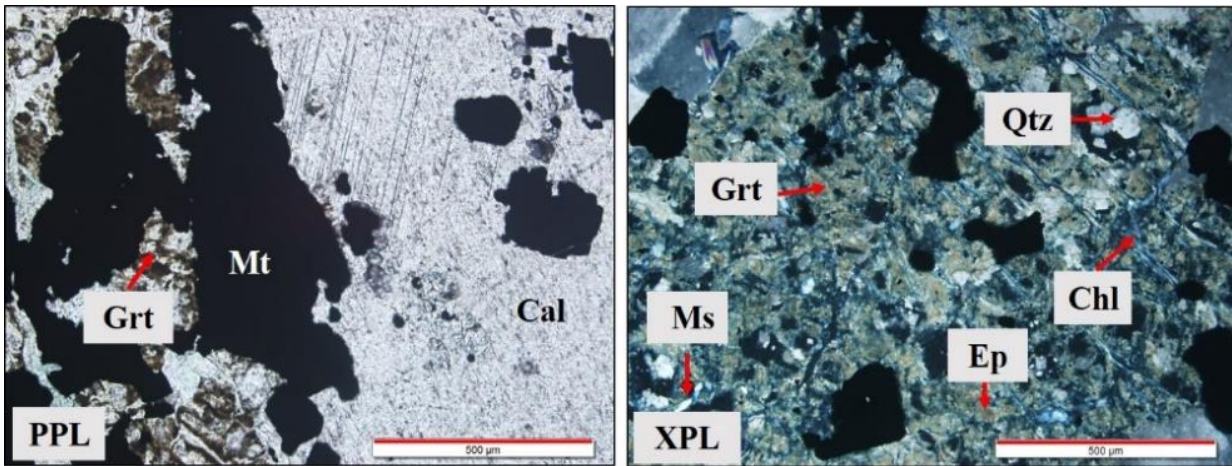
شکل ۴-۱۴. تصویر میکروسکوپی از پاراژنز گارنت- پیروکسن و مگنتیت در زون گارنت- پیروکسن.

۴-۲-۲-۳- زون گارنت- کلسیت- مگنتیت

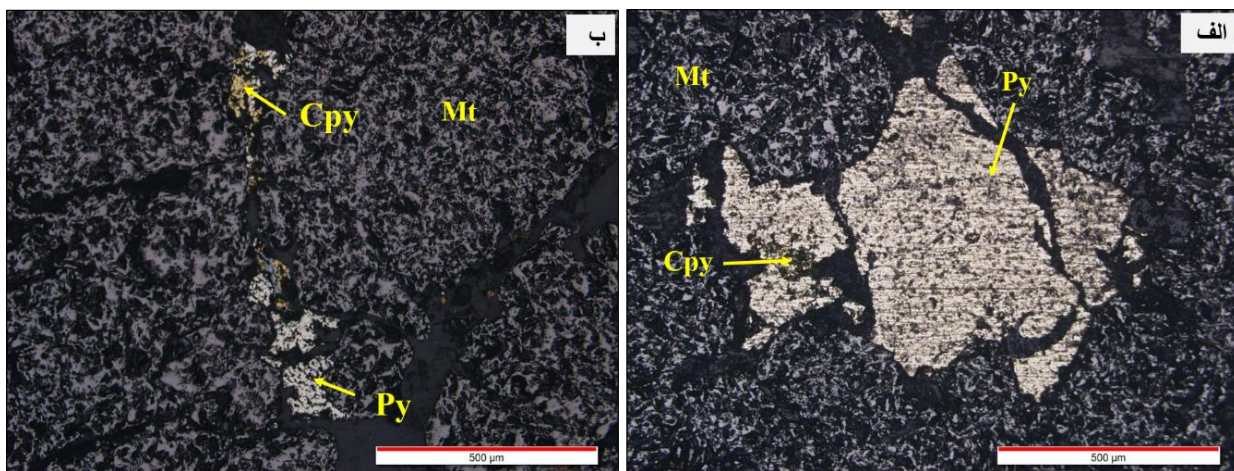
این زون در عمق ۶۷ متری گمانه ۵۵ مشاهده شده است، در این زون مگنتیت به صورت دانه پراکنده و بخشی به صورت توده‌ای مشاهده شده است و همراه آن پیریت با بلورهای نیمه‌شکل‌دار و کالکوپیریت بلورهای بی‌شکل که به صورت بافت پرکننده فضاهای خالی، بین بلورهای شکل‌دار مگنتیت مشاهده می‌شود، زمینه کلسیت است و داخل کلسیت گارنت تشکیل شده است و تشکیل آن به طور همزمان با مگنتیت است و همچنین مجموعه‌ای از کانی‌های کلریت، اپیدوت و موسکویت، کوارتز نیز در مرحله پس‌رونده تأخیری به سیستم اضافه شده‌اند.



شکل ۴-۱۵. الف: تصویر گمانه B- 55- 67, ب: تصویر نمونه دستی.



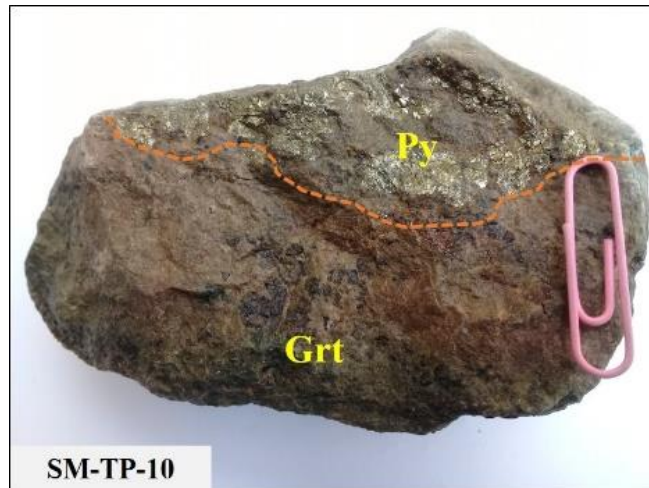
شکل ۴-۱۶. تصویر میکروسکوپی از زون گارنت- کلسیت- مگنتیت در نور PPL-XPL.



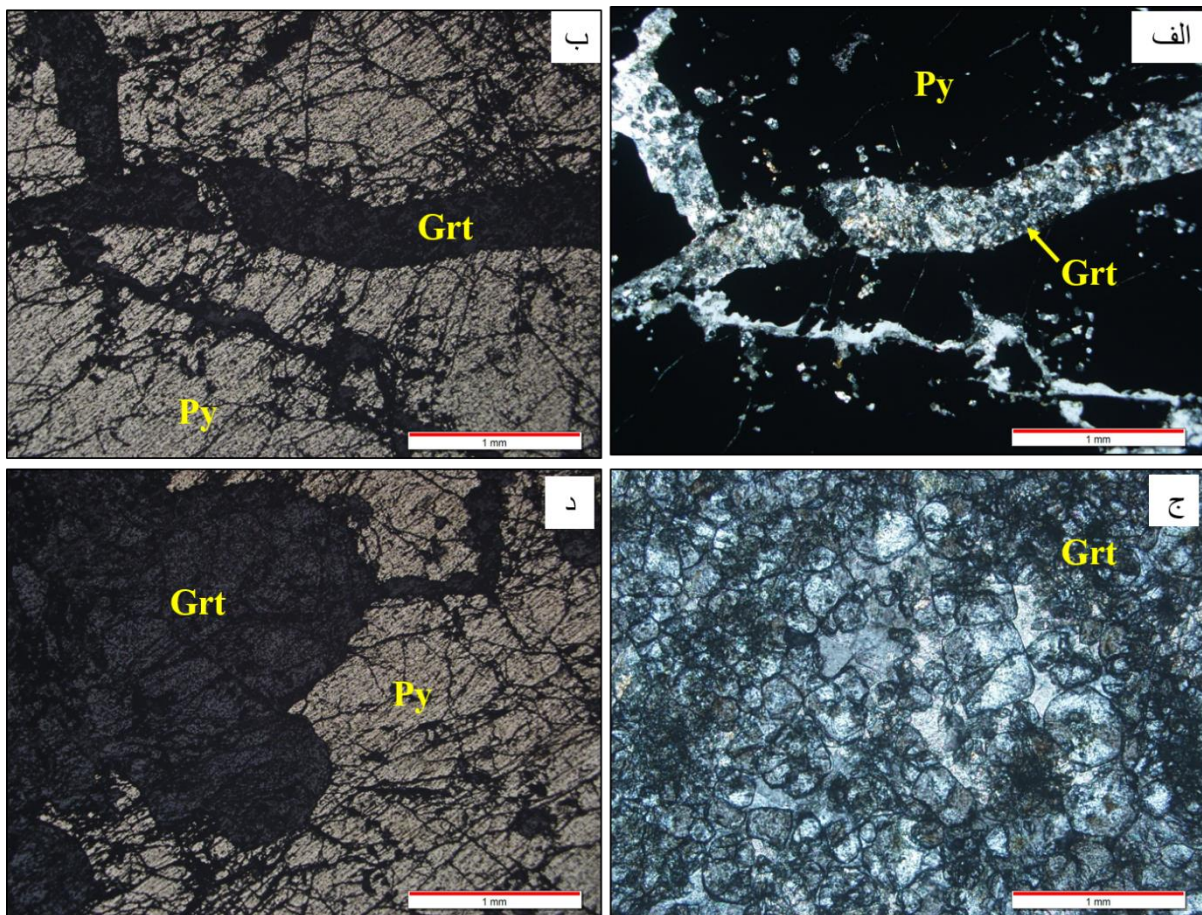
شکل ۴-۱۷. تصویر میکروسکوپی از کانه‌های مگنتیت پیریت و کالکوپیریت.

۴-۲-۲-۴- زون گارنت - پیریت

این زون در شمال منطقه مشاهده شده در کنتاکت با زون گارنت، زمینه سنگ آهک کریستالیزه شده است و رگه‌های کلسیت، گارنت در شکستگی‌های سنگ شکل گرفته‌اند. گارنت‌ها با پیریت‌ها به طور همزمان تشکیل شده‌اند. وجود پیریت به میزان بالا در زون گارنت که محیط دولومیتی است شرایط احیایی را نشان می‌دهد جهت تشکیل و رسوب پیریت باید در محیط آنیون SO_4^{2-} وجود داشته باشد و این در حالی است که این آنیون به عنوان یک عامل فعال باز دارنده دولومیتی شدن آهک‌ها در نظر گرفته می‌شود در نتیجه وجود پیریت و دولومیت در یک سنگ عدم همزمانی تشکیل آنها را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۸. تصویر نمونه دستی از زون گارنت پیریت.

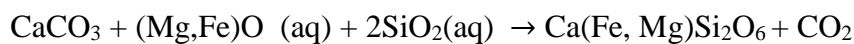


شکل ۴-۱۹. تصویر میکروسکوپی از زون گارنت پیریت الف و ب: رگه گارنت داخل پیریت ج: بلورهای درشت و ریز

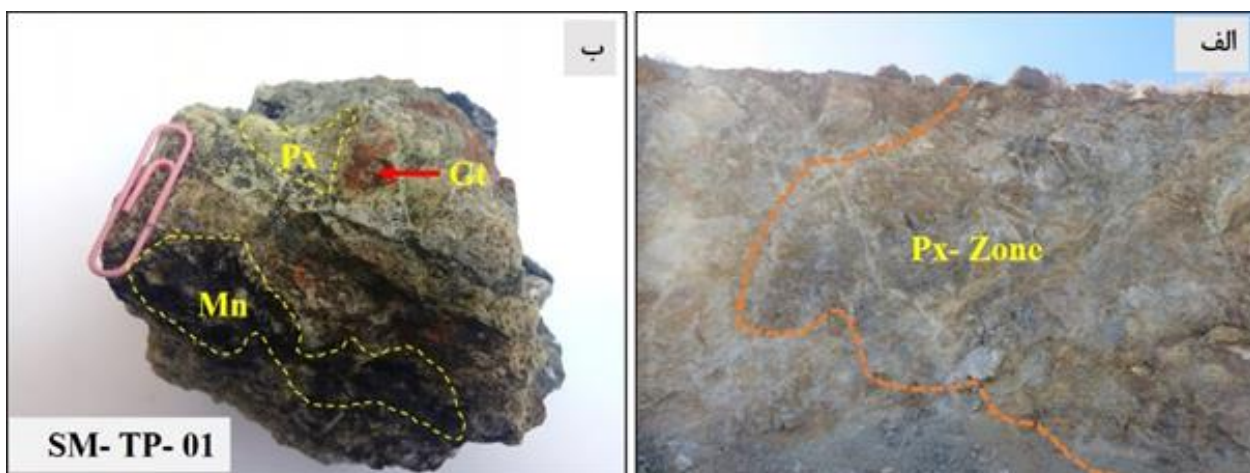
گارنت د: بلورهای درشت گارنت و پیریت.

۴-۲-۳- زون پیروکسن

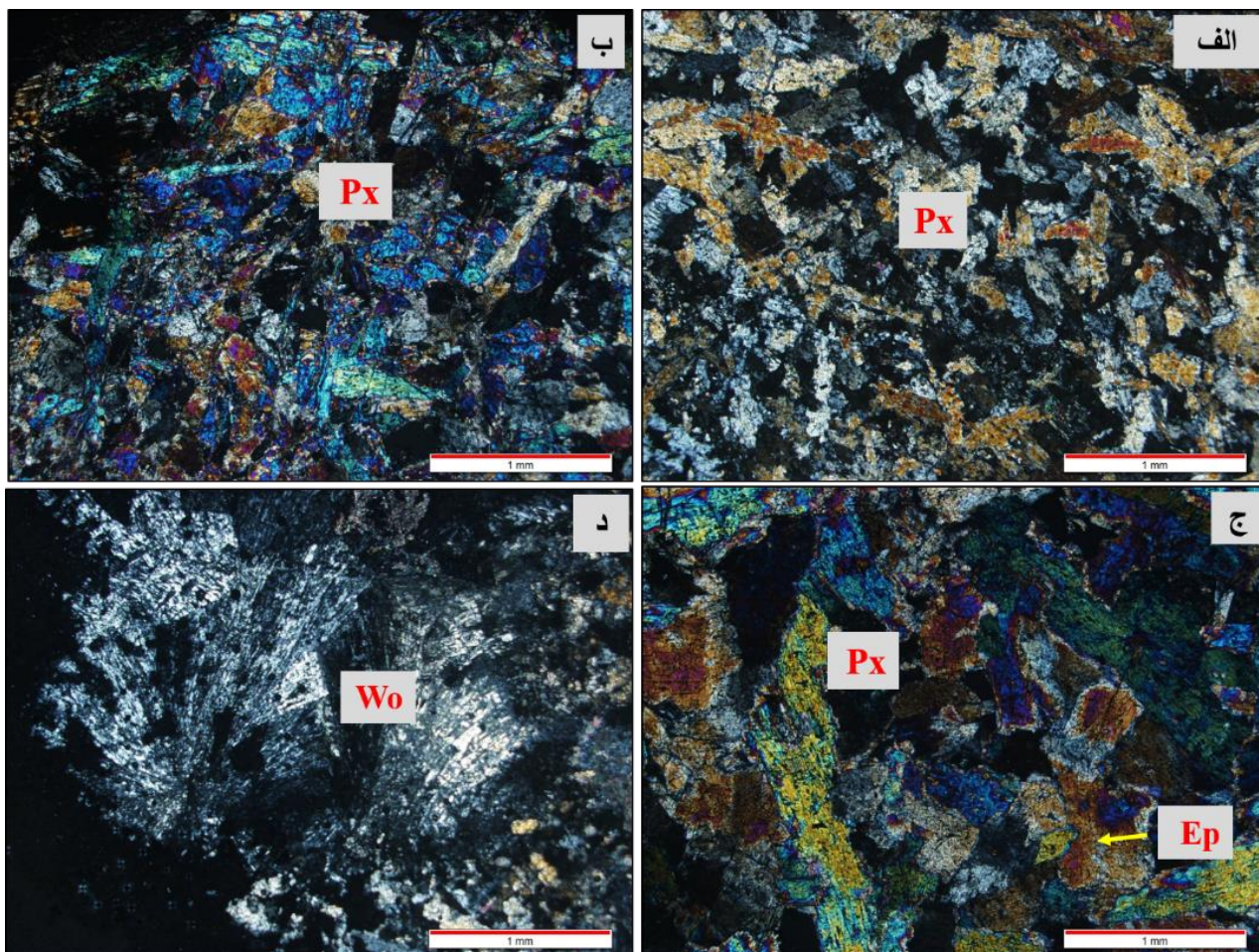
زون پیروکسن یک زون پیشرونده اسکارن می‌باشد که در همه اسکارن‌ها مشاهده می‌شود و تنوع ترکیبی مشخصی را از خود نشان می‌دهند واکنش تشکیل پیروکسن به صورت زیر می‌باشد (Deer et al., 1991):



این زون در قسمت شمال غرب منطقه به سمت مرکز در واحد توف‌های آرژیلی شده همراه با تناوبی از سنگ‌آهک‌های خاکستری مشاهده می‌شود، در نمونه دستی دارای آغستگی سطحی به دندریتهای منگنز می‌باشد و در مطالعات میکروسکوپی کانی غالب در این زون پیروکسن است و به طور چشم‌گیری در این زون مشاهده می‌شود و به همراه آن ولاستونیت نیز مشاهده می‌شود، کلسیت‌ها توسط پیروکسن‌ها جایگزین شده‌اند در این زون دو فاز سیلیکاته رخ داده است، در یک قسمت پیروکسن‌ها درشت‌بلور می‌باشد که در فضای مناسب بعداً تبلور یافته‌اند و در مرحله دگرگونی پیشرونده رخ داده است و یک قسمت پیروکسن‌ها ریزبلور است که به لحاظ فرصت تبلور زودتر بوده است، در مرحله پسرونده تحت تأثیر دگرسانی اپیدوتی و کلریتی قرار گرفته است. در این زون هماتیت، گوتیت، پیریت و خیلی جزئی کالکوپیریت وجود دارد و آغستگی سطحی به آزوریت مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۲۰. تصویر صحرائی از زون پیروکسن، ب: تصویر نمونه دستی شامل کانی‌های پیروکسن، گارنت و منگنز.



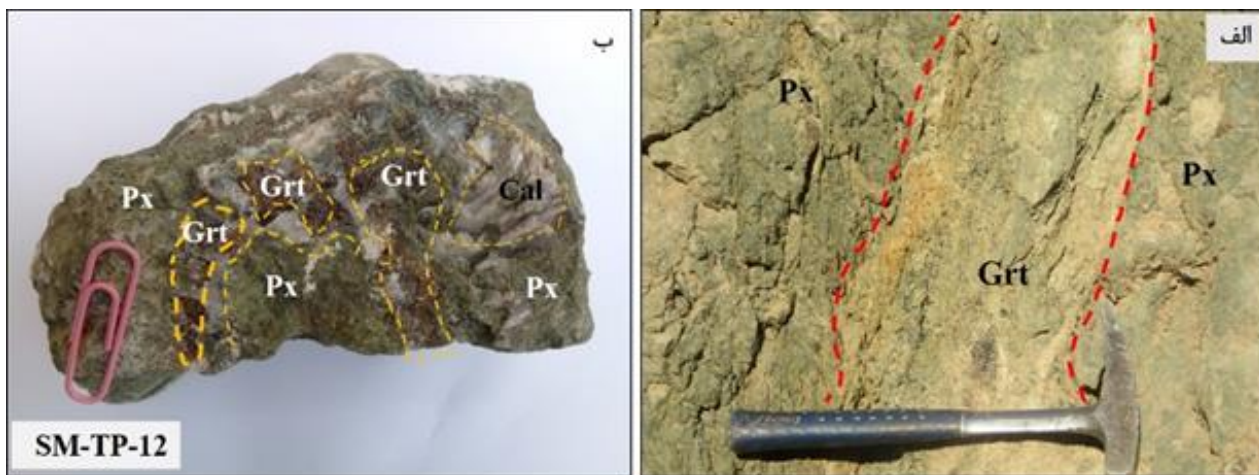
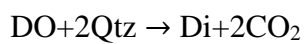
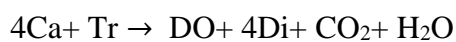
شکل ۴-۲۱. تصویر میکروسکوپی از زون پیروکسن در نور XPL شامل کانی‌های کلسیت، اپیدوت، ولاستونیت،

پیروکسن.

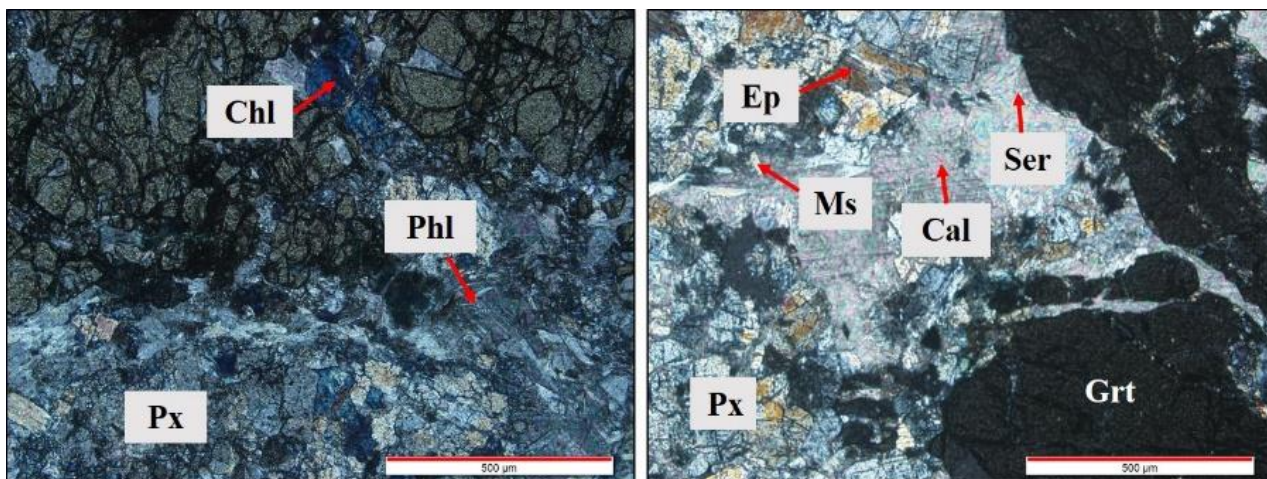
۴-۲-۳-۱- زون پیروکسن-گارنت

این زون در نواحی نزدیک به مرکز و در شمال منطقه و در مجاورت با زون گارنت به طور غالب کانی پیروکسن همراه با گارنت مشاهده شده است و کانی‌های فلوگوپیت، موسکوویت، سربیسیت نیز به مقدار کم وجود دارد و کانی‌های کلسیت، اپیدوت و کلریت در مرحله دگرگونی پسرونده ایجاد شده‌اند، در گمانه‌های مطالعه شده در شمال منطقه نیز این زون به همراه کانی‌سازی مشاهده شده است. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی به روش پراش اشعه ایکس در نمونه برداشت‌شده از این زون طبق نمودار شکل (۴-۵)، پیروکسن‌ها از نوع دیوپسید می‌باشد. با توجه به دولومیتی بودن این قسمت از منطقه

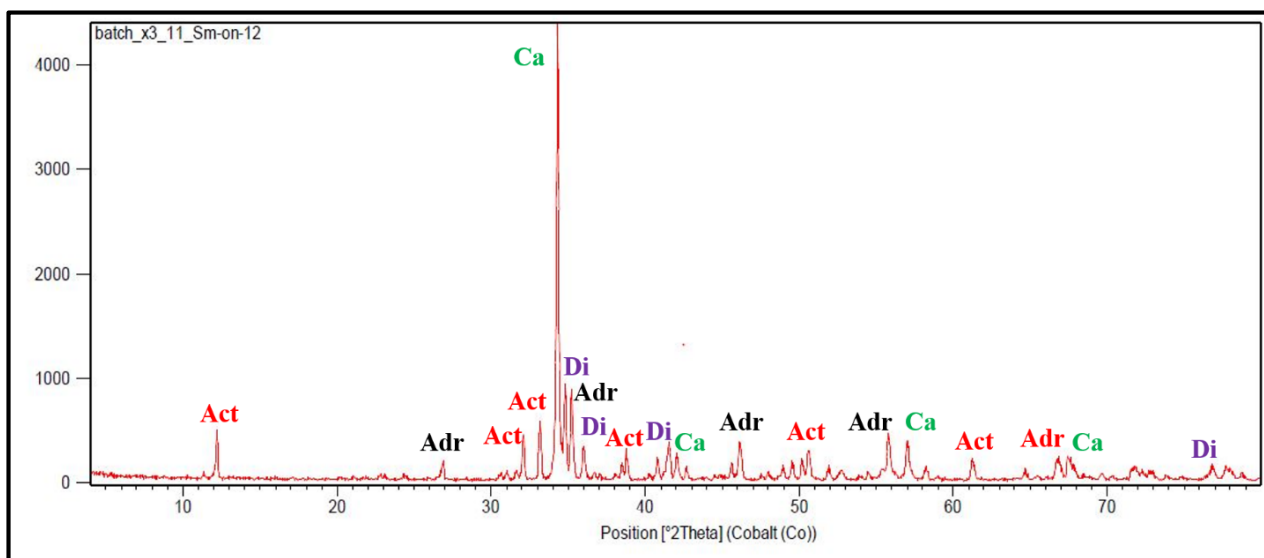
دیوپسید در سنگ‌های سرشار از دولومیت، در دمای نزدیک به ۵۴۰ درجه سانتی‌گراد توسط واکنش-های زیر ایجاد می‌شود. گارنت‌ها از نوع آندرادیت است که حاصل مراحل اولیه دگرسانی متاسوماتیک پیشرونده و فقر آهن می‌باشد. کانی‌های آکتینولیت نیز وجود دارد که از تبدیل پیروکسن در مرحله دگرسانی پیشرونده ایجاد شده‌اند و کانی کلسیت هم در فاز پیشرونده تاخیری به سیستم اضافه شده‌اند (Grips, Vinter, 2014).



شکل ۴-۲۲. الف: زون پیروکسن گارنت، ب: نمونه دستی از زون پیروکسن گارنت کانی‌های گارنت، کلسیت و پیروکسن مشاهده می‌شوند.



شکل ۴-۲۳. تصویر میکروسکوپی از زون پیروکسن گارنت در نور XPL، شامل کانی‌های فلوگوپیت، کلریت، پیروکسن، اپیدوت، موسکوویت، سریسیت، کلسیت و گارنت.



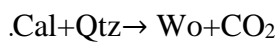
شکل ۴-۲۴. نمودار پراش اشعه ایکس شامل کانی‌های Act: اکتینولیت، Adr: آندرادیت، Ca: کلسیت، Di: دیوپسید.

۴-۲-۳-۲- زون پیروکسن - ولاستونیت

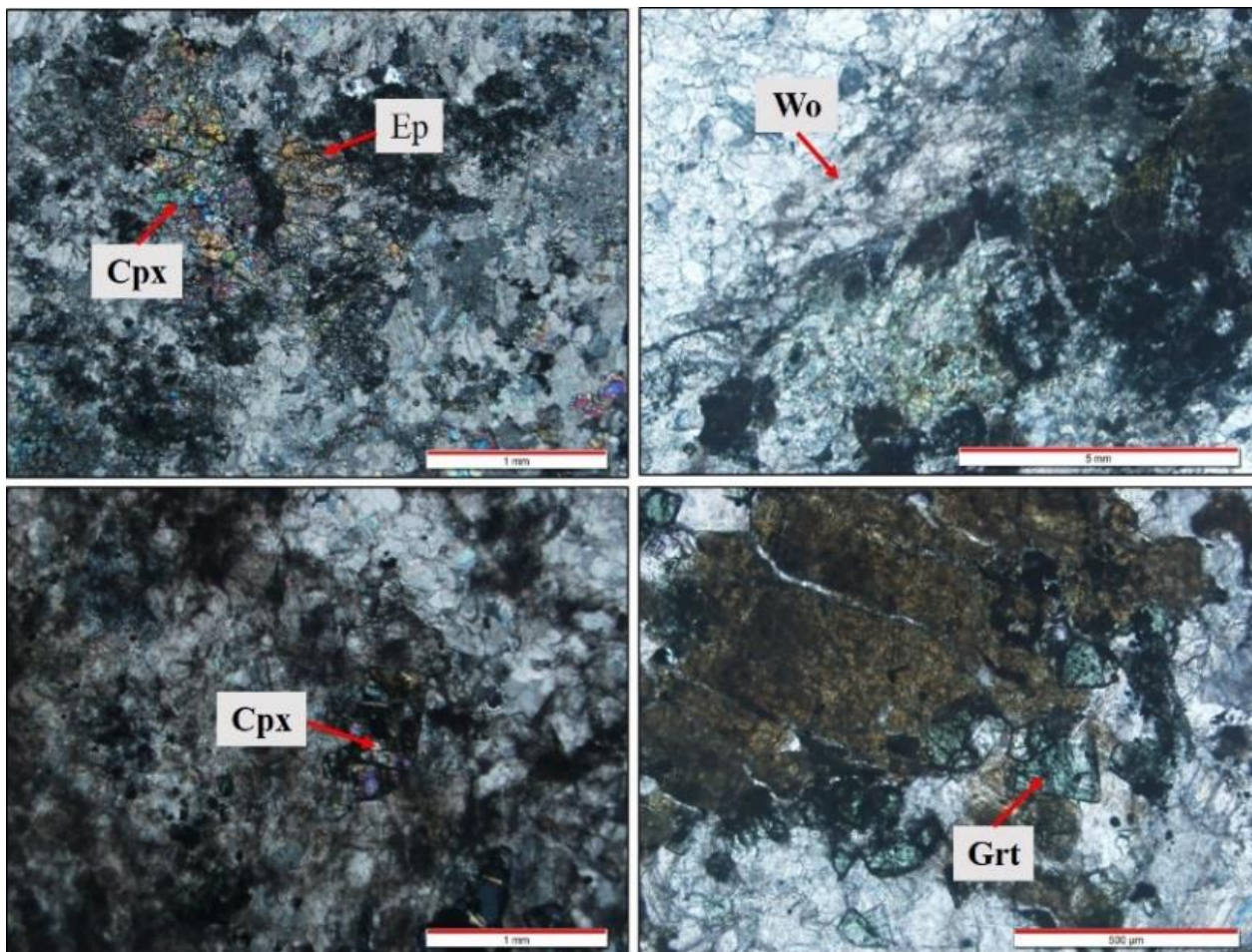
در اغلب اسکارن یک الگوی زون‌بندی کلی وجود دارد از گارنت پروگزیمال (نزدیک به مبدأ) به رنگ قرمز تا قهوه‌ای تیره، پیروکسن نوع ولاستونیت، در محل تماس بین اسکارن و سنگ مرمر ایجاد می‌شود و گارنت‌ها با فاصله از مبدأ در قسمت نزدیکی سنگ مرمر به سبز تبدیل می‌شوند (Atkinson).

(Einaudi, 1978) این زون بر اساس کانی‌های شاخص به چند بخش تقسیم می‌شود:

الف-زون کلینوپيروكسن - ولاستونيت، اين زون در قسمت نزديك به مركز و زون كانهزايي با ميزبان سنگ آهك‌هاي كريستاليزه به همراه گارنت سبز و اپيدوت مشاهده شده است و داراي بافت موزاييكي مي‌باشد. ولاستونيت در اسكارنها در جايي تشكيل مي‌شود كه فشار آب بالا باشد و دما حدود ۴۰۰ درجه مي‌باشد يعني كمتر از دماي تشكيل پيروكسن مي‌باشد و طبق واكنش زير صورت مي‌گيرد (Grips, Vinter, 2014).



شكل ۴-۲۵. الف: تصوير از زون پيروكسن ولاستونيت، ب: تصوير نمونه دستي از زون.



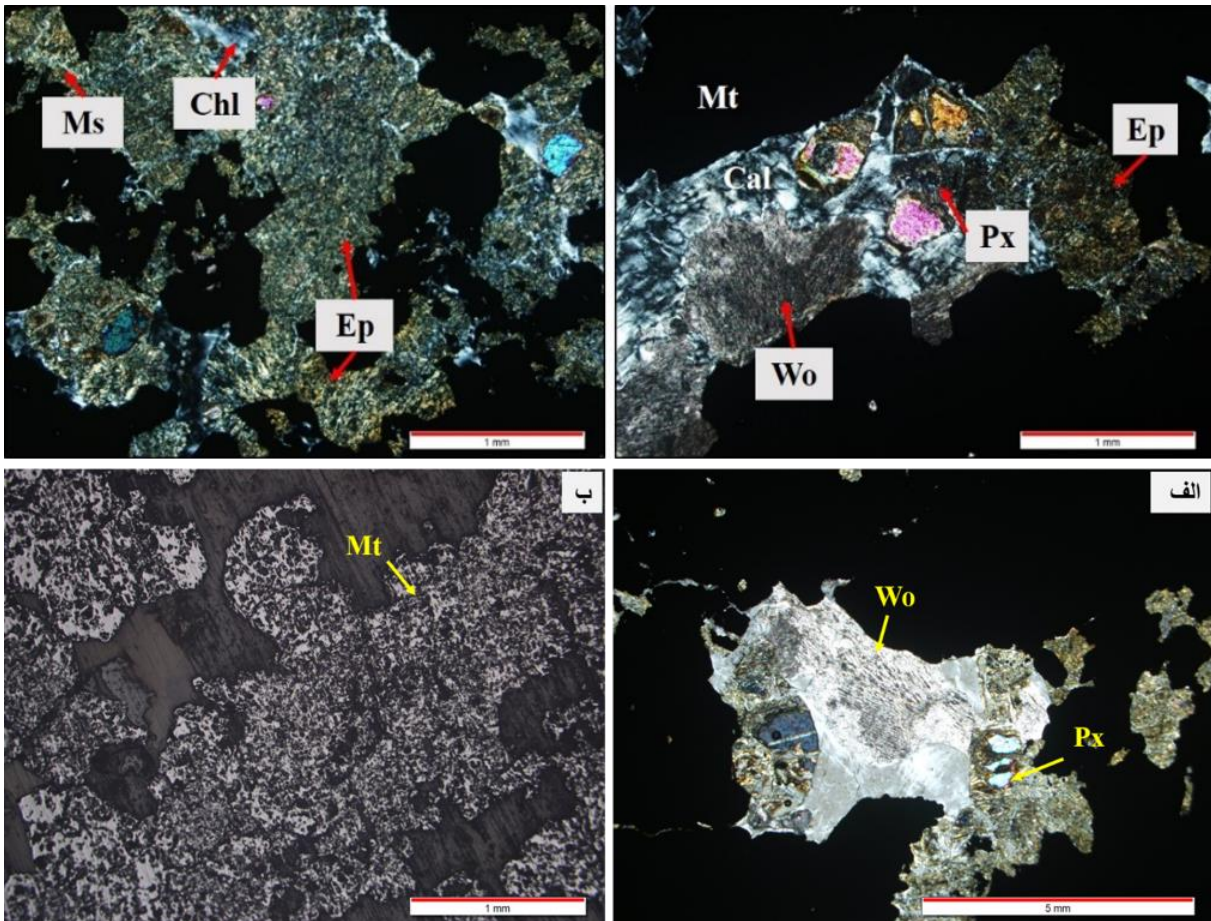
شکل ۴-۲۶. تصویر میکروسکوپی از زون پیروکسن ولاستونیت در نور XPL.

ب- زون پیروکسن - ولاستونیت - مگنتیت

این زون در مرکز منطقه و در مجاورت با زون کانه‌زایی منطقه مشاهده شده است در این زون کانی پیروکسن و ولاستونیت همراه با مگنتیت که دارای بافت توده‌ای می‌باشند و بلورهای شکل‌دار تا بی-شکل مشاهده می‌شود، پیروکسن‌ها در فاز پسروده اپیدوتی شده‌اند و کانی‌های کلسیت، کلریت، موسکوویت نیز مشاهده می‌شوند.



شکل ۴-۲۷. تصویر نمونه دستی از زون پیروکسن ولاستونیت مگنتیت.



شکل ۴-۲۸. تصویر میکروسکوپی از زون پیروکسن ولاستونیت مگنتیت در نور XPL.

۴-۲-۴- زون فلوگوپیت

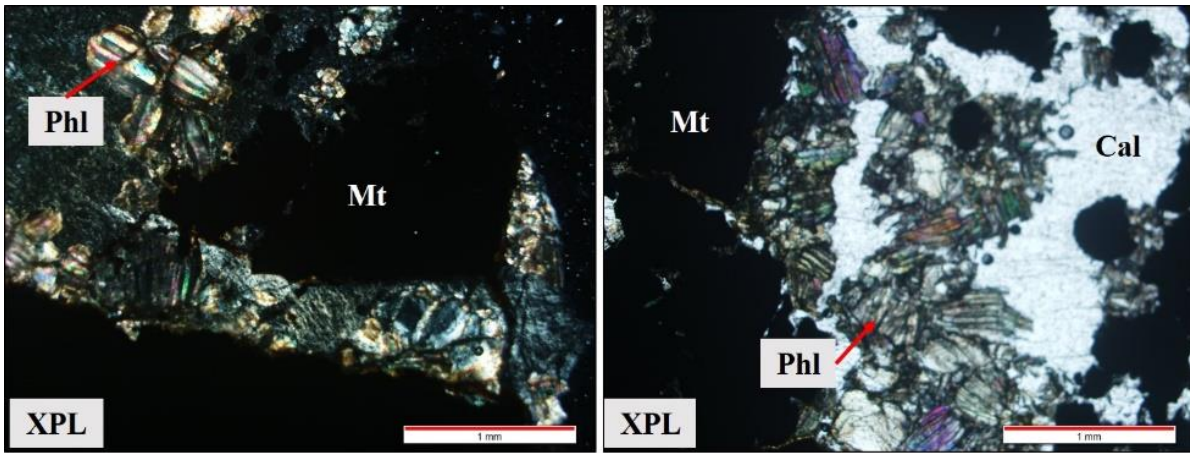
این زون در منطقه در نمونه‌های سطحی در مرکز منطقه مشاهده می‌شود و به طور گسترده در گمانه-های مطالعه شده در شمال، شمال غرب، و همچنین در گمانه‌های شمال شرقی منطقه با میزبان سنگ‌های آهک دولومیتی مشاهده شده است. این زون بر اساس کانی‌های شاخص و گستردگی به بخش‌های زیر تقسیم می‌شود:

۴-۲-۴-۱- فلوگوپیت - مگنتیت

در اسکارن‌ها فلوگوپیت در اثر واکنش زیر به وجود می‌آید (Deer et al., 1992):



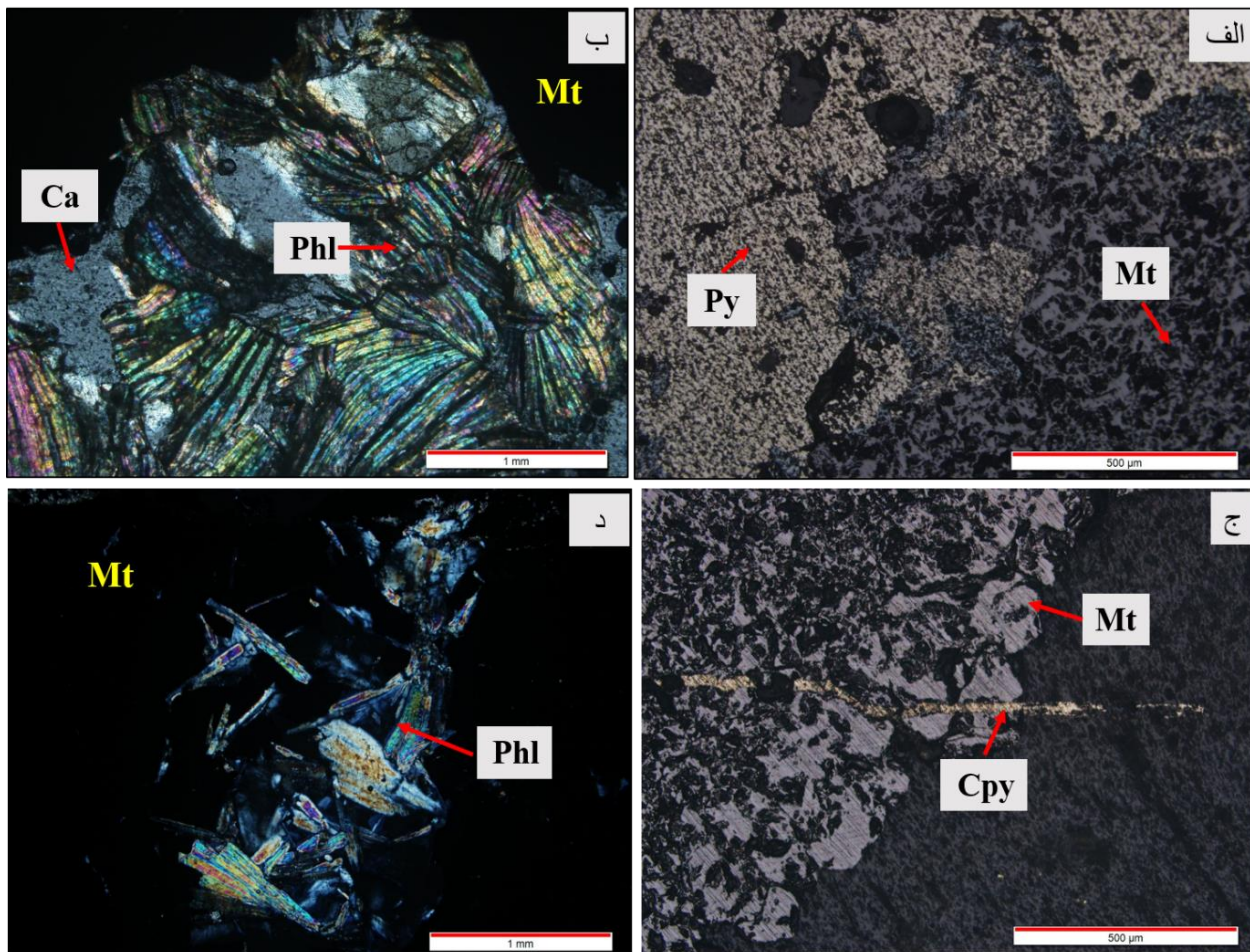
کانی غالب در این زون فلوگوپیت است فلوگوپیت یک کانی آبدار است و یک میکای کمیاب گروه (ساختاری) فیلوسیلیکات می‌باشد و در سنگ‌های دولومیتی تشکیل می‌شود. وجود این کانی نشانی بر منیزیمی بودن اسکارن می‌باشد و در مراحل اولیه فاز پسرونده تشکیل می‌گردد. در منطقه معدن جو یک زون در سطح و مرکز منطقه (زون کانه‌زایی) است که فلوگوپیت همراه با مگنتیت که دارای بافت توده‌ای و بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل مشاهده می‌شود و زون دیگر در عمق ۳۷ متری گمانه ۵۵ در راستای همین زون در شمال منطقه مورد بررسی قرار گرفته است و همراه با مگنتیت و پیریت به صورت توده‌ای و به مقدار کم کالکوپیریت می‌باشد. این زون در قسمت شمال شرقی منطقه در عمق ۸۵ متری گمانه ۳۲ مشاهده شده است کانی مگنتیت به صورت توده‌ای و بلورهای شکل‌دار به همراه فلوگوپیت مشاهده می‌شود و کانی‌های ثانویه فضاهای مگنتیت را پر کرده است، این مجموعه کانی-های موسکوویت، کوارتز، کلسیت، کلریت و اپیدوت می‌باشد. رگه پیریت کانسنگ را قطع کرده و وسط آن گوتیتی شده است. طبق نتایج حاصل از پراش اشعه ایکس کانی‌های مگنتیت، فلوگوپیت و کلینوکلر مشاهده می‌شود شکل (۴-۳۴).



شکل ۴-۲۹. تصویر میکروسکوپی از زون فلوگوپیت سطحی در نور XPL.

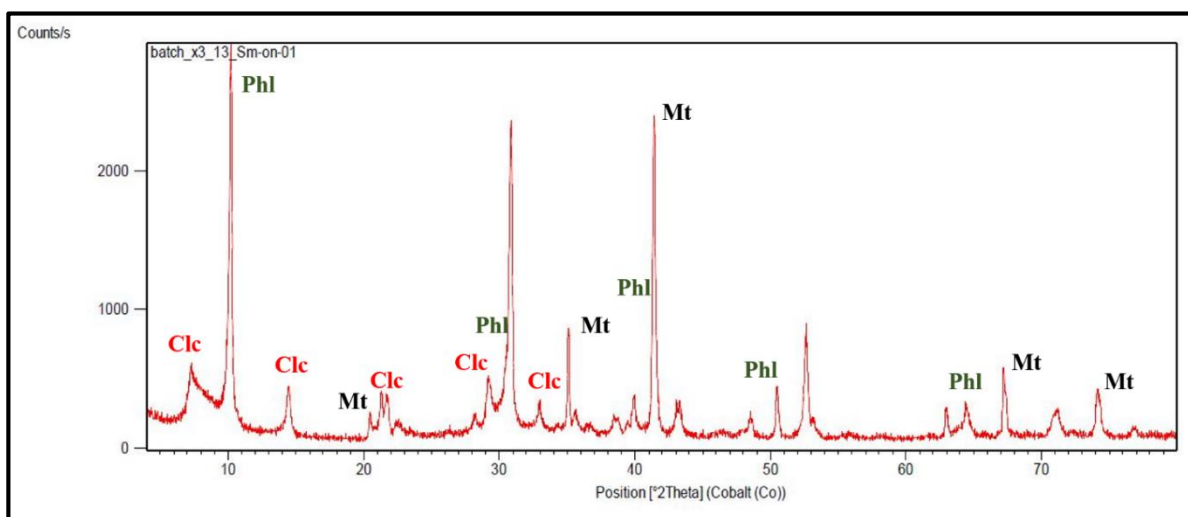


شکل ۴-۳۰. الف: تصویر از گمانه B-55-37، ب: تصویر از نمونه دستی و نمونه دستی از گمانه 32-85.



شکل ۴-۳۱. تصویر میکروسکوپی الف: مگنتیت، پیریت ب: فلوگوپیت، کلسیت از گمانه 37-55 ج: مگنتیت و

کالکوپیریت د: فلوگوپیت، مگنتیت از گمانه 85-32.



شکل ۴-۳۲. نمودار پراش اشعه ایکس از نمونه زون فلوگوپیت مگنتیت، شامل کانی‌های Mt: مگنتیت، Phl:

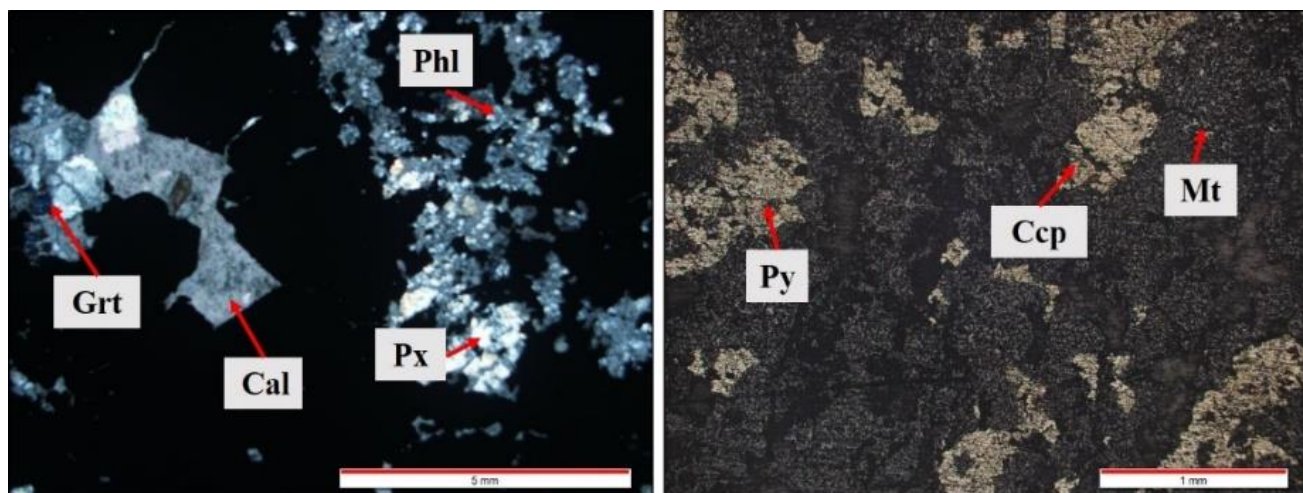
فلوگوپیت، Clc: کلینوکلر.

۲-۴-۲-۴- زون فلوگوپیت- پیروکسن- گارنت

این زون در قسمت شمال منطقه و در عمق ۵۷ متری گمانه ۵۵ مشاهده شده است، کانی غالب در این زون فلوگوپیت می‌باشد و به همراه آن گارنت و پیروکسن وجود دارد، گارنت‌ها داخل کلسیت مشاهده می‌شوند. کانی مگنتیت به صورت توده‌ای و پیریت به صورت پراکنده و به مقدار جزئی کالکوپیریت در این زون قرار دارد.



شکل ۴-۳۳. تصویر نمونه دستی زون فلوگوپیت پیروکسن گارنت.



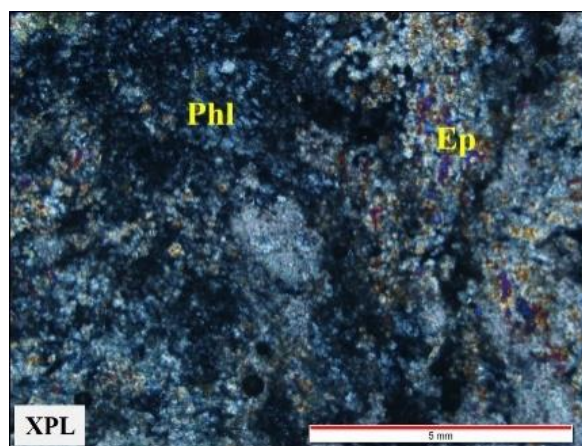
شکل ۴-۳۴. تصویر میکروسکوپی از زون فلوگوپیت گارنت پیروکسن به همراه کانه‌زایی مگنتیت پیریت و کالکوپیریت.

۳-۴-۲-۴-فلوگوپیت - اپیدوت

در قسمت جنوب غربی زون کانه‌زایی و جنوب منطقه در توف‌های کربناتی کانی فلوگوپیت به همراه پیروکسن‌ها که در مرحله پس‌رونده به اپیدوت تبدیل شده‌اند مشاهده می‌شوند در این زون کانی‌های موسکوویت، سربیسیت، کلریت و کلسیت به صورت رگه و رگچه‌ای و پراکنده و با آغشتگی به اکسیدهای آهن دیده می‌شود.



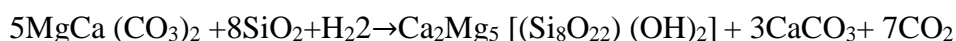
شکل ۴-۳۵. تصویر از زون فلوگوپیت اپیدوت، ب: نمونه دستی زون.



شکل ۴-۳۶. تصویر میکروسکوپی از زون فلوگوپیت اپیدوت.

۴-۲-۵- زون ترمولیت-اکتینولیت-فلوگوپیت

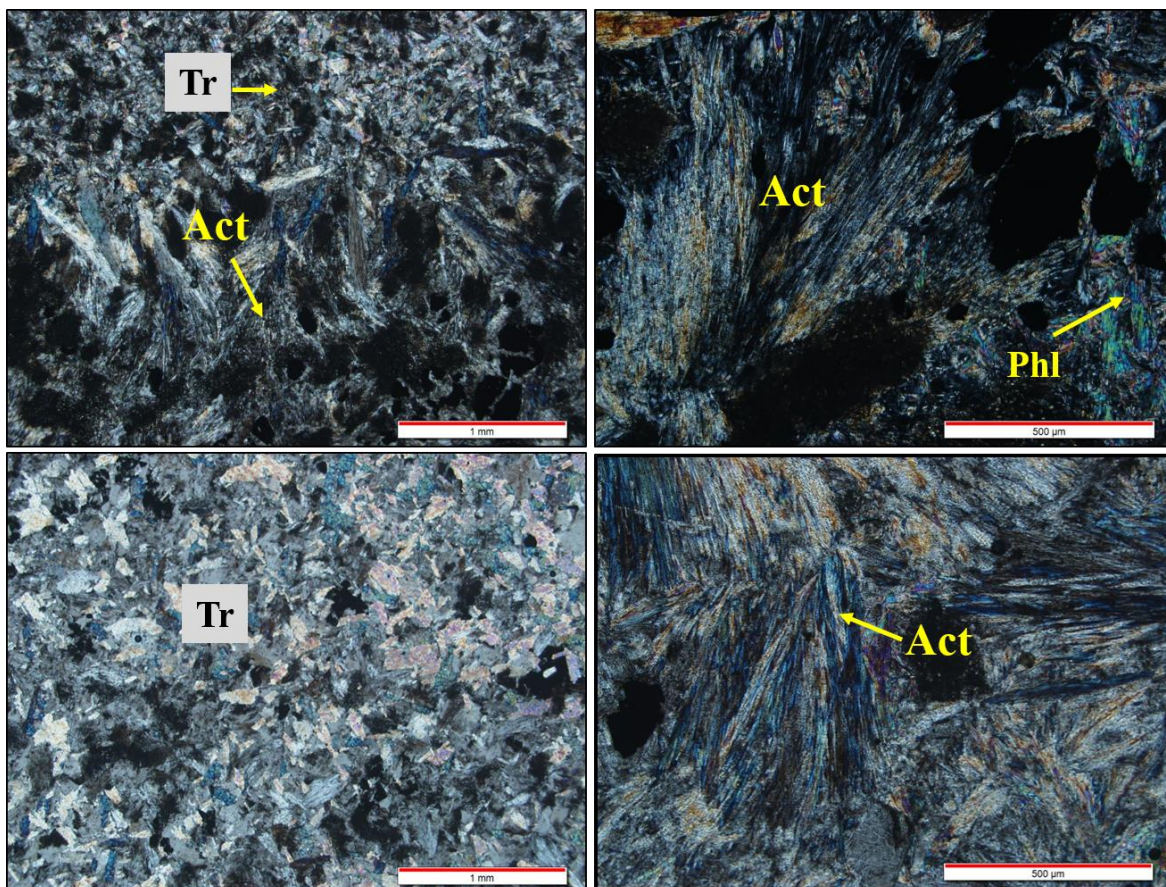
ظهور اکتینولیت با ظهور زوئیزیت و کلینوزوئیزیت همزمان است، زیرا واکنش‌هایی که سبب پیدایش زوئیزیت می‌شوند، اکتینولیت نیز تولید می‌کنند. ترمولیت مختص سنگ‌های دگرگونی کربناته (دولومیتی) است و از طریق واکنش زیر ایجاد می‌شود (Deer et al., 1992):



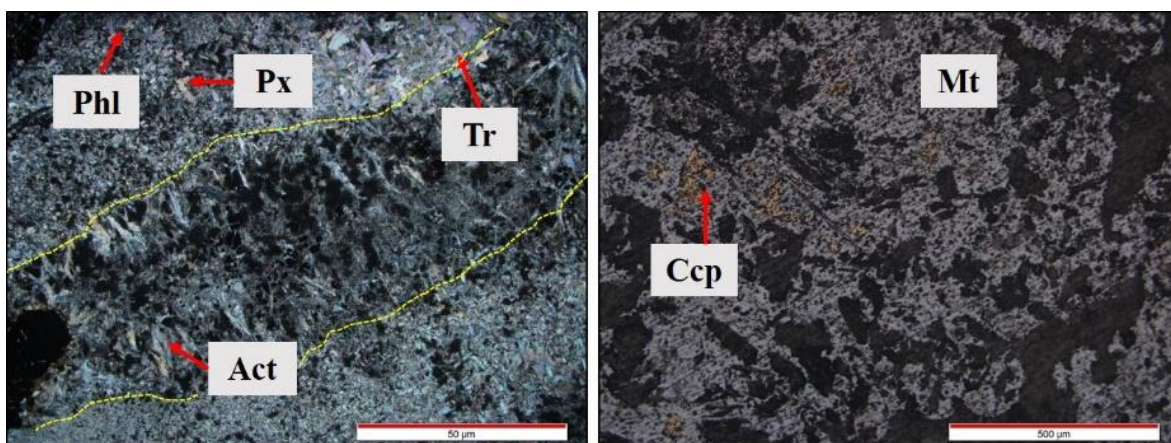
آمفیبول‌ها در انواع اسکارن‌های مختلف، دارای تغییرات در مقدار Fe, Mg, Mn, Ca, Al, Na و K می‌باشند، آمفیبول‌های اسکارن‌های Fe, Cu, Mo در سری ترمولیت اکتینولیت به طور قابل توجهی غنی از آهن می‌باشند (Benkerrou and Fonteilles, 1988). این زون در شمال شرقی منطقه در سطح مشاهده شده است، کانی غالب در این زون ترمولیت می‌باشد به همراه آن اکتینولیت نیز مشاهده می‌شود، ترمولیت‌ها در مرحله دگرگونی پسروده از تبدیل پیروکسن‌ها طبق واکنش بالا ایجاد شده‌اند. در این زون مگنتیت و کالکوپیریت به صورت بافت دانه پراکنده مشاهده می‌شوند که از قسمت‌های حاشیه به هماتیت و گوتیت تبدیل شده است.



شکل ۴-۳۷. تصویر نمونه دستی زون ترمولیت اکتینولیت فلوگوپیت.



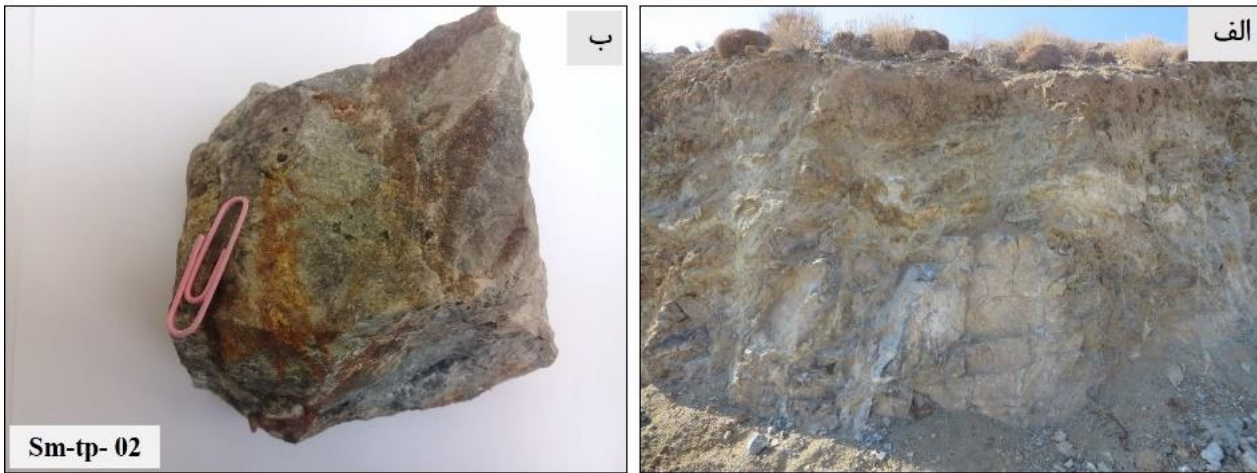
شکل ۴-۳۸. تصویر میکروسکوپی از زون ترمولیت-اکتینولیت، شامل کانی‌های ترمولیت، اکتینولیت، فلوگوپیت.



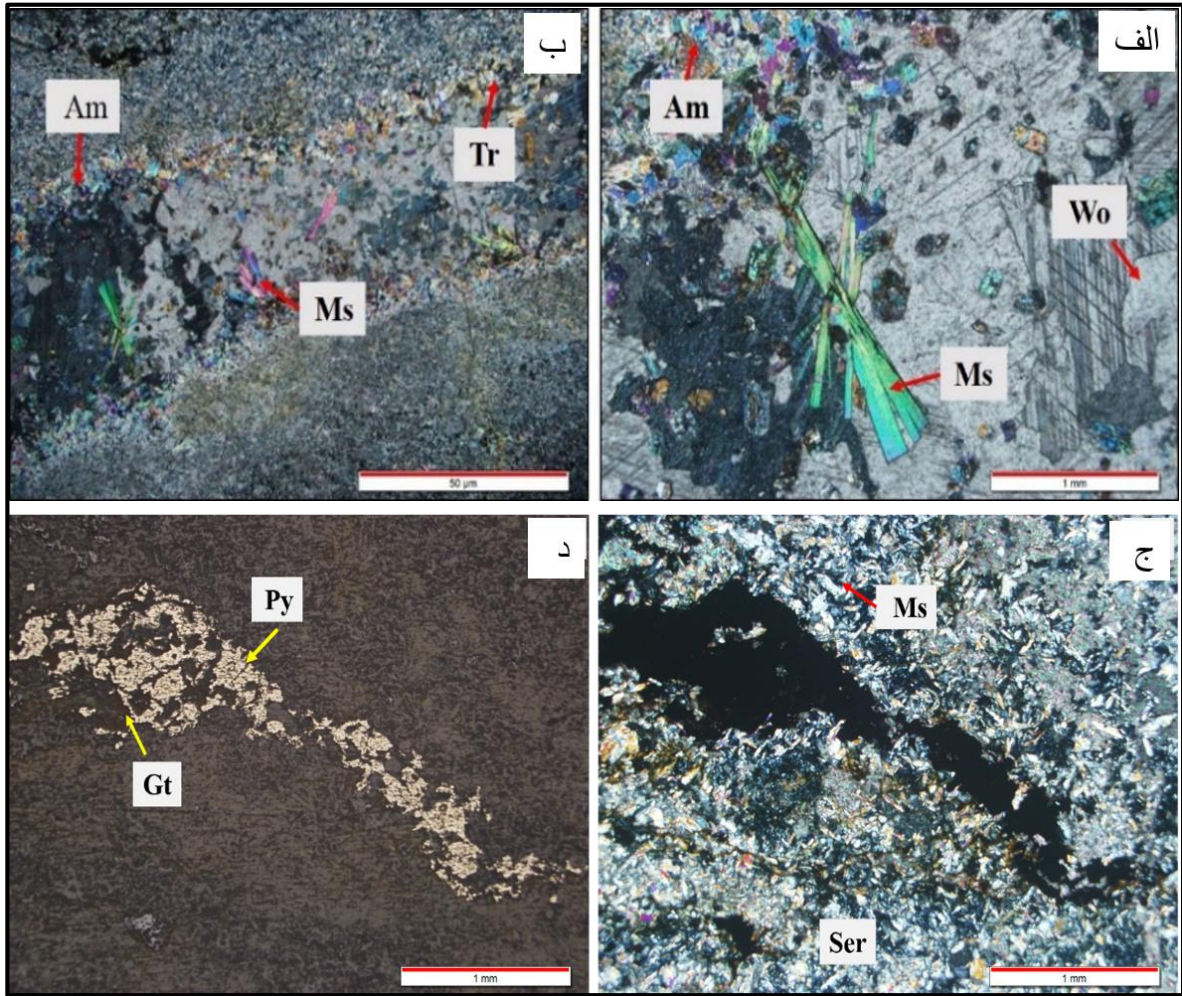
شکل ۴-۳۹. تصویر میکروسکوپی از زون ترمولیت اکتینولیت فلوگوپیت در نور XPL.

۴-۲-۶- زون موسکوویت - ترمولیت - آمفیبول

این زون در شمال غرب منطقه مشاهده شده است، سنگ میزبان آن واحد توفی سریسیتی و کربناتی شده می‌باشد زمینه کانی‌های موسکوویت، سریسیت، کلسیت و کانی‌های رسی می‌باشد موسکوویت به صورت تیغه‌های کشیده داخل کلسیت مشاهده می‌شود و آمفیبول، ترمولیت به همراه ولاستونیت نیز مشاهده می‌شود. این زون به صورت خفیف اپیدوتی شده است و پیریت مشاهده می‌شود که از حاشیه‌ها گوتیتی شده است.



شکل ۴-۴۰. تصویر صحرایی از زون موسکوویت ترمولیت آمفیبول، ب: تصویر نمونه دستی از زون.

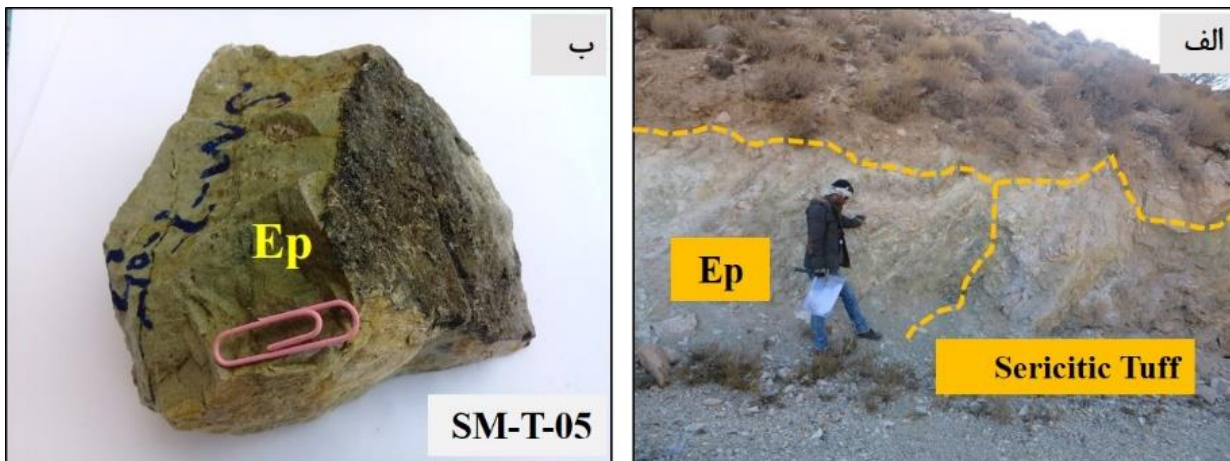


شکل ۴-۴۱. تصویر میکروسکوپی از زون موسکوویت ترمولیت آمفیبول در نور XPL، الف: بلورهای موسکوویت،

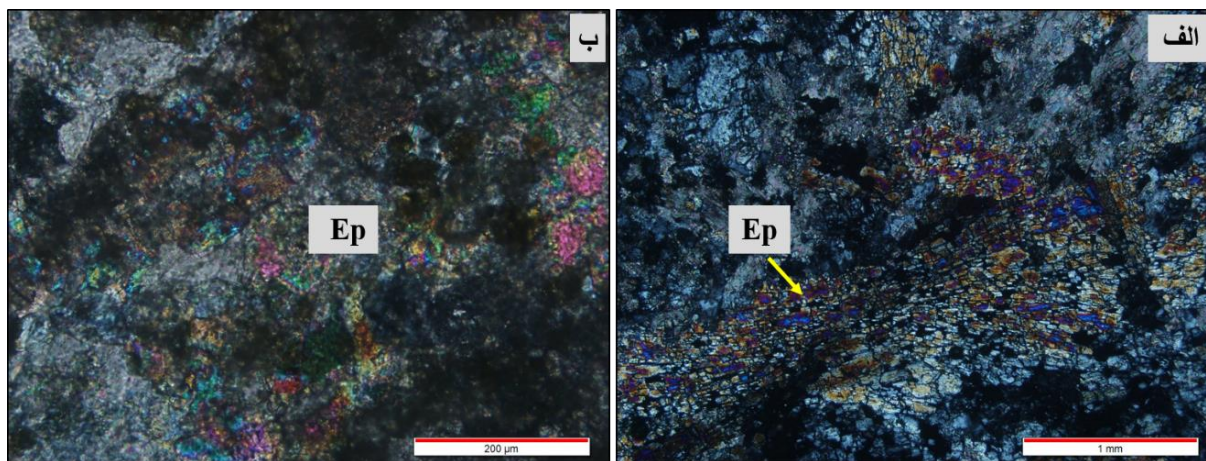
آمفیبول و ترمولیت ج و د: پیریت، موسکوویت، سریسیت و گوتیت.

۴-۲-۷- زون اپیدوت

این زون در منطقه نتیجه تأثیر فاز دگرگونی پسروده می‌باشد و از گستردگی تقریباً وسیعی برخوردار است و بیشتر از تبدیل زون پیروکسن و گارنت ایجاد شده است، زون اپیدوت به‌طور گسترده در غرب منطقه مشاهده شده است که اغلب از تبدیل گارنت‌ها ایجاد شده است. اپیدوت‌های مرکز و جنوب منطقه بیشتر از تبدیل پیروکسن‌ها حاصل شده‌اند.



شکل ۴-۴۲. تصویر از زون اپیدوت، ب: تصویر نمونه دستی.

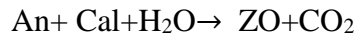


شکل ۴-۴۳. تصویر میکروسکوپی از زون اپیدوت تبدیل پیروکسن به اپیدوت ب: تبدیل گارنت به اپیدوت در نور

.XPL

۴-۲-۷-۱- زون زوئیزیت

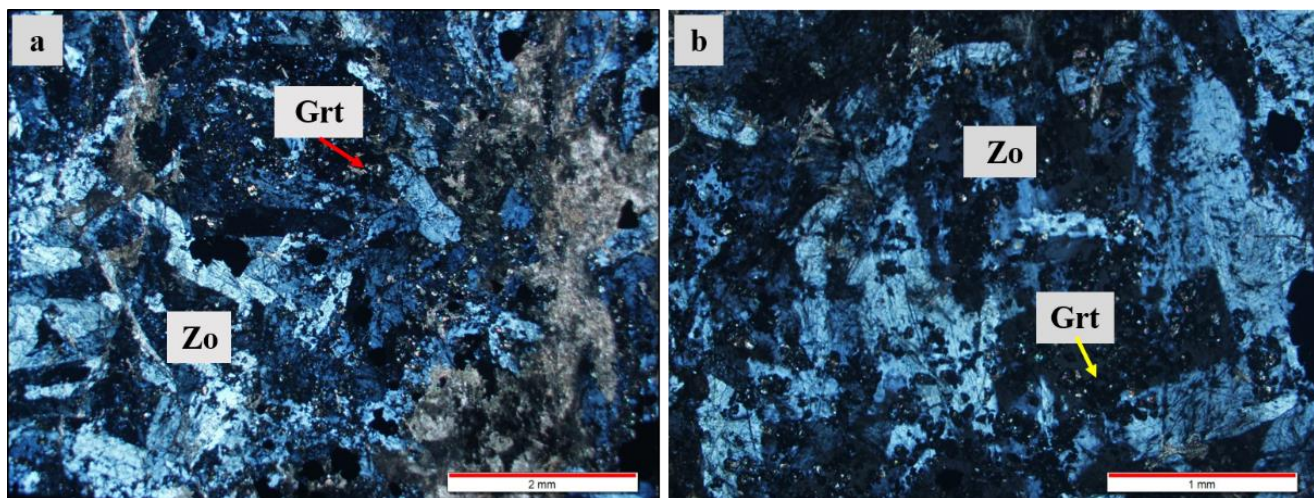
زوئیزیت، یک کانی تقریباً بدون آهن از کانی‌های گروه اپیدوت است، که ابتدا به صورت حاشیه‌های واکنشی در اطراف پلاژیوکلاز، در محل تماس آن با کلسیت به وجود می‌آید. این زون، در همه کالک-سیلیکات‌ها مشاهده نمی‌شود، ولی حضور آن مسائل بسیار مهمی را در مورد سیالات دگرگونی بیان می‌کند. تشکیل زوئیزیت در دمای بالای حدود ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، فقط زمانی که سیال محیطی از آب خالص باشد ($X_{CO_2} < 0.05$) در نتیجه واکنش زیر رخ می‌دهد (Grips, Vinter, 2014):



از آنجا که این وضعیت در یک سنگ کالک-سیلیکاته که تحت واکنش‌های کربن‌زدای فعال قرار دارد، غیر محتمل می‌باشد، ترکیب سیال باید عمدتاً متأثر از یک منبع غنی از آب خارجی باشد که احتمالاً سیالات آزاد شده از توده‌های نفوذی گرانیتی در حال تبلور مجاور می‌باشند (Free., 1976). این زون در شمال شرقی منطقه و در عمق ۱۴۴ متری گمانه ۵۰ مشاهده شده است، کانی‌های این زون که در مرحله پس‌رونده دگرگونی تشکیل شده‌اند زوئیزیت، کلریت، کلسیت، اپیدوت، و گارنت‌های نسل دوم به همراه کانه‌زایی مگنتیت می‌باشد.



شکل ۴-۴۴. تصویر نمونه دستی از زون زوئیزیت کلریت.



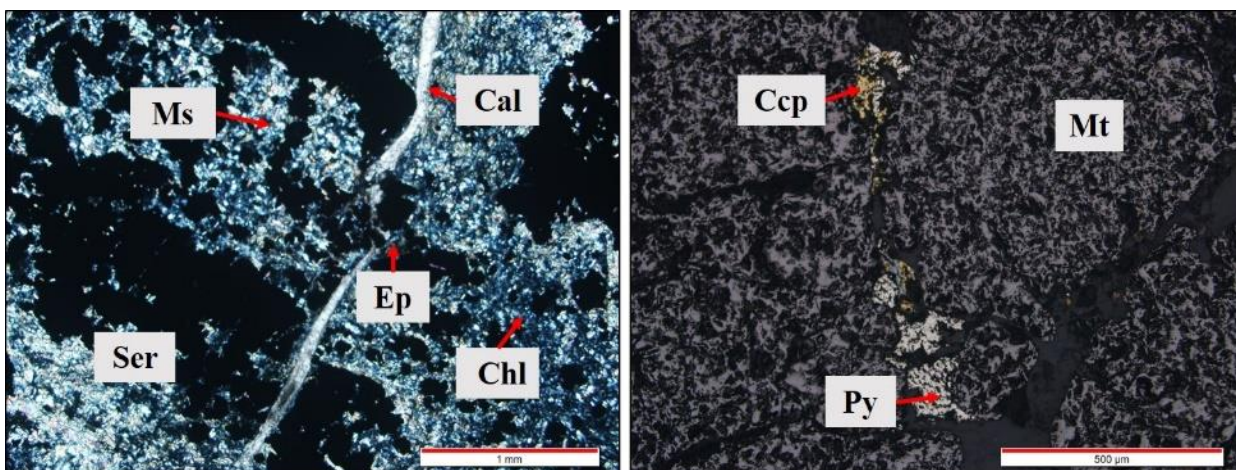
شکل ۴-۴۵. تصویر میکروسکوپی از زون زوئیزیت کلریت در نور XPL.

۸-۲-۴- زون موسکوویت - کلسیت - اپیدوت

این زون در گمانه ۴۹ در عمق ۱۳۱ متری در قسمت شمال شرق منطقه مشاهده شده است و کانی-های سریسیت، موسکوویت و رگه‌ی کلسیت مرحله دگرگونی پسرونده را نشان می‌دهد، کانی مگنتیت به شکل توده‌ای و بلوری مشاهده می‌شود و کانی پیریت و کالکوپیریت داخل فضا‌های خالی را پر کرده است.



شکل ۴-۴۶. تصویر نمونه دستی از زون موسکوویت.



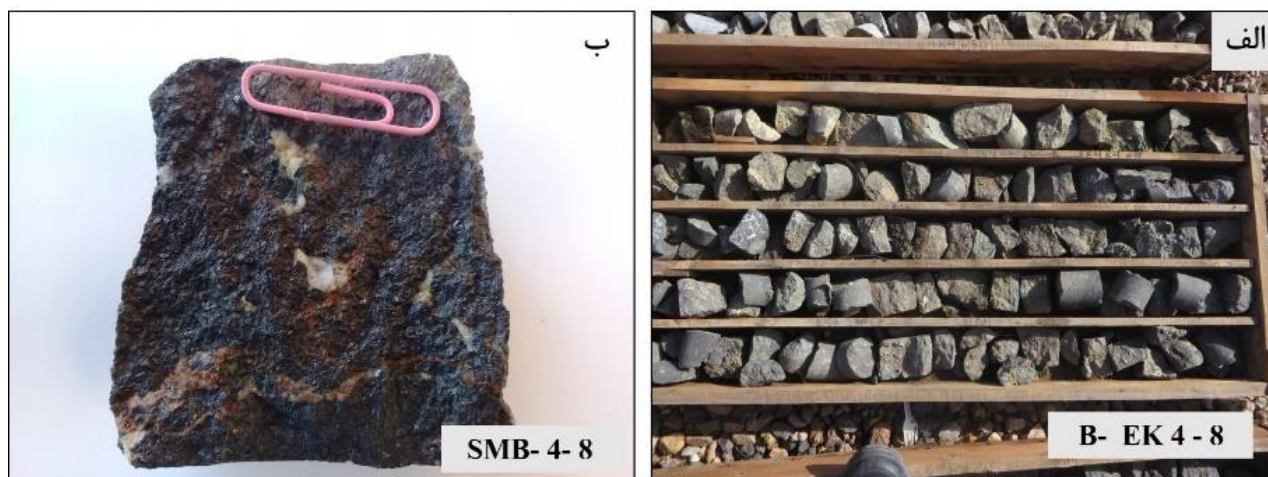
شکل ۴-۴۷. تصویر میکروسکوپی زون مسکوویت کلسیت اپیدوت.

۴-۲-۹- زون مگنتیت

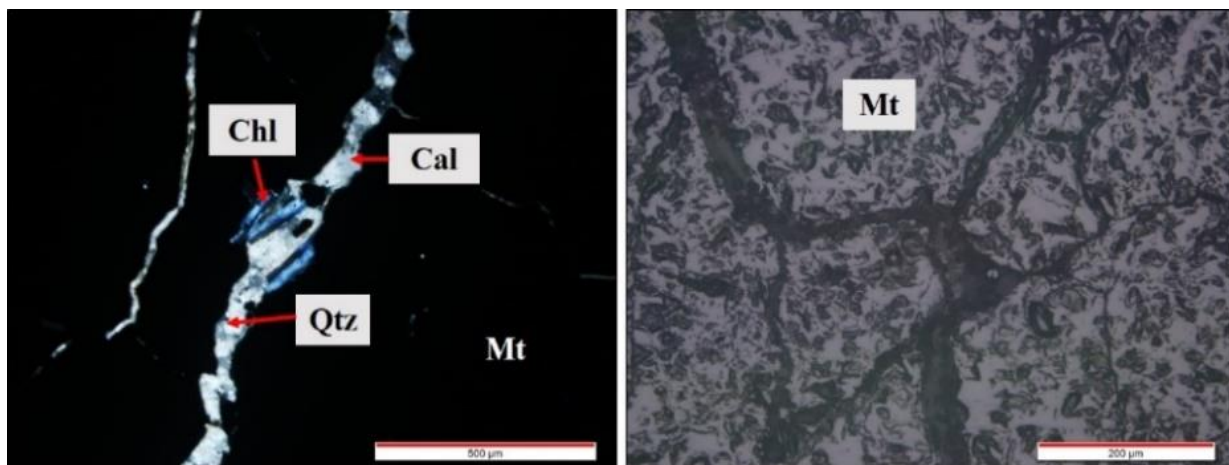
زون کانی‌زایی منطقه است که در مرکز منطقه و شمال منطقه رخنمون دارد و در مطالعات زیرسطحی نیز کانی‌زایی مگنتیت مشاهده می‌شود. کانی‌زایی بیشتر در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها همراه با کانی‌های مرحله پیش‌رونده اسکارن می‌باشد. در این زون شکستگی‌ها توسط کلسیت و کوارتز پر شده است و دچار دگرسانی کلریتی شده است، مگنتیت به صورت توده‌ای وجود دارد. تشکیل مگنتیت در معدن جو به دو صورت تشکیل شده است اولیه و به صورت ثانویه که از جانشینی گارنت‌ها طبق واکنش زیر حاصل می‌شود (Einaudi, 1982):



مگنتیت منطقه اکثراً به صورت توده‌ای و عدسی شکل (لنزی) بوده و تقریباً در قسمت‌های محدودی می‌توان رخنمون‌های رگه‌ای را مشاهده کرد، اما در بعضی از قسمت‌ها به خصوص در قسمت شمال منطقه که همراه با گارنت مشاهده می‌شود به صورت رگچه‌های ریز و به صورت دانه پراکنده مشاهده می‌شود که می‌توان احتمال تشکیل مگنتیت از گارنت را با آن نتیجه‌گیری کرد.



شکل ۴-۴۸. نمونه دستی زون زیرسطحی مگنتیت که به صورت توده‌ای مشاهده می‌شود همراه با کلسیت و کوارتز.



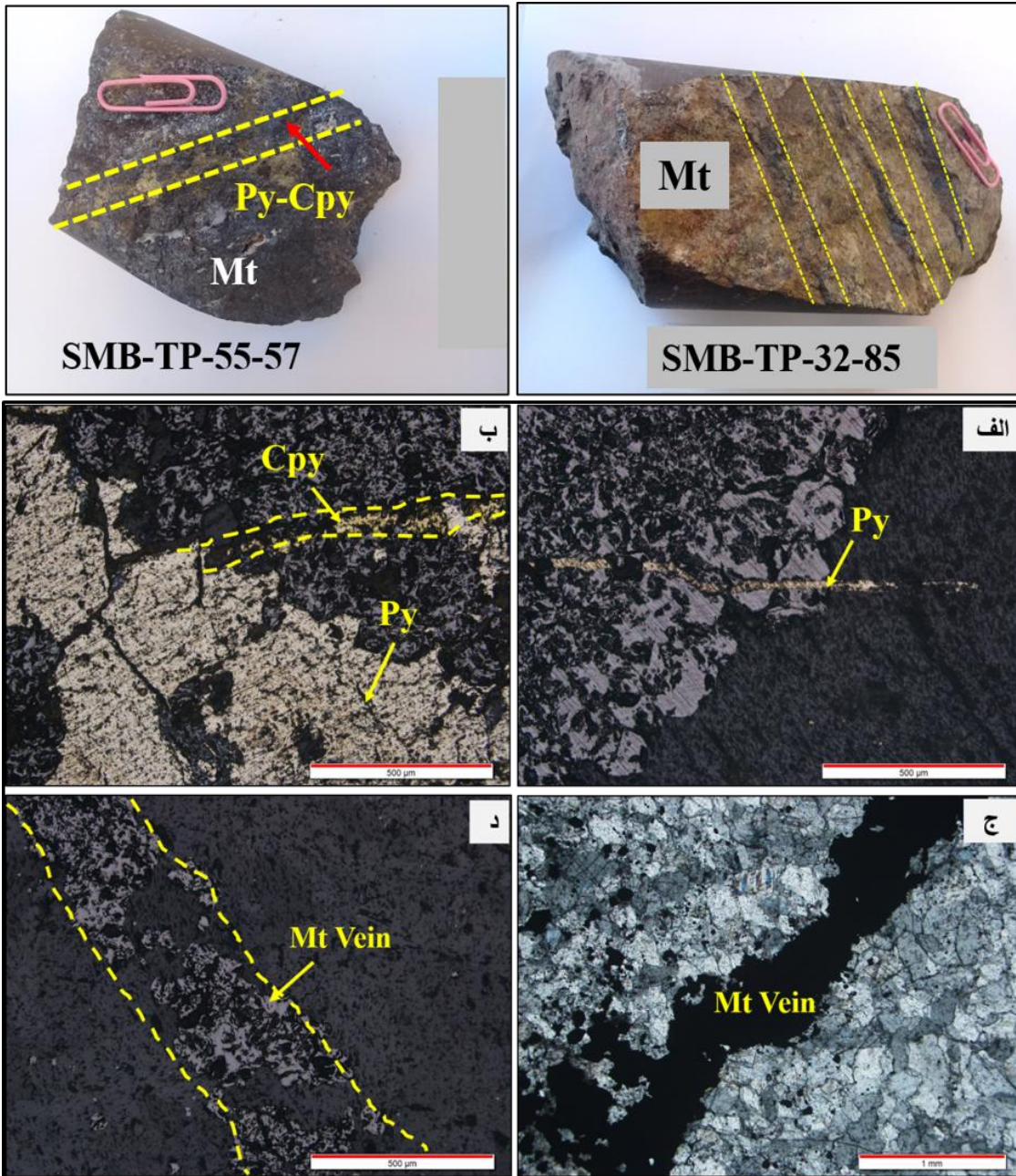
شکل ۴-۴۹. تصویر میکروسکوپی از زون زیرسطحی مگنتیت.

۴-۳- ساخت و بافت کانه‌ها

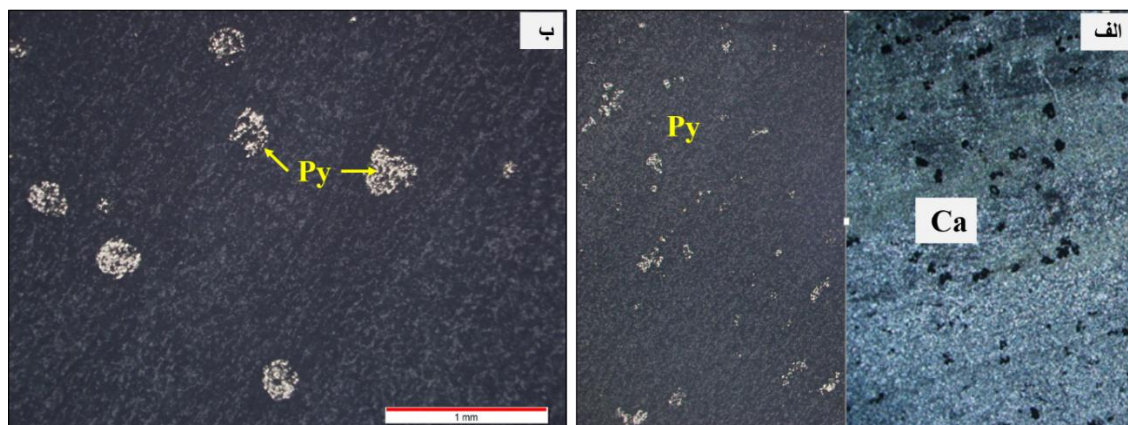
ساخت، بررسی خصوصیات ماکروسکوپی یک سنگ یعنی آنچه که با چشم غیر مسلح دیده می‌شود را شامل می‌شود و منظور از بافت، شکل و اندازه‌ی بلور و رابطه‌ی فیزیکی آنها با هم است. ساخت و بافت‌ها در کانسارهای گوناگون متفاوت می‌باشند و این به ماهیت سیال‌های کانه‌سازی، مشخصات فیزیکی و شیمیایی سنگ‌های میزبان و شیوه‌ی جایگزینی کانسنگ بستگی دارد. بررسی بافت کانه‌ها به منظور تشخیص تقدم و تأخر تشکیل کانه‌ها و باطله‌ها، رابطه‌ی دانه‌ها با یکدیگر و با باطله‌ها، درجه آزادی دانه‌ها، مشخص کردن ماهیت فرآیندهای درگیر در نهشته‌شدن کانه‌ها، مشخص کردن رخداد‌های ثانویه مانند برقراری تعادل دوباره، هوازدگی، اکسایش و سیمانی شدن انجام می‌پذیرد. مطالعه ساخت و بافت در اکتشاف بهتر و دقیق‌تر ذخایر اسکارن دارای اهمیت می‌باشد، در اسکارن‌ها در مراحل متاسوماتیسم پیشرونده و پسرونده بافت‌ها و ساخت‌های متفاوتی تشکیل می‌گردد که بررسی آنها دیدگاه مناسبی جهت تعیین موقعیت و وضعیت کانی‌سازی و روابط زمانی تشکیل کانی‌ها و پاراژنز کانی‌ها را نشان می‌دهد، از انواع ساخت و بافت‌های مرحله پیشرونده می‌توان به بافت‌های Mossy, Bonded Scallop Shaped, Oscillatory Zoning, Nodular, Mottled, اشاره کرد و از ساخت و بافت‌های مرحله پسرونده می‌توان بافت‌های Shock Induced, Welding, Brecciation, Piercing, Cluster, Replacement, Overgrowth را نام برد (Ciobanu, 2005). در منطقه معدن جو طبق

مطالعات کانی‌های مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت دارای ساخت و بافت‌های رگه‌ای، توده‌ای، دانه-پراکنده و پرکننده فضای خالی و... می‌باشند که در ادامه بررسی شده‌اند.

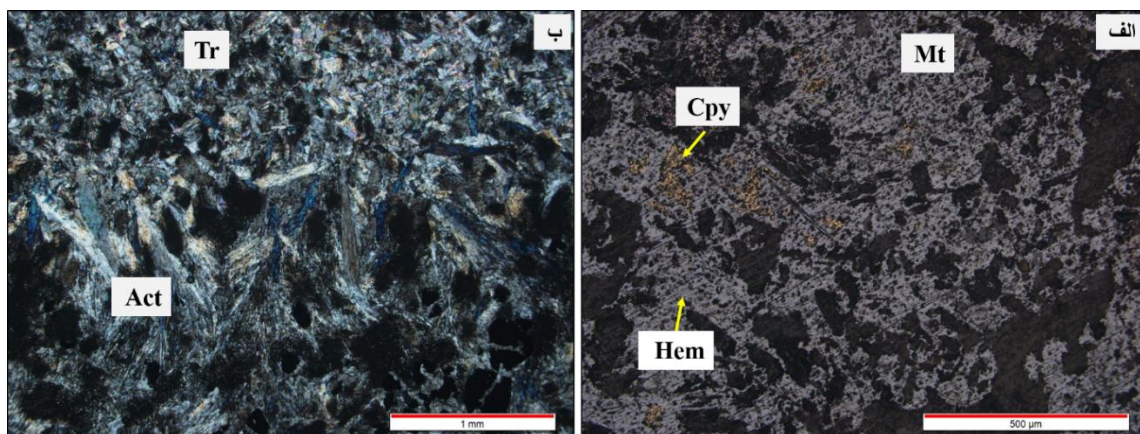
۴-۳-۱- ساخت و بافت رگه - رگچه‌ای: اگر سیال ماگمایی یا گرمایی هنگام عبور از گسل‌ها، شکستگی‌ها، درزه و شکاف‌ها بار خود را بر جای گذارند، ساخت و بافت حاصله از نوع رگه و رگچه‌ای خواهد بود. این ساخت و بافت را می‌توان در پیریت تصویر (۴-۵۲) قسمت الف، کالکوپیریت تصویر (۴-۵۲) قسمت ب و مگنتیت قسمت ج و د مشاهده کرد.



شکل ۴-۵۰. ساخت و بافت‌های رگه- رگچه‌ای الف: رگه پیریت ب: رگه کالکوپیریت ج و د: مگنتیت به شکل رگه‌ای. ۴-۳-۲- بافت دانه‌پراکنده: این بافت نشان دهنده ته‌نشست اولیه ماده معدنی در حین تشکیل سنگ در برگیرنده و همراه با سایر ذرات تشکیل‌دهنده آن است. پیریت تصویر (۴-۵۳)، کالکوپیریت به شکل دانه‌پراکنده در متن ترمولیت و اکتینولیت‌ها تصویر (۴-۵۴) و مگنتیت نیز در متن سنگ کربناته این بافت را در خود نشان می‌دهند تصویر (۴-۵۵).

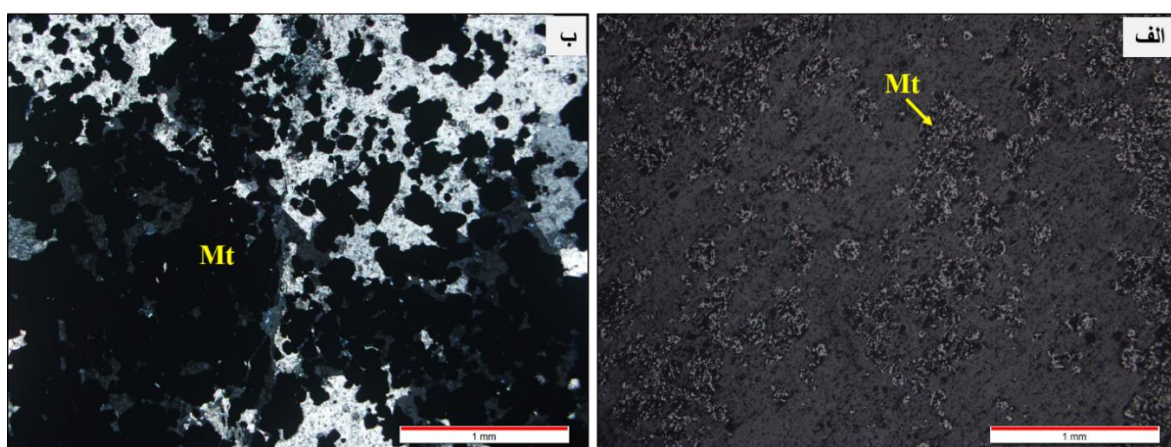


شکل ۴-۵۱. پیریت به شکل دانه پراکنده در متن سنگ کربناته.



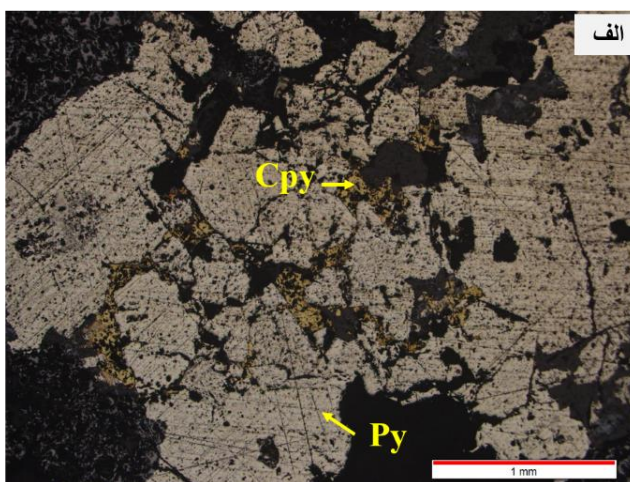
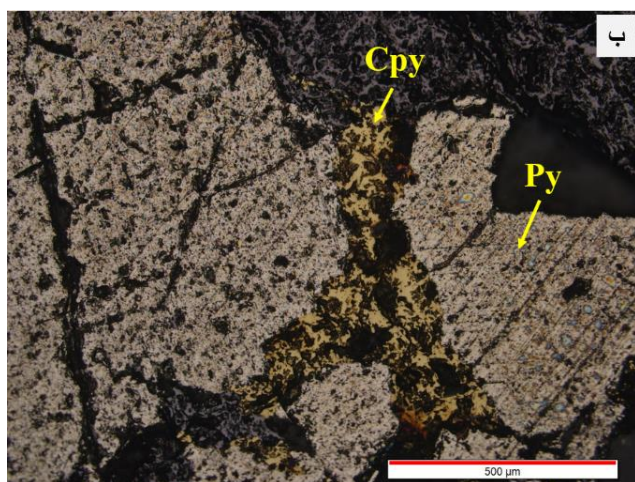
شکل ۴-۵۲. کالکوپیریت به شکل دانه پراکنده داخل مگنتیت ها و ب: مگنتیت ها به صورت پراکنده در داخل

ترمولیت- اکتینولیت.

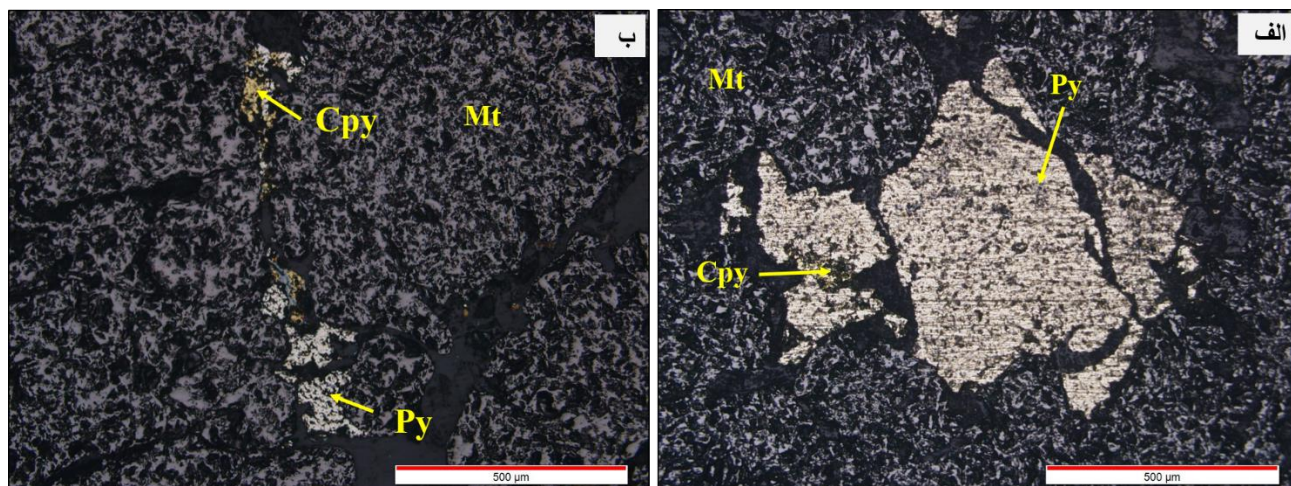


شکل ۴-۵۳. مگنتیت به شکل دانه پراکنده در متن سنگ کربناته.

۳-۳-۴ - ساخت و بافت پرکننده‌ی فضای خالی و برش‌ها: این ساخت و بافت حالت خاصی از بافت دانه‌پراکنده است که در آن کانی‌های سولفیدی در داخل و اطراف فضاهای خالی ته‌نشین می‌شوند؛ به نحوی که به نظر می‌رسد فضای بین دانه‌های سنگ میزبان توسط سولفیدها اشباع شده است (تصویر ۴-۵۶) و تصویر (۴-۵۷).



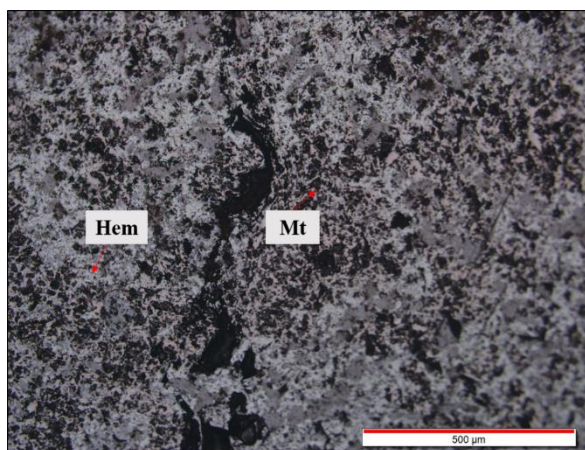
شکل ۴-۵۴. ساخت برشی و پرکننده فضاهای خالی، الف و ب: پیریت و کالکوپیریت در بین فضاهای خالی مگنتیت.



شکل ۴-۵۵. الف و ب: رشد بلورهای پیریت و کالکوپیریت و مگنتیت در بین فضاهای خالی.

۴-۴- بافت‌های ثانویه

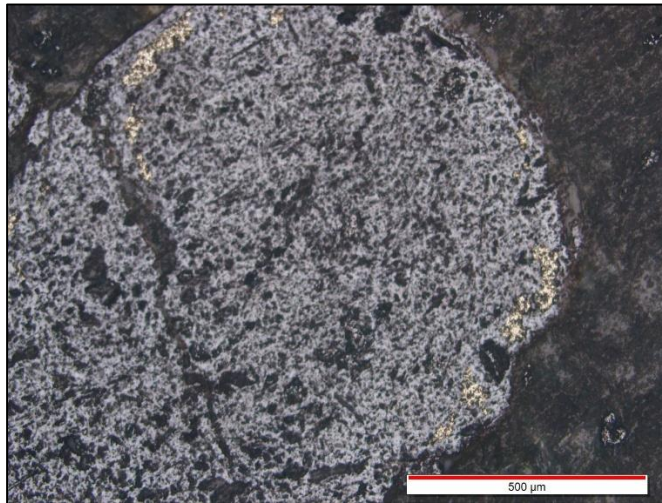
۴-۴-۱- بافت جانشینی: زمانی که کانی‌های اولیه‌ی سولفیدی و اکسیدی تحت تأثیر فرایند دگرسانی در زون سوپرژن قرار می‌گیرند، از حاشیه و یا از نقاط ضعف و شکستگی شروع به تبدیل شدن به کانی‌های ثانویه می‌کنند. در چنین شرایطی بافت کانی جدید را بافت جانشینی می‌گویند.



شکل ۴-۵۶. بافت جانشینی تبدیل مگنتیت به هماتیت.

۴-۴-۲- بافت باقی‌مانده: اگر جانشینی کانی ثانویه به صورت کامل انجام نشود و بخشی از کانی حفظ شده باشد بافت حاصله باقی مانده نام می‌گیرد. این بافت را می‌توان در اغلب کانی‌هایی که تحت

تأثیر فرایند سوپرژن قرار گرفته‌اند نظیر پیریت، کاکلوپیریت، مگنتیت، هماتیت و... مشاهده نمود. برای مثال در شکل (۴-۱۱) پیریت به طور کامل اکسیده نشده و بافت باقیمانده را تشکیل می‌دهد.



شکل ۴-۵۷. بافت باقی‌مانده پیریت.

۴-۵- توالی پاراژنتیکی کانی‌های منطقه معدن جو

۴-۵-۱- مقدمه

همیافتی کانی‌ها و ترتیب تبلور آنها در طول شکل‌گیری یک کانسار توالی پاراژنتیکی کانه‌زایی را نشان می‌دهد. پاراژنز در هر کانساری تابع ترکیب شیمیایی محلول کانه‌دار، حرارت، فشار، تغییرات Eh و pH و شرایط فیزیکوشیمیایی محلول است (کریم‌پور، ۱۳۷۴). نمودارهای توالی پاراژنتیک به صورت نمودارهای خطی و یا جریانی نظیر آنچه که در جدول (۲-۴) به نمایش گذاشته شده است، ترسیم می‌شوند. این نمودارها، ارتباط زمانی کانه و کانی‌های باطله، فراوانی نسبی کانه‌ها و کانی‌ها، ارتباط عمومی مجموعه‌ی کانی‌های دگرسانی با تکامل نوع دگرشکلی و سیالات را نشان می‌دهند. اسکارن‌ها به سنگ‌های بلورین درشت‌دانه تشکیل یافته از کانی‌های سیلکاته Ca, Fe, Al, Mn و Mg (کالک-سیلیکات‌ها) اطلاق می‌شود که در نتیجه جانشینی عمده سنگ‌های کربناته با عناصر Si, Fe و Mg در دگرگونی مجاورتی حرارتی و یا فرایندهای متاسوماتیسم شامل سیالات با منشاء ماگمایی،

دگرگونی، آب‌های جوی و آب‌های دریایی حاصل می‌شوند، (Enaudi et al., 2005). در رده‌بندی اسکارن، نوع سنگ و لیتولوژی جانشین‌شده مورد توجه قرار می‌گیرد. بر این اساس از دو اصطلاح درون اسکارن (اندواسکارن) و برون اسکارن (اگزواسکارن) سنگ‌های کربناته استفاده می‌شود (Pirajno, 2009). در حقیقت اندواسکارن زونی است که در آن جانشینی توده نفوذی رخ می‌دهد در صورتی که اگزواسکارن شامل جانشینی انتخابی سنگ میزبان آهکی یا دولومیتی در محل تماس است. در منطقه معدن جو کانه‌زایی از نوع اگزواسکارن می‌باشد که در طی دو مرحله اصلی رخ داده است که این مراحل به ترتیب زمان تشکیل، شامل:

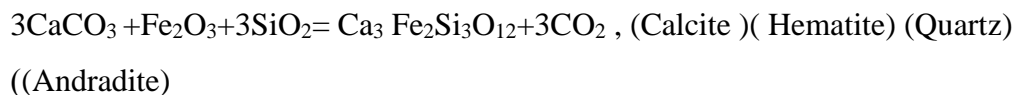
۱- مرحله پیشرونده

۲- مرحله دگرسانی پسروده (دارای دو زیر مرحله الف- مرحله دگرسانی پیشین، ب: مرحله دگرسانی پسین می‌باشد) که در ادامه به آنها پرداخته خواهد شد:

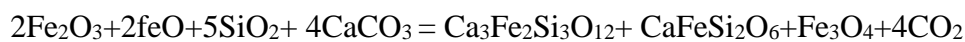
۱- مرحله پیشرونده

طی این مرحله کانی‌های کالک‌سیلیکات بدون آب تشکیل می‌شوند، در مرحله پیشرونده کانی‌سازی صورت نگرفته بلکه شرایط مناسب برای کانه‌زایی فراهم می‌گردد. تأثیرات حرارتی همزمان با جایگیری توده نفوذی باعث دگرگونی ایزوکمیکال سنگ‌های رسوبی کربناتی و تبدیل آنها به مرمر شده است و سنگ مرمر در این مرحله تشکیل می‌شود. با پیشرفت تبلور و انجماد توده‌های نفوذی به مقدار و حجم محلول‌های گرمابی جدا شده از آن افزوده شده و باعث تشکیل مجموعه‌ای از کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب (نظیر گارنت و پیروکسن) می‌شود. مرحله پیشرونده پس از جایگزینی و با شروع تبلور توده نفوذی در عمق و یا آزاد شدن سیالات هیدروترمالی مشتق‌شده از آن شروع می‌شود (Burnham, 1979). این شکستگی‌ها، راهی را برای ورود سیالات نشات گرفته از توده ایجاد می‌کنند. در این مرحله دما بالا، کانی‌های اولیه اسکارنی مانند گارنت و پیروکسن‌ها به وجود آمده‌اند. بنابر آنچه

گفته شد، مرحله پیشرونده در منطقه مورد مطالعه شامل مرحله تشکیل مرمر و مرحله متاسوماتیک (تشکیل اسکارن) می‌باشد. تشکیل آندرادیت در سنگ میزبان آهکی، مستلزم اضافه شدن Fe_2O_3 ، FeO و یا هر دو) می‌باشد، سیلیس ممکن است توسط سنگ میزبان دیواره و یا سیالات هیدروترمال تامین شود، واکنش احتمالی چنین است (Deer et al., 1992):



در صورت وجود اکسید آهن و کافی بودن سیلیس، کانی‌های آندرادیت، هدنبرگیت و مگنتیت به وجود می‌آیند:



(Hematite) (Quartz) (Calcite) (Andradite) (Hedenbergite) (Magnetite)

در صورتی که نسبت $SiO_2/Fe_2O_3 > 3$ باشد، ولاستونیت + آندرادیت تشکیل می‌شود (Deer et al., 1992). و با توجه به وجود ولاستونیت در این مرحله، می‌توان نتیجه گرفت که این نسبت در اسکارن معدن جو بیشتر از ۳ می‌باشد. اینودی (۱۹۸۲) بر اساس دیاگرام پایداری کانی‌ها نشان داده است که برای تشکیل آندرادیت در سنگ‌های کربناته، سیالات با غلظت کافی از SiO_2 و Fe باید دارای fS_2 و fO_2 پایینی در محدوده حرارتی ۴۰۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد باشند.

۲- مرحله پسرونده

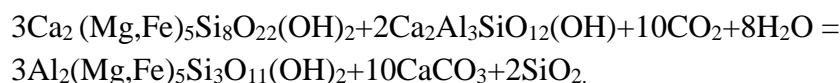
دگرسانی پسرونده در بسیاری از ذخایر اسکارنی رایج است (Meinert, 1992) و در برخی از ذخائر ممکن است، سیلیکات‌های کلسیم بدون آب مرحله پیشرونده را کاملاً تخریب کند (James, 1976). این مرحله شامل دو قسمت مرحله دگرسانی پیشین و پسین می‌باشد.

الف- مرحله پسرونده پیشین (آغازی)

در این مرحله کالکسیلیکات‌های بدون آب اسکارنی مانند گارنت و پیروکسن در اثر ورود محلول‌های هیدروترمالی دما پایین، دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کانی‌های سیلیکات کلسیمی آبدار با کلسیم کمتر مانند (اپیدوت، ترمولیت- اکتینولیت)، کانی‌های اکسیدی و سولفیدی تبدیل می‌گردند. (Burrat, 1979, Russi), اعتقاد دارند که این مرحله، در دمای بین ۲۰۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد یا کمتر انجام می‌پذیرد و در طی آن گارنت به اپیدوت، کلریت، ایدوکراز، کلسیت، کوارتز و هماتیت آلتزه می‌شود و کلینوپیروکسن تبدیل به آمفیبول (ترمولیت- اکتینولیت)، کلسیت، کوارتز، اکسیدها و سولفیدها می‌شود. این مرحله اساساً به فرآیندهای هیدرولیز و کربن‌گیری دوباره کالکسیلیکات‌های اولیه اسکارنی مربوط می‌باشد و همراه با دگرسانی کانی‌های اولیه اسکارنی، به کانی‌های آبدار می‌باشد. متداول‌ترین محصول دگرسانی گارنت که تقریباً در تمام انواع اسکارن‌های کلسیک دیده می‌شود، اپیدوت است.

ب- مرحله پسرونده تاخیری

در طول این مرحله، سیلیکات‌های کلسیم بدون آب و آبدار تشکیل شده است در مراحل قبلی اسکارن‌زایی، توسط سیالات با دمای نسبتاً پایین، دچار دگرسانی شده و به مجموعه‌های کلریت، کلسیت، کوارتز و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. همانند دگرسانی مرحله قبلی، این مجموعه نیز اکثراً در مسیر شکستگی‌ها جانشین و متمرکز شده است. سیالاتی که در این مرحله وارد عمل می‌شوند، عمدتاً دارای ماهیت اکسید کننده و حرارت پایین کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشند. تشکیل کلریت، کلسیت و کوارتز محصول دگرسانی پسرونده نسبت داده‌اند (Deer et al., 1992).



همان‌طور که مشاهده می‌شود، مهم‌ترین واکنش در این فرآیندها نیز، کربن‌گیری و هیدرولیز کانی‌های قبلی می‌باشد. گارنت‌ها نیز در مناطقی از این زون که دارای شکستگی و خردشدگی می‌باشند، با ورود سیالات در داخل درزه‌ها، اغلب کلریتی شده‌اند. نهایتاً در مرحله برونزایی، از دگرسانی مجموعه

کانیابی بالا، اکسیدهای آهن آبدار (گوتیت و لیمونیت) نهشته شده‌اند و کربنات‌های مس (مالاکیت و آزوریت) به صورت آغستگی مشاهده می‌شوند. در منطقه معدن جو کانی‌سازی اولیه به صورت توده‌ای، رگه‌ای، دانه پراکنده و برشی دیده می‌شود و شامل کانی‌های مگنتیت، اسپکیولاریت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت و پیروتیت می‌باشد.

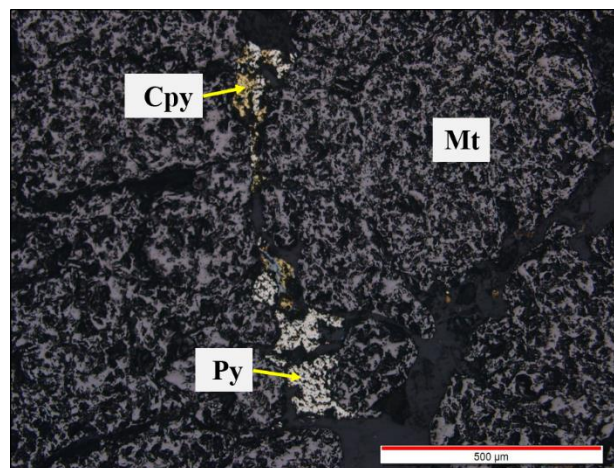
۴-۵-۲- کانی‌سازی اولیه

۴-۵-۲-۱- مگنتیت (Fe_3O_4)

مگنتیت به عنوان مهمترین و کانه اصلی در منطقه معدن جو می‌باشد که به صورت اولیه در آخرین مرحله از فاز پیشرونده و شروع فاز پسرونده پیشین جایی که با نفوذ آب‌های جوی به سیستم باعث تغییر کمپلکس‌ها شده و کانی مگنتیت ته‌نشست می‌کند (Magnetite I). بلورهای مگنتیت از نظر شکل و اندازه متنوع می‌باشد در بعضی وجود فضای مناسب سبب رشد بلورها شده و به صورت شکل-دار مشاهده می‌شوند. پاراژنهای عمده مگنتیت در این منطقه شامل کانی‌های سولفیدی پیریت، کالکوپیریت و پیروتیت است، اکسیدهای آهن از جمله هماتیت، گوتیت و لیمونیت به همراه گانگ‌ها که غالباً کلسیت و به میزان کم کوارتز می‌باشد. با توجه به پاراژنز مینرالی مگنتیت، واکنش‌های زیر می‌تواند در تشکیل مگنتیت موثر باشد (Magnetite II). همزیستی آندرادیت و دیوپسید با مگنتیت (\pm کوارتز و کلسیت) با معادله زیر قابل توجیه است (Lentz et al., 1995). این شکل کانه‌زایی در شمال منطقه معدن جو مشهود است.



معمولاً با کاهش دما و افزایش $f \text{CO}_2$ مجموعه کانی‌های مگنتیت، کلسیت و کوارتز از دگرسانی آندرادیت حاصل می‌شوند (Einaudi, 1982).



شکل ۴-۵۸. کانی‌سازی مگنتیت.

۴-۵-۲-۲- اولیژیست (هماتیت اولیه) Fe_2O_3

از نظر ژنتیکی هماتیت به دو صورت تشکیل می‌شود، اول هیپوژن و نوع دوم سوپرژن می‌باشد، با توجه به مشاهدات صحرایی هماتیت هیپوژن با مگنتیت همراه بوده و اغلب در زون اپیدوت اسکارن به صورت رگه‌ای و رگچه‌ای با بافت اسپیکیولاری-تیغه‌ای دیده می‌شود (اولیژیست). در منطقه معدن جو در نمونه‌های دستی اولیژیست دارای جلای فلزی درخشان مشاهده می‌شود. بر اساس Einaudi, (1981) رگچه‌های اولیژیست نشان‌دهنده فاز نهایی گرمایی می‌باشد. ضمناً در این نوع همیشه هماتیت در مجاور مگنتیت قرار دارد که کاملاً مشهود می‌باشد و البته این نوع هماتیت منطقه رگه‌ای می‌باشد و به مقدار کم وجود دارد و در مطالعات زیرسطحی نیز مشاهده می‌شود. هماتیت سوپرژن در اثر دگرسانی و هوازدگی مگنتیت توسط آب‌های جوی اکسیدی و در طی فرایند مارتیتی شدن حاصل می‌شوند که در منطقه معدن جو در مطالعات میکروسکوپی و شواهد صحرایی مشهود است. در آنومالی شمالی معدن سنگان نیز دو نسل هماتیت شامل ۱- هماتیت حاصل از هوازدگی مگنتیت ۲- هماتیت‌های حاصل از محلول‌های گرمایی تاخیری که در شرایط اکسیدان تشکیل شده‌اند و به صورت رگچه‌ای می‌باشند وجود دارد (کاهنی ۱۳۸۶).



شکل ۴-۵۹. کانی‌سازی اولیژیست.

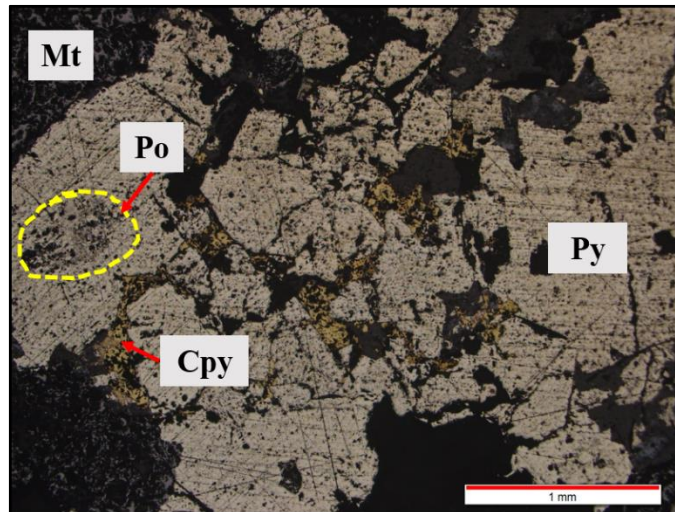
۴-۵-۲-۳- پیریت (FeS_2)

پیریت نخستین و فراوان‌ترین محصول فاز سولفیدی منطقه می‌باشد که به صورت نسل‌های مختلف در منطقه دیده می‌شود که شکل بلورهای آن از شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل تغییر می‌کند و به صورت توده‌ای، رگه‌ای، همراه با مگنتیت و هم‌رشدی با کالکوپیریت و بخشی از دانه‌های پیریت نیز به صورت دانه‌پراکنده در متن سنگ کربناته مشهود است (Pyrite I) تصویر (۴-۵۳). با افزایش $f S_2$ آندرادیت ناپایدار می‌شود و شرایط تشکیل پیریت، در مرحله دگرسانی پسروده پسین ایجاد می‌شود. این پیریت‌ها معمولاً به صورت بی‌شکل، تا نیمه شکل‌دار و ریزدانه می‌باشد. نسل دوم پیریت مربوط به گروهی از این کانی‌هاست که در داخل رگه‌ها گسترش دارند و یا در بین قطعات برشی و فضاهای خالی رشد کرده‌اند (Pyrite II).

۴-۵-۲-۴- کالکوپیریت (CuFeS_2)

پس از پیریت، فراوان‌ترین کانی سولفیدی در مقاطع مورد مطالعه، کالکوپیریت است که به رنگ زرد برنجی و به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و به صورت افشان در متن سنگ همراه با کانی مگنتیت مشاهده می‌شود (Chalcopyrite I) تصویر (۴-۵۴). در برخی قسمت‌ها کالکوپیریت به صورت فاز تأخیری در بین شکستگی‌های ناشی از تخریب حاشیه پیریت مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده‌ی

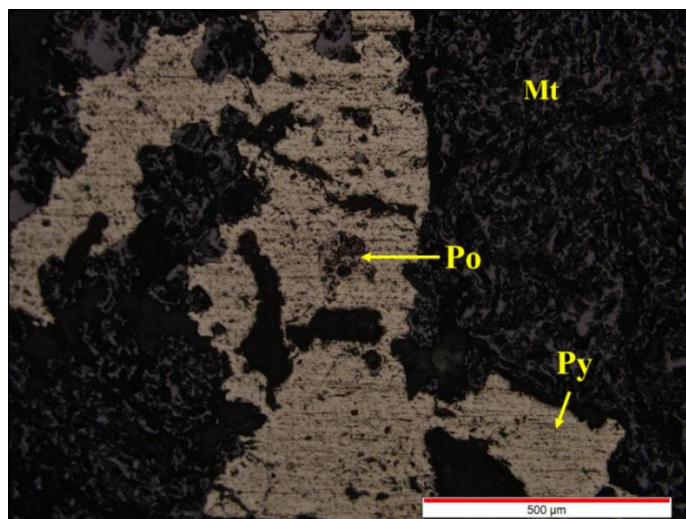
تشکیل آن بعد از پیریت می‌باشد. این کانی به طور نامنظم توزیع شده و دارای درهم رشدی با پیریت می‌باشد. در برخی نقاط کالکوپیریت به صورت رگچه‌های کوچک در سنگ ایجاد شده‌اند (Chalcopyrite II).



شکل ۴-۶۰. کانی‌سازی پیریت- کالکوپیریت.

۴-۵-۲-۵- پیروتیت ($Fe_{1-x}S$)

این کانی دارای رنگ زرد برنزی و دارای خاصیت مغناطیسی بالا می‌باشد، در دمای پایین‌تر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد در رده مونوکلینیک منشوری و در دمای بالاتر از این دما در رده هگزاگونال دی-پیرامیدال متبلور می‌شود، مقدار آهن موجود در پیروتیت معمولاً کمتر از مقدار آهن موجود در پیریت است. در منطقه معدن جو این کانی سولفیدی به میزان کمتری مشاهده می‌شود و وجود این کانی بیشتر در مطالعات زیرسطحی و در شمال منطقه می‌باشد.

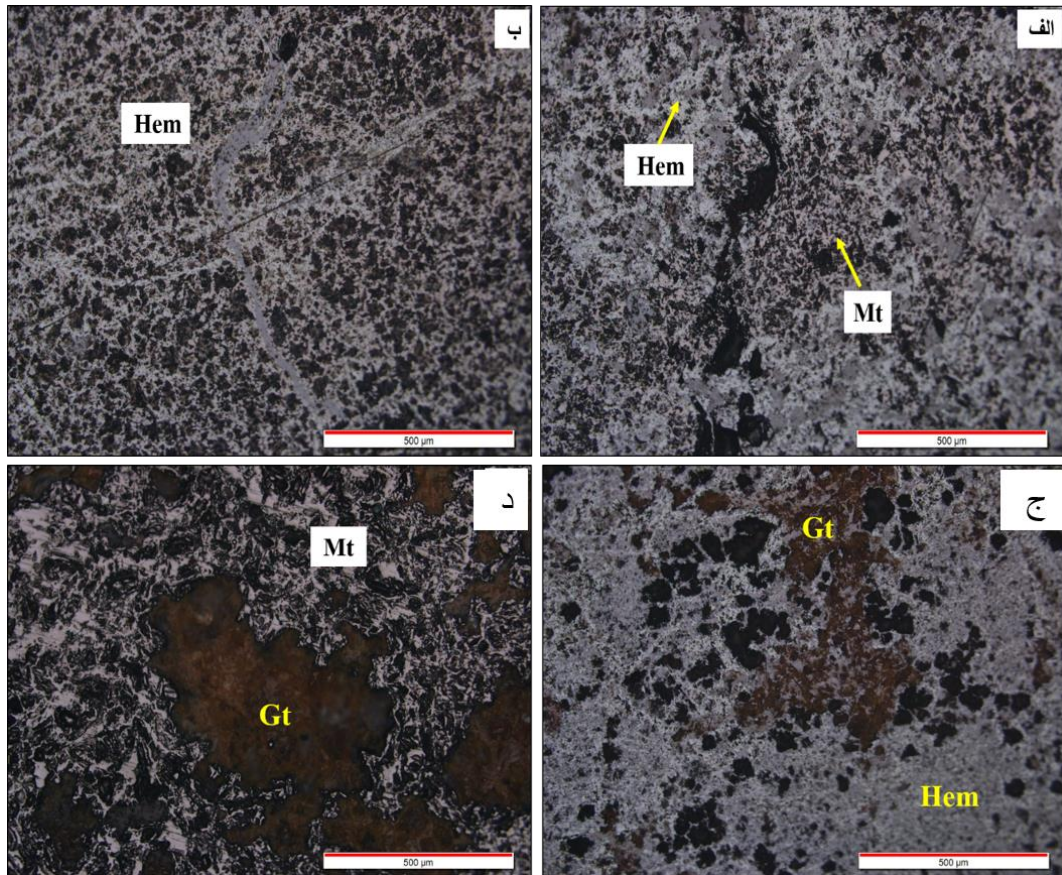


شکل ۴-۶۱. کانی پیروتیت که داخل کانی پیریت قرار گرفته است.

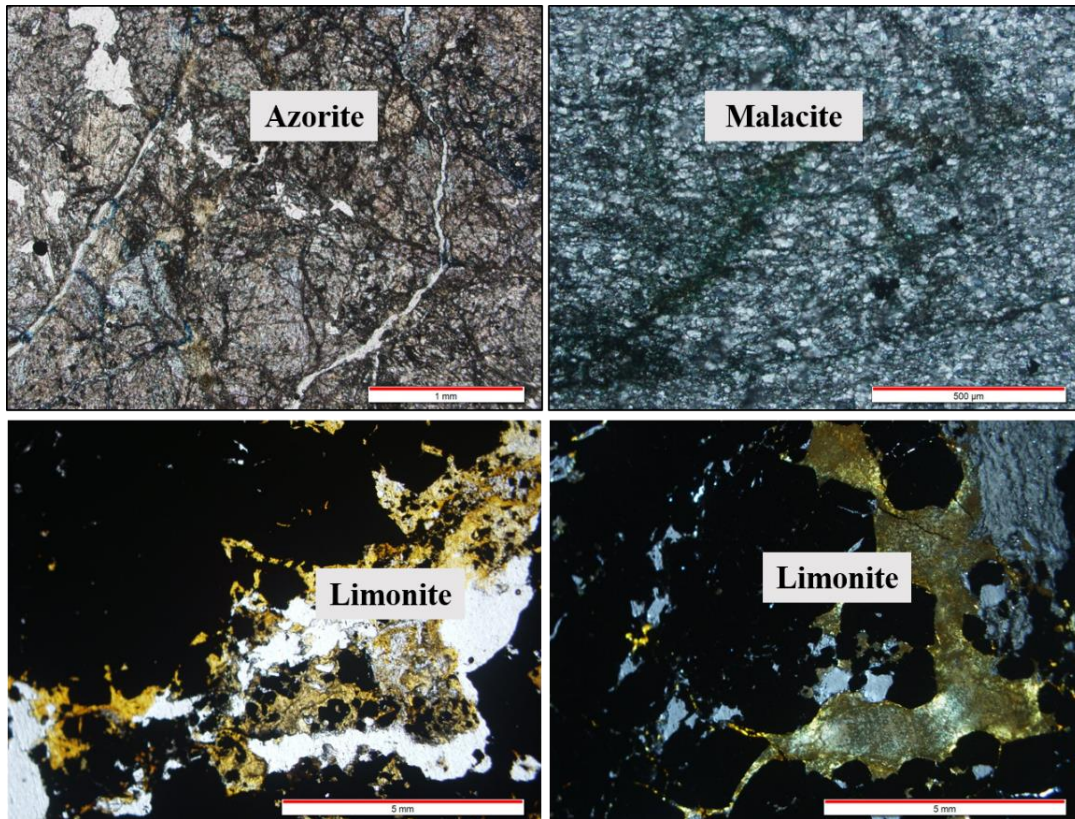
۴-۵-۳- کانی‌سازی ثانویه

کانی‌سازی ثانویه منطقه شامل هماتیت، گوتیت، لیمونیت، آغشتگی به میزان کم به مالاکیت، آزوریت، منگنز و اکسیدهای آهن می‌باشد که در منطقه مشاهده می‌شود. یکی از کانه‌های تشکیل‌دهنده منطقه مورد مطالعه هماتیت ثانویه می‌باشد. این کانه در بعضی قسمت‌های منطقه گسترش دارد. در بخش‌های نزدیک سطح زمین در مناطقی که کانسار رخنمون دارد و مگنتیت تحت تأثیر فرآیند هوازدگی قرار گرفته است، این نوع هماتیت طی فرآیند مارتیتی شدن از اکسیداسیون مگنتیت تشکیل شده است. مارتیتی شدن به عنوان یک فرآیند بعد از تشکیل کانی، اغلب در حاشیه بلورهای کانی و امتداد سطوح رخ و در طول شکستگی‌ها ایجاد می‌شود. در اثر این رخداد که پس از سرد شدن توده نفوذی و همزمان با هجوم سیالات دما پایین ایجاد می‌شود، مگنتیت در امتداد کلیواژهای خود به هماتیت تبدیل می‌شود. به علت بالا بودن شدت دگرسانی در منطقه در بعضی قسمت‌ها کانی‌های گوتیت، که از اکسیداسیون پیریت‌های منطقه تشکیل شده‌اند و لیمونیت به رنگ زرد و همچنین اکسیدهای آهن که به رنگ قهوه‌ای تا قرمز تیره واحدهای کربناته را تحت تأثیر قرار داده است مشاهده می‌گردد. از آغشتگی‌های سطحی مشاهده شده در منطقه می‌توان به مالاکیت و آزوریت که با کاهش فوگاسیته گوگرد نسبت به فوگاسیته اکسیژن و اکسید شدن سولفیدهای اولیه نظیر کالکوپیریت

و آزاد شدن عنصر مس همراه می‌باشد و در واکنش با کربنات‌های موجود در منطقه تشکیل مالاکیت و آزوریت را داده است. در منطقه دندریت‌های منگنز نیز به صورت جزئی مشاهده شده است.



شکل ۴-۶۲. کانی‌سازی ثانویه، الف: تبدیل مگنتیت به هماتیت ب: هماتیت ج: گوتیت و هماتیت د: مگنتیت و گوتیت.



شکل ۴-۶۳. کانی‌سازی ثانویه، آزوریت، مالاکیت، لیمونیت.

۴-۵-۴- رگه‌های موجود در منطقه

۴-۵-۴-۱- رگه و رگچه‌های کربناته

کربناتی‌شدن شامل تشکیل کانی‌های کربناته (کلسیت و دولومیت) طی دگرسانی در یک سنگ، توسط محلول‌های با فشار نسبتاً بالای دی‌اکسیدکربن، در PH قلیایی بوده که تشکیل هر یک از کانی‌های کربناته تابعی از ترکیب سنگ میزبان خواهد بود (Robb., 2005). در منطقه معدن جو، رگه و رگچه‌های کلسیتی با بلورهای ریز تا درشت‌دانه با بافت موزاییکی تشکیل شده‌اند. این رگه‌ها نیز حاوی کانی‌های اپک، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن بوده و اغلب در واحدهای آهکی نفوذ نموده‌اند. بنابراین می‌توان گفت این رگه‌ها در فاز دگرسانی تاخیری شکل گرفته‌اند.

۴-۵-۴-۲-رگچه‌های کوارتز

رگه و رگچه‌های کوارتزی با ضخامت چند میلیمتر که بلورهای کوارتز به صورت ریز تا متوسط‌دانه با بافت موزاییکی وجود دارد که در بعضی موارد دارای آغشتگی به هیدروکسیدهای آهن می‌باشد، حضور این رگه‌ها نشان‌دهنده تشکیل آنها در مرحله دگرسانی متاسوماتیک پسروده پسین می‌باشد.

Mineral	Pre Skarn		Metasomatic Stage		Weathering	
	Marble	Dolomite	Prograde Stage	Retrograde Stage		
				Primitive		Late
Skarn	Olivine					
	Fassaite					
	Garnet I					
	Garnet II					
	Pyroxene					
	Diopside					
	Wollastonite					
	Amphibole					
	Actinolite					
	Tremolite					
	Phlogopite					
	Muscovite					
	Sericite					
	Epidote					
	Zoisite					
	Chlorite					
	Clay					
Quartz						
Oxide Minerals	Magnetitel					
	MagnetitelII					
	Olygiste					
	Hematite					
	Goethite					
	Limonite					
Sulfide Minerals	Pyrite I					
	Pyrite II					
	Chalcopyrite					
	Pyrrhotite					
Sulfate	Barite					
Carbonate	Calcite					
	Dolomite					
	Malacite					
	Azurite					

جدول ۴-۲. توالی پاراژنتیکی مربوط به کانسار معدن جو.

فصل پنجم

ژئوشیمی

یکی از مهمترین نکات در مطالعه‌ی هر کانسار، مطالعات ژئوشیمیایی آن کانسار می‌باشد. اینکه روش‌های مطالعاتی و به دنبال آن تفسیر مناسب برای داده‌های ژئوشیمیایی انتخاب شود، تعیین کننده‌ی درک بهتر و دقیق‌تر ویژگی‌های ماده‌ی معدنی می‌باشد. هر ماده‌ی معدنی و عناصر همراه آن از جهت اینکه ویژگی‌های ساختاری مختص خود را دارد، نیازمند روش خاص برای بررسی‌های ژئوشیمیایی می‌باشد. بنابراین استفاده از روشی که در تفسیر مقادیر عنصری، از دقت و صحت بالایی برخوردار باشد ضروری است. بررسی‌های ژئوشیمیایی در کانسارهای مختلف علاوه بر آنکه راهنمای خوبی در فهم نحوه و مراحل تشکیل یک کانسار است، به عنوان یک ابزار اکتشافی به همراه سایر لایه‌های اطلاعاتی در پی‌چویی کانسارهای مشابه نقش بسزایی دارد. مطالعات ژئوشیمیایی یکی از روش‌های علمی و عملی در تعیین لیتولوژی، نوع ماگما، روند تحولات و تغییرات ماگمایی اولیه می‌باشد. بررسی ترکیب شیمیایی و روند تکاملی ماگمای توده‌های نفوذی همراه کانسارهای اسکارنی با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهد ارتباط ژنتیکی سیستماتیکی بین پتروژنز توده نفوذی با نوع کانی‌سازی اسکارنی وجود دارد بنابراین از روی این ویژگی‌ها می‌توان ثابت کرد که یک توده نفوذی با خصوصیات ژئوشیمیایی و پترولوژیکی و جایگاه تکتونیکی معین، در تماس با سنگ میزبان مناسب، ترجیحاً با چه نوع کانی‌سازی اسکارنی همراه خواهد بود. در منطقه‌ی مورد مطالعه با توجه به اهداف مطالعه نمونه‌برداری به صورت انتخابی از سنگ‌های سطحی و زیرسطحی انجام شده و حاصل آن انتخاب ۱۵ نمونه‌ی سنگ و کانسنگ می‌باشد، که تعداد ۵ نمونه سنگ پس از خردایش و نرمایش برای اکسید عناصر اصلی با استفاده از روش فلورسانس اشعه ایکس (X Ray Fluorescence: XRF)، و ۱۰ نمونه کانسنگ نیز به روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده‌ی القایی (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry: ICP-MS) در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شده‌اند. مطالعات ژئوشیمی مربوط به کانسار آهن معدن جو شامل ژئوشیمی

سنگ‌های دربرگیرنده‌ی کانسار و ژئوشیمی محیط کانسنگ است، که در ادامه با استفاده از نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی به تفسیر و بررسی هر چه دقیق‌تر ویژگی‌های سنگ و کانسنگ‌های محدوده‌ی کانه‌زایی پرداخته شده است.

۵-۲- ژئوشیمی سنگ‌های منطقه

برای مطالعه‌ی ژئوشیمی سنگ‌های میزبان کانی‌زایی در محدوده‌ی آهن معدن‌جو تعداد ۵ نمونه برداشت شده است. از نظر سنگ‌شناسی جنس این نمونه‌ها شامل سنگ‌آهک میکرواسپارایتی، مادستون آهکی، سنگ‌آهک دولومیتی، بیوتیت مونزوگرانیت و توفریولیتی تا داسیتی می‌باشد.

جدول ۵-۱. مقادیر غلظت اکسید عناصر اصلی (درصد وزنی) در سنگ‌های رسوبی و آذرین محدوده کانسار آهن معدن-جو.

Sample	Sm-GR-01	Sm-GR-02	GR-49-130	Sm-GR-03	GR-38-151
Lithology	Micro spray limestone	Lime mudstone	Dolomitic limestone	Biotite monzogranite	Rhyolitic-dacitic tuff
X	274207	274351	275150	276908	274875
Y	3818391	3818158	3818899	3820180	3818750
Units	%	%	%	%	%
SiO₂	4.47	4.19	9.35	67.47	68
Al₂O₃	1.25	1.55	3.26	15.53	13.97
CaO	32.2	50.27	18.64	2.28	5.23
MgO	17.89	1.92	21.79	1.7	0.44
TiO₂	0.51	<0.1	<0.1	0.44	0.22
Fe₂O₃	2.58	0.73	29.49	1.85	0.79
SO₃	<0.1	<0.1	2.63	<0.1	0.13
P₂O₅	<0.1	<0.1	<0.1	0.23	<0.1
Na₂O	<0.1	<0.1	<0.1	4.1	6.32
K₂O	<0.1	0.16	1.62	5.33	2.86
SrO	<0.1	0.26	<0.1	<0.1	<0.1
L.O.I	41.01	40.75	13.18	1.01	2.06

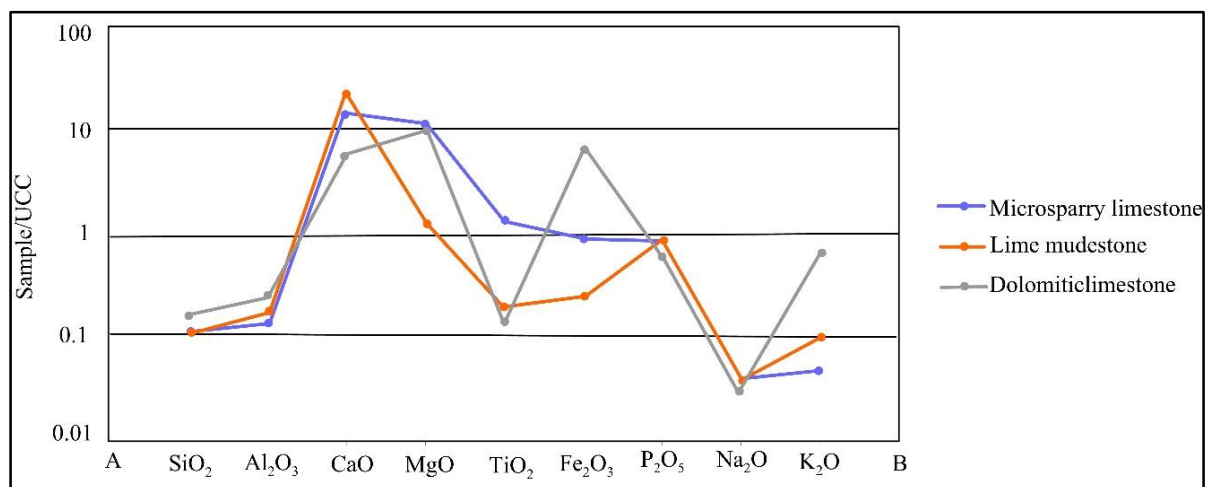
۵-۳- ژئوشیمی سنگ‌های رسوبی

۵-۳-۱- واحد سنگ آهک میکرواسپارایتی: نمونه برداشت شده از رخنمون این واحد Sm-GR-01 با مختصات جغرافیایی (utm) (X:274207, Y: 3818391) می‌باشد. این واحد سنگ‌آهک‌های کرم تا قهوه‌ای رنگ به سن کرتاسه می‌باشد و رگه‌هایی از کلسیت و سیلیس سنگ را در جهات مختلف قطع کرده است و آغستگی به اکسیدهای آهن (هماتیت) مشاهده می‌شود. بر اساس نتایج حاصل از XRF، این واحدها دارای ۳۲ درصد CaO، ۱۷/۸۹ درصد MgO و مقدار کمی Fe₂O₃ و همچنین اکسیدهای قلیایی می‌باشد.

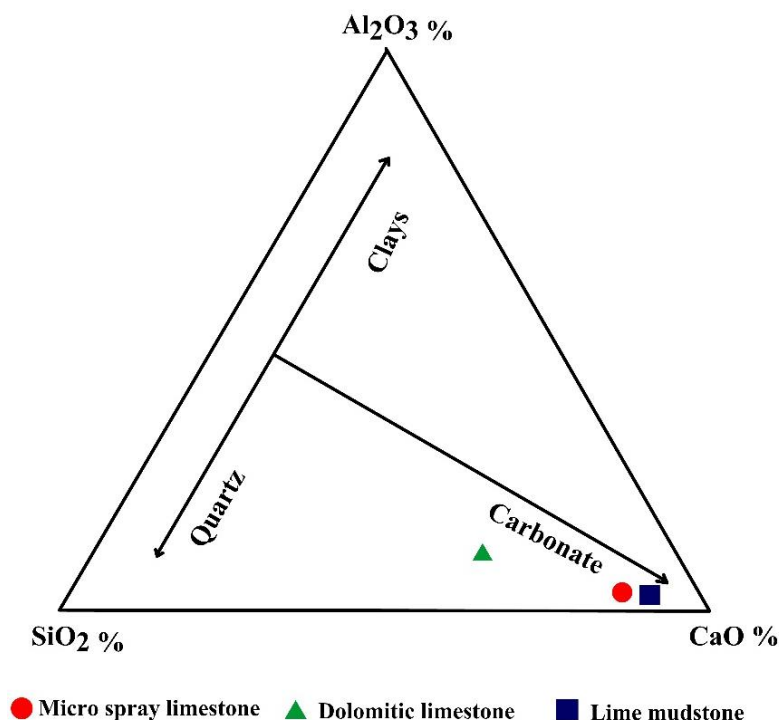
۵-۳-۲- واحد مادستون آهکی: نمونه برداشت شده از رخنمون این واحد Sm-GR-02 می‌باشد با مختصات جغرافیایی (X: 274351, Y:3818158) این واحد به رنگ خاکستری تیره و حاوی کانی‌های اپک می‌باشد. طبق نتایج حاصل از تجزیه‌ی شیمیایی، دارای CaO به مقدار 27/50 درصد می‌باشد و بقیه اکسیدها به مقدار کم وجود دارد.

۵-۳-۳- واحد سنگ آهک دولومیتی: نمونه با شماره GR-49-130 از عمق ۱۳۰ متری با مختصات جغرافیایی (X:275150, Y: 3818899) در قسمت شمال منطقه انتخاب شده است. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری جنس این نمونه سنگ آهک دولومیتی است، در ترکیب کانی‌شناسی این سنگ مگنتیت، پیریت و اندکی فلوگوپیت نیز مشاهده می‌گردد که در نتیجه فرآیند اسکارنی شدن تشکیل گردیده‌اند. واحد سنگ آهک دولومیتی در محدوده‌ی آهن معدن جو و دیگر ناهنجاری‌های آهن مجتمع سنگان میزبان کانی‌زایی آهن می‌باشد (گل محمدی ۱۳۹۳). طبق نتایج ژئوشیمیایی دارای 18/64 درصد CaO، 21/79 درصد MgO و 29/49 درصد Fe₂O₃ می‌باشد و بقیه اکسیدها به مقدار ناچیز مشاهده می‌شود (جدول ۱-۵). براساس نمودار مثلثی که سهم نسبی عناصر CaO, SiO₂, Al₂O₃ در سنگ‌های

رسوبی نشان می‌دهد (Rudnick and GaO., 2003). نمونه‌های مربوط به سنگ‌های رسوبی محدوده مورد مطالعه در قطب غنی از کربنات قرار می‌گیرند که در انطباق با مشاهدات صحرایی و نتایج مطالعات سنگ‌نگاری می‌باشد. جابه‌جایی نمونه سنگ‌آهک دولومیتی به سمت قطب‌های Al_2O_3 , SiO_2 به دلیل رخداد فرآیند اسکارن می‌باشد و کانی‌هایی مانند فلوگوپیت، کوارتز و مگنتیت به ترکیب کانی-شناسی سنگ کربناتی اضافه شده‌اند، شکل شماره (۲-۵). در نمودار (۱-۵) ترکیب شیمیایی سنگ‌های رسوبی محدوده مورد مطالعه به ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (Rudnick and GaO. 2003)، نرمال‌سازی شده است. غنی‌شدگی در مقدار CaO , MgO در نمونه‌ها به دلیل ترکیب آهکی و آهک دولومیتی نمونه‌ها می‌باشد در نمونه سنگ‌آهک دولومیتی مقدار Fe_2O_3 غنی‌شدگی شاخص نشان می‌دهد که به دلیل وجود مگنتیت و پیریت در نتیجه فرآیند اسکارن‌زایی در منطقه می‌باشد.



شکل ۵-۱. نمودار نرمال‌سازی سنگ‌های رسوبی ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (Rudnick and GaO. 2003).



شکل ۵-۲. نمودار مثلثی که سهم نسبی عناصر $CaO-Al_2O_3-SiO_2$ در سنگ‌های رسوبی نشان می‌دهد (He et al., 2016)، که سازندهای زمین‌شناسی منطقه کانسار آهن معدن جو از مقدار بالای کربنات برخوردار می‌باشند.

۵-۴- ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی سنگ‌های آذرین منطقه مورد نظر

لازم به ذکر است که در محدوده آهن معدن جو رخنمونی از توده‌های نفوذی مشاهده نمی‌شود، نزدیک‌ترین توده نفوذی به محدوده معدن جو، سنگ‌های آذرین گرانیتی است که در بخش شمال شرقی محدوده و در شرق کانسار سم‌آهنی رخنمون دارد، در چهارچوب تحقیق حاضر به برداشت یک نمونه ژئوشیمیایی معرف از این توده نفوذی بسنده شده است (آهی، ۱۳۹۳) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود این توده گرانیتی را مطالعه نموده است از این‌رو بررسی ویژگی ژئوشیمی توده‌های نفوذی منطقه از ۱۳ نمونه (آهی، ۱۳۹۳) استفاده شده است. به‌منظور رده‌بندی و نامگذاری شیمیایی سنگ‌های آذرین معمولاً از روش‌ها و دیاگرام‌های مختلفی استفاده می‌شود. در تقسیم‌بندی گرانیت‌ها، مشخصه‌های متفاوتی نقش دارند، محققین سعی کرده‌اند گرانیت‌ها را بر اساس مبنای مختلف از جمله کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی، موقعیت تکتونیکی و پتروژنز رده‌بندی کنند که در این بخش، رده-

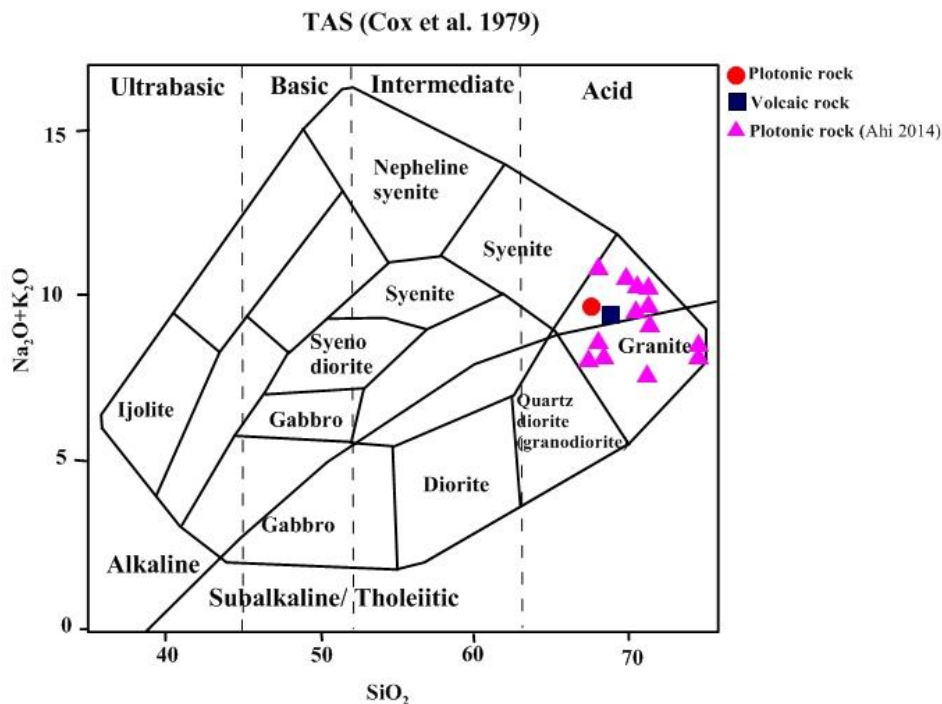
بندی بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی بررسی می‌شود. در این پژوهش از دیاگرام‌های TAS استفاده شده است.

جدول ۵-۲. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده نفوذی به روش XRF (آهی، ۱۳۹۳).

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO
S 1	67.9	15.3	1.9	1.1	2.3	3.9	4.2	0.2	0.6	0
S 2	69.1	14.3	2	0.8	2.3	3.6	4.6	0.1	0.5	0
S 3	70	14.7	1.9	0.5	1.2	4.1	5.2	0.1	0.5	0
S 4	74.8	12.7	0.4	0.4	0.8	2.6	5.7	0.1	0.3	0
S 5	74.8	12.8	0.8	0.4	1.1	3	5	0.1	0.2	0
S 6	67	15.5	1.8	1.2	2.5	4	3.9	0.2	0.7	0
S 7	68.8	15	1	1.1	2.2	4.3	4.6	0.2	0.5	0
S 8	69.71	13.48	1.72	0.75	2.99	4.37	6.44	0.09	0.47	0.06
S 9	69.87	13.14	1.78	0.75	2.69	4.14	6.46	0.1	0.44	0.08
S 10	67.73	12.89	1.74	0.75	4.2	3.25	7.81	0.1	0.42	0.09
S 11	70.81	14.27	1.93	0.75	2.47	2.93	4.79	0.12	0.43	0.05
S 12	70.99	14.16	0.9	0.75	2.11	4.8	5.03	0.1	0.51	0.01
S 13	69.4	14.13	1.3	0.75	1.65	5.76	5.13	0.1	0.46	0.01
S 14	70.26	14.27	1.38	0.75	2.08	4.5	4.9	0.1	0.47	0.02

۵-۵- طبقه‌بندی TAS (TA=Total Alkali, S= SiO₂)

یکی از نمودارهای مورد استفاده جهت تقسیم‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین، استفاده از نمودار تغییرات درصد وزنی SiO₂ در برابر مجموع مقدار Na₂O و K₂O می‌باشد که در تجزیه سنگ با حذف H₂O و CO₂ بر اساس صد در صد محاسبه می‌شود. این نمودار، اولین بار توسط (Cox et al, 1979) ارائه شده است نمودار (۵-۳). بر اساس این نمودار، نمونه‌های سنگی برداشت‌شده از توده نفوذی منطقه در محدوده گرانیات واقع شده‌اند.



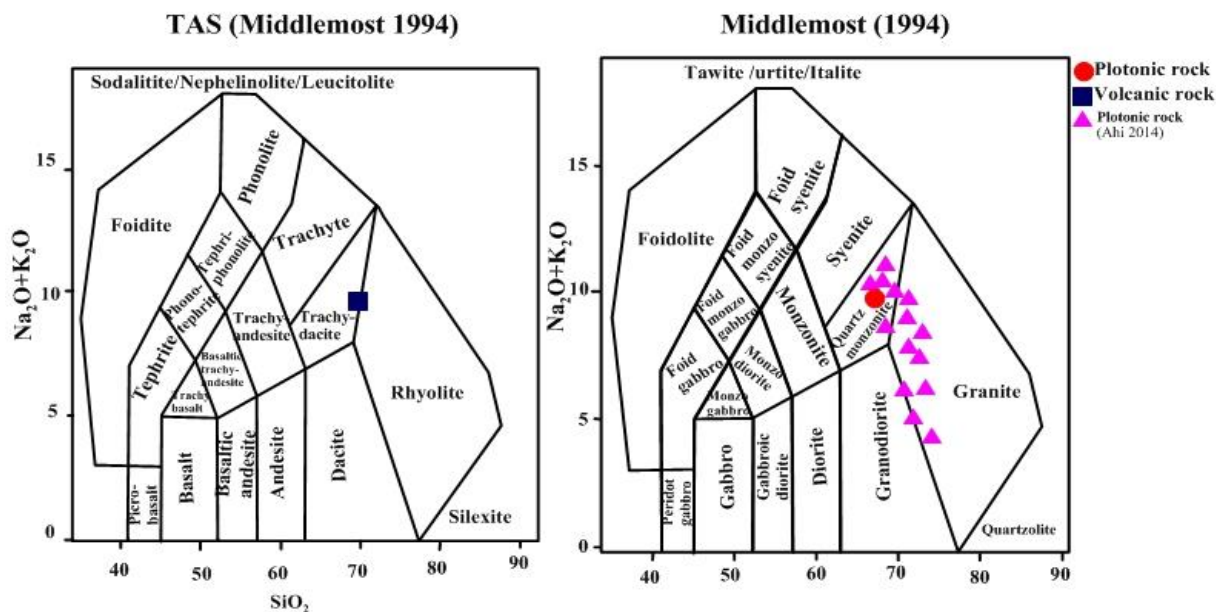
شکل ۳-۵. نمودار موقعیت سنگ‌های پلوتونیک منطقه معدن جو با استفاده از نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2

(Cox et al, 1979)

طبق نظر حاجی‌علی (۱۳۸۶) با بررسی ژئوشیمی و پترولوژی توده‌ی گرانیتی سرنوسر (که در شمال منطقه قرار دارد) در بخش آنومالی‌های شرقی سنگان بر اساس نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (TAS) و نمودار An-Ab-Or (نیکولسکو^۱ و همکاران، ۱۹۹۹ به نقل از بارکر^۲، ۱۹۷۹) نمونه‌ها در محدوده‌ی گرانیت قرار می‌گیرند. طبق نظر مظاهری (۱۳۸۰)، گرانیت سرنوسر یک هورنبلند بیوتیت گرانیت با بافت‌های متفاوت است که عمدتاً حاوی کوارتزهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، اورتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت قهوه‌ای و هورنبلند سبز به عنوان کانی‌های اصلی، اسفن، زیرکن، مگنتیت و آپاتیت به عنوان متداول‌ترین کانی‌های فرعی می‌باشد.

¹ Nicolescu et al.

² Burker.



شکل ۴-۵. طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه با استفاده از نمودار (Middlemost, 1994). شکل سمت راست،

سنگ‌های نفوذی. شکل سمت چپ، سنگ‌های آتشفشانی.

۵-۶- تعیین سری ماگمایی منطقه بر اساس عناصر اصلی

فراوانی آندزیت‌ها و ریوداسیت‌ها، ترکیب کالک‌آلکانل ماگما، گستردگی و ادامه فعالیت‌های ماگمایی در محدوده زمانی ترشیری، ارتباط فعالیت‌های ماگمایی با فرآیند تکتونیکی زون فرورانش را تایید می‌کند. بر حسب چگونگی برخورد دو صفحه، سه نوع فرورانش وجود دارد که عبارتند از:

۱- فرورانش بین دو پوسته‌ی اقیانوسی

۲- فرورانش بین یک پوسته‌ی اقیانوسی و یک پوسته‌ی قاره‌ای

۳- فرورانش بین یک پوسته‌ی اقیانوسی و یک پوسته‌ی حدواسط که در این صورت ماگماها به‌طور متناوب جزء سری تولیث و کالک‌آلکانل می‌باشند ضمن اینکه ترکیب و نسبت حجمی آنها نسبت به پوسته متغیر است.

-سری شوشونیتی که مخصوص فرورانش نوع دوم است. وایت و جاکس^۱ (۱۹۷۲) نشان داده‌اند که ماگماهای شوشونیتی، آخرین فرآیندهای ماگمایی مناطق در حال فرورانش می‌باشند و زمانی که فرورانش بین یک صفحه اقیانوسی و یک صفحه قاره‌ای صورت گیرد، به وجود می‌آیند. البته سری شوشونیتی در داخل قاره و اقیانوس هم دیده می‌شود. سری‌هایی که در مناطق در حال فرورانش دیده می‌شوند عبارتند از:

-سری تولییتی

-سری تولییتی+سری کالک‌آلکالن

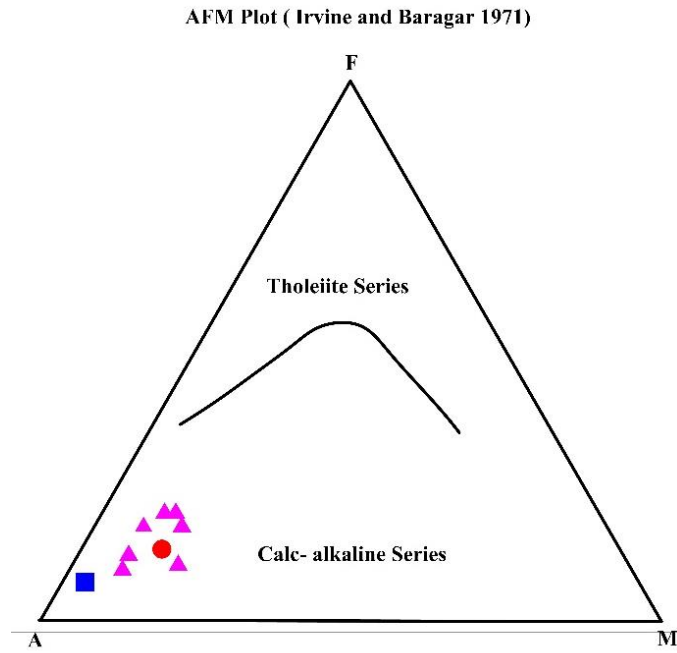
-سری تولییتی+سری کالک‌آلکالن+سری آلکالن

-سری کالک‌آلکالن+سری شوشونیتی

از جمله نمودارهایی که به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین، بکار می‌رود نمودار AFM می‌باشد (Irvine and Baragar, 1971). این نمودار برای جدایش سری کالک‌آلکالن از سری تولییتی کاربرد دارد. بر اساس نتایج حاصل از این نمودار، نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در محدوده ماگماهای کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶). ماگماهای کالک‌آلکالن حاصل اختلاط ماگماهای منشاء گرفته از گوشته و پوسته‌اند (Tatsumi and Takahashi, 2006). همچنین طبق نمودار پکسریلو و تایلور^۲ (۱۹۷۶) که بر اساس مقدار K_2O در برابر SiO_2 ترسیم شده است، نمونه‌ها در محدوده‌ی سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند شکل (۵-۷). بر اساس مطالعات مظاهری (۱۳۷۷) و حاج علی (۱۳۸۶) مجموعه گرانیتی سرنوسر در قسمت شرقی خود غنی از K بوده و دارای Ca و Fe کمتری می‌باشند.

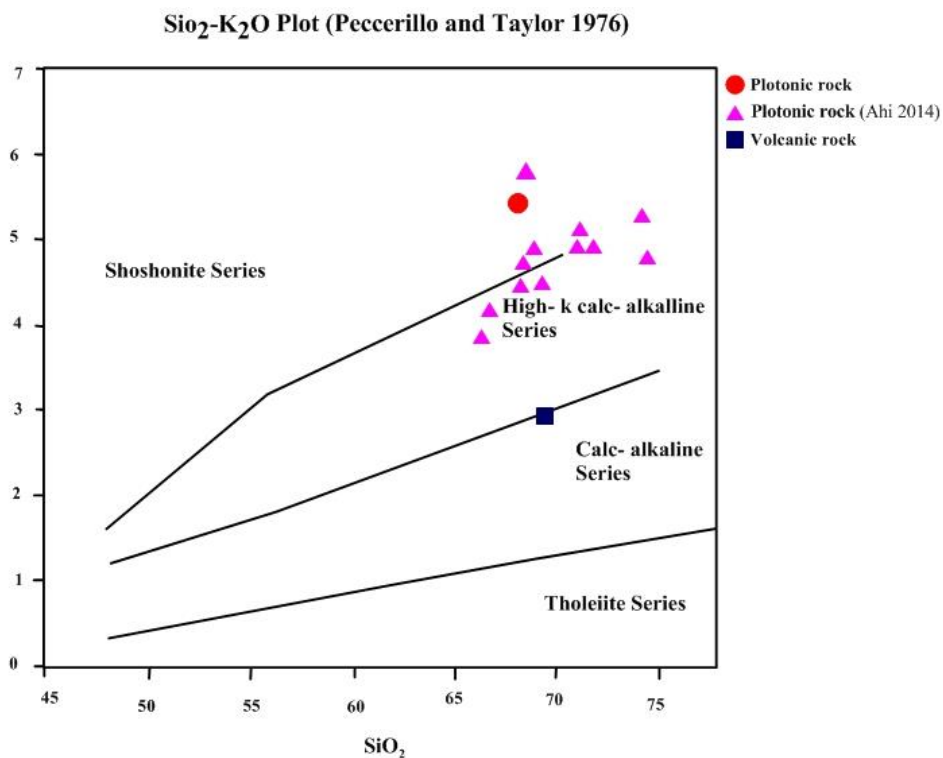
¹ Whaite & Jacks

² Peccerillo & Taylor.



شکل ۵-۵. نمودار AFM اروین باراگار و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در بخش سری‌های کالک‌آلکان

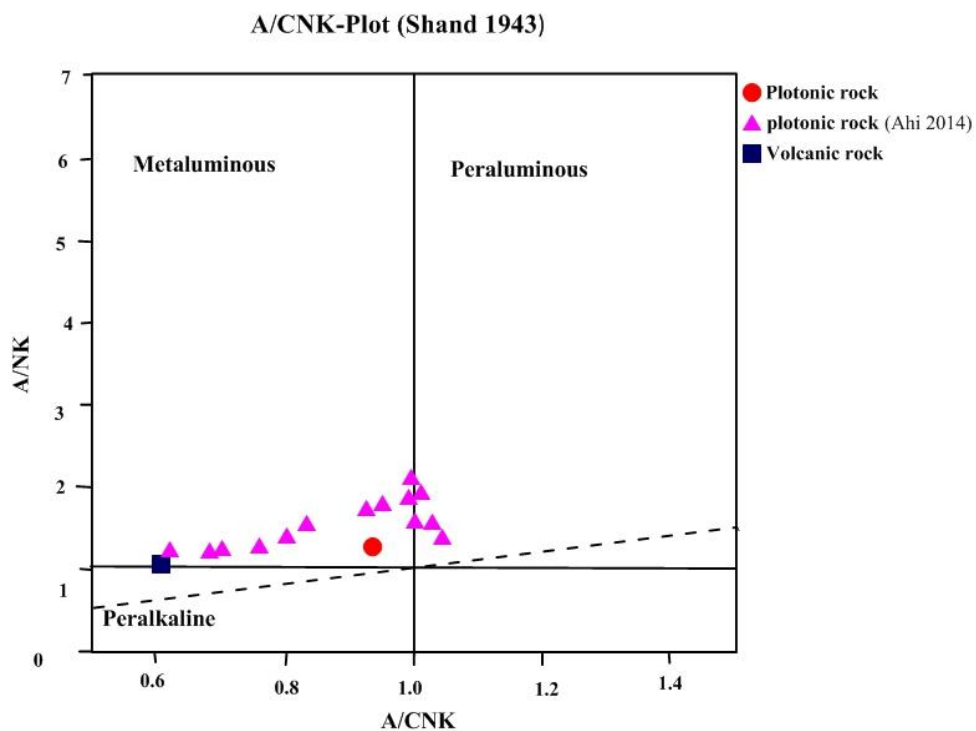
(Irvine&Baragar, 1971)



شکل ۵-۶. نمودار تعیین سری ماگمایی سنگ‌های پلوتونیک منطقه‌ی مورد مطالعه، اکسیدها بر حسب درصد وزنی

(Peccerillo & Taylor, 1976)

به منظور تعیین ضریب اشباع از آلومین گرانیتوئیدهای منطقه از نمودار شاند^۱ (۱۹۴۳) استفاده شده است که در آن مقادیر مولار اکسیدهای آلومینیم به سدیم و پتاسیم (A/NK) در مقابل اکسیدهای آلومینیم به کلسیم، سدیم و پتاسیم (A/NK) قرار می‌گیرد. بر اساس این نمودار، سنگ‌های آذرین به سه نوع فوق آلكالن، فوق آلومینیم و متآلومینیم قابل تفکیک می‌باشند. بر این اساس نمونه‌ها در محدوده‌ی گرانیت‌های نوع متآلومینوس تا پراآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۵-۸). مینارت و نیکو (۱۹۸۱) با گردآوری داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به طیف وسیعی از توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های مختلف نشان داد که ماهیت کلسیمی قلیایی، پرپتاسیم و متآلومین بودن نمونه‌های مربوط به توده‌ی نفوذی، حاکی از ارتباط گرانیت سرنوسر با محیط فرورانش و قرارگرفتن در محیط تکتونیکی کمان آتشفشانی است.



شکل ۵-۷. نمودار بررسی درجه اشباع از آلومینیم برای نمونه‌های توده نفوذی (Shand, 1994).

¹ Shand

۵-۷- موقعیت تکتونیکی توده‌ی نفوذی منطقه

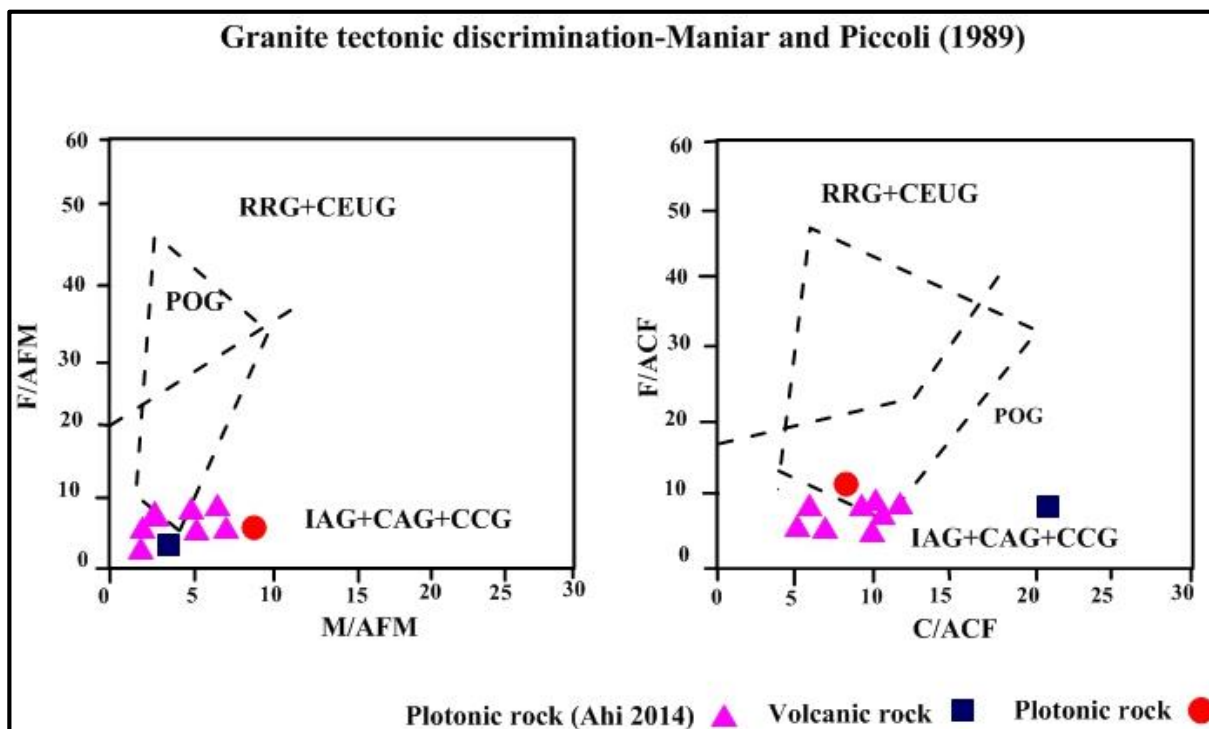
یکی از عوامل مهمی که در تعیین انواع مختلف کانساری از اهمیت خاصی برخوردار است، سری‌های ماگمایی می‌باشد و با توجه به اینکه موقعیت تکتونیکی در تعیین نوع و سری ماگمایی موثر می‌باشد لذا شناخت نوع محیط تکتونیکی، از اهداف اصلی در هر منطقه‌ای به شمار می‌رود (Pearce et al., 1984) رابطه بین ترکیب شیمیایی و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها را مورد بررسی قرار داده است، در تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های آذرین از نمودارهای متفاوتی استفاده می‌شود. یکی از این نمودارها، نمودار (Maniar and Piccoli., 1981) است (نمودار ۵-۹). بر طبق این نمودار که بر اساس درصد وزنی SiO_2 در برابر K_2O ترسیم شده است، تمامی نمونه‌های مربوط به توده‌ی گرانیتی در محدوده‌ی $IAG + CAG + CCG$ قرار می‌گیرند.

IAG (Island Arc Granitoids) گرانیتوئیدهای جزایر قوسی.

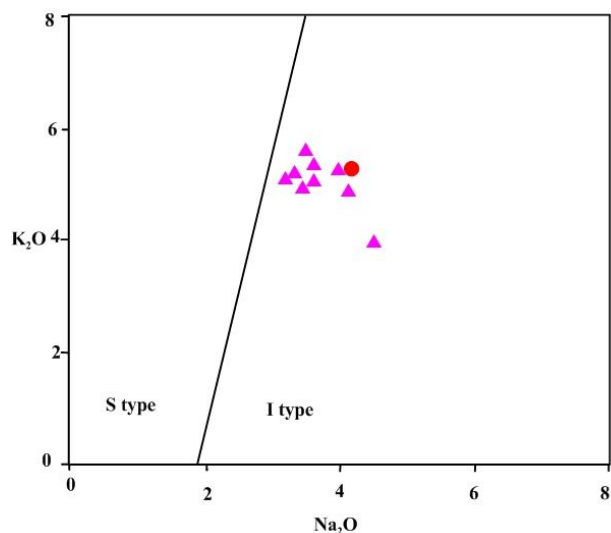
(RRG) (Rift Related Granitoids) گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت.

(CCG) (Continental Collosien Granitoids) گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای.

(CAG) (Continental Arc Granitoids) گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای.



شکل ۵-۸. محیط تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار مینار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989).
 بر اساس نسبت (K_2O-Na_2O) نیز می‌توان گرانیت‌های نوع I را از نوع S تشخیص داد (Chappell and White, 1974) که نمونه‌های مربوط به توده‌ی نفوذی در بخش گرانیت نوع I قرار می‌گیرند شکل ۵-۹).



شکل ۵-۹. نمودار تغییرات Na_2O-K_2O (Chappell and White, 1974) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی

آن.

۵-۸- ژئوشیمی کانسنگ‌های منطقه

از جمله مهمترین بخش‌های مطالعاتی پیرامون یک کانسار، مطالعات ژئوشیمیایی می‌باشد. به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی، در منطقه معدن جو نمونه‌برداری از رخنمون‌های کانه‌زایی منطقه و از گمانه‌ها انتخاب شده است هدف از انجام مطالعات ژئوشیمیایی دستیابی به عناصر اصلی و مفید و عناصر مزاحم کانسار جهت استحصال و فرآوری ماده معدنی می‌باشد و بررسی ارتباط ژنتیکی میان عناصر که در تعیین تیپ کانه‌زایی می‌تواند مفید واقع شود در نمونه‌برداری سطحی با بررسی رفتار ژئوشیمی عناصر می‌توان به موقعیت کانسار در سطح و عمق پی ببریم و همچنین تغییرات عیار عناصر کانه‌ساز را در بخش‌های مختلف کانسار بررسی کرده و نتایج آن می‌تواند در تعیین عیار حد و تخمین ذخیره کانسار مفید واقع شود.

۵-۸-۱- تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های کانسنگ

در بحث مطالعه کانسار معدن جو بر اساس مطالعات صحرایی از رخنمون‌ها و بررسی لاگ‌های حفاری تعداد ۱۰ نمونه کانسنگ به روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده‌ی القایی (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry: ICP-MS) در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شده‌اند که در زیر به توصیف آنها پرداخته می‌شود.

جدول ۵-۳. نتایج حاصل از آنالیز ICP MS برای ۱۰ نمونه کانسنگ منطقه معدن جو.

Sample	01	02	03	4-8	4-11	4-13	49-103	55-32	55-58	55-65
X	274835	"	"	274699	"	"	271550	274850	"	"
Y	3818650	"	"	3818749	"	"	3818899	3818799	"	"
Litology	Grt-Px	Grt-mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag-Py-Cpy-Ca	Mag-Py-Cpy-Phl	Mag-Phl-Px-Grt	Mag-II-Ca
Al (%)	6.01	2.05	0.35	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.29	0.76	< 0.1	0.74
Fe	11.5	32.57	39.86	43.22	42.61	42.36	41.18	39.35	34.54	40.52
Mg	4.66	9.16	6.25	3.67	3.32	4.03	5.68	7.54	17.76	7.55

Ca	6.63	0.12	0.7	0.61	0.16	0.28	0.13	<0.1	<0.1	<0.1
Na	0.42	<0.1	0.13	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
K	0.95	1.15	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.24	<0.1	0.14
Ti	0.31	0.11	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.08	0.08
P	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01
S	0.38	0.16	0.64	0.48	10.52	9.93	33.63	2.93	0.34	14.94
Ag(ppm)	6.71	2.57	3.34	11.87	6.73	3.04	4.39	2.87	7.9	14.64
As	26.17	4.31	5.1	3.15	6.31	6.86	9.46	4.66	6.27	8.59
Ba	1805.29	282.57	68.12	<10	<10	<10	<10	423.92	<10	194.3
Be	1.39	<0.1	<0.1	<0.1	0.11	0.11	0.11	0.4	<0.1	<0.1
Cd	0.1	<0.1	0.2	0.21	<0.1	0.78	0.25	<0.1	<0.1	<0.1
Co	13.72	8.35	13.25	7.46	4.9	15.05	52.68	8.06	4.24	2.06
Cr	45.62	18.59	14.44	9.61	7.65	11.87	16.29	16.45	17.3	23.92
Cs	1.03	23.73	1.35	<1	<1	<1	<1	6.34	<1	3.19
Cu	16.23	11.11	303.61	66.64	272.14	253.8	806.13	118.45	86.31	309.26
Ga	5.04	6.32	2.22	2.17	2.27	2.33	1.4	2.07	1.87	2.36
Hf	3.57	1.4	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1.75	1.55
Li	6.25	20.34	3.45	1.8	3.91	3.24	3.43	3.55	3.52	3.42
Mn	2999.67	539.55	845.55	1220.68	1076.87	942.99	554.18	673.08	865.86	703.61
Mo	0.42	0.78	0.37	0.3	0.4	0.63	1.03	0.35	0.36	0.33
Nb	26.87	4.36	4.49	1.44	3.59	5.59	3.98	7.05	18.43	4.72
Ni	18.31	23.76	11.59	7.93	15.61	17	17.06	9.44	11.39	13.12
Pb	29.56	34.09	415.1	56.24	58.89	235.97	53.05	44.21	29.79	55.98
Rb	133.23	352.07	23.15	2.49	2.6	2.43	15.54	88.98	4.91	72.37
Sc	5.45	1.75	<1	1.07	<1	<1	<1	1.84	3.13	1.34
Sn	106.41	4.19	5.92	4.92	2.62	4.32	4.31	2.41	3.25	3.75
Sr	531.22	85.96	37.87	150.92	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ta	1.26	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Th	3.24	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1.14	<1
U	2.72	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1.07	<1
V	100.54	208.45	209.05	235.73	237.13	228.14	222.24	189.69	169.51	230.78
W	28.65	<1	4.61	2.19	2.84	2.74	9.49	2.42	8.94	12.06

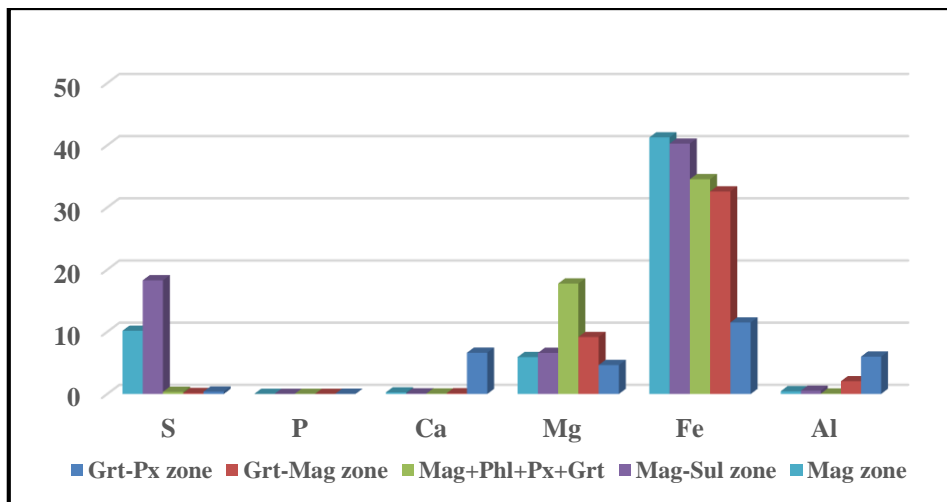
Y	18.8	<1	<1	1.13	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	51.24	55.14	205.23	265.08	116.89	1299.4	48.31	53.13	66.02	61.42
Zr	104.53	73.59	78.61	73.74	73.94	72.52	89.18	73.75	92.49	112.46
La	2.76	2.32	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ce	6.24	3.75	<1	1.3	<1	<1	<1	3.25	2.07	1.35

۵-۸-۲- بررسی تغییرات غلظت عناصر مهم کانسنگ‌های منطقه

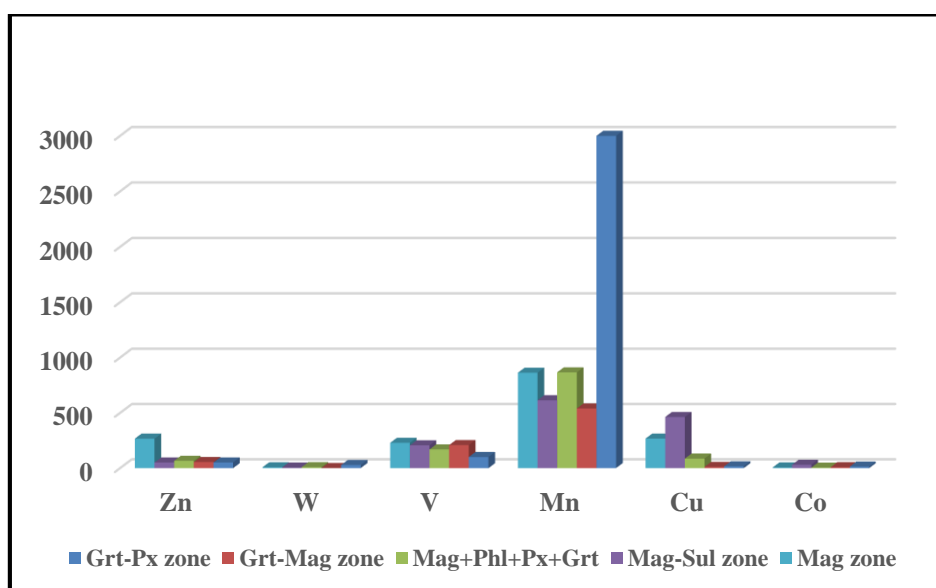
در این بخش تغییرات غلظت عناصر اصلی مهم از جمله آهن، آلومینیوم، کلسیم، منیزیم، فسفر، گوگرد و عناصر کمیاب مهم در کانسنگ‌های اسکارن آهن منطقه معدن جو در نمونه‌های مطالعه شده بررسی می‌شود که در زیر به آن پرداخته شده است. با توجه به داده‌های جدول (۴-۵) برای هر کانسنگ میانگین مقادیر محاسبه شده است و در نمودارهای شکل (۵-۱۱) و (۵-۱۲) نشان داده شده است.

جدول ۴-۵. داده‌های میانگین نمونه‌های کانسنگ منطقه معدن جو.

Major Oxids (wt%)						
sample	Al	Fe	Mg	Ca	P	S
Grt-Px zone	6.01	11.5	4.66	6.63	0.03	0.38
Grt-Mag zone	2.05	32.57	9.16	0.12	0.0075	0.16
Mag+Phl+Px+Grt	0.075	34.54	17.76	0.075	0.02	0.34
Mag-Sulfid zone	0.525	40.265	6.61	0.1025	0.0075	18.28
Mag zone	0.44	41.26	5.93	0.25	0.008	10.17
Trace Elements (ppm)						
sample	Co	Cu	Mn	V	W	Zn
Grt-Px zone	13.72	16.23	2999.67	100.54	28.65	51.24
Grt-Mag zone	8.35	11.11	539.55	208.45	0.75	55.14
Mag+Phl+Px+Grt	4.24	86.31	865.86	169.51	8.94	66.02
Mag-Sulfid zone	30.37	462.29	613.63	205.965	5.955	50.72
Mag zone	6.11	266.65	862.56	229.14	7.57	266.5



شکل ۵-۱۰. نمودار میانگین عناصر اصلی برای نمونه‌های کانسنگ منطقه.

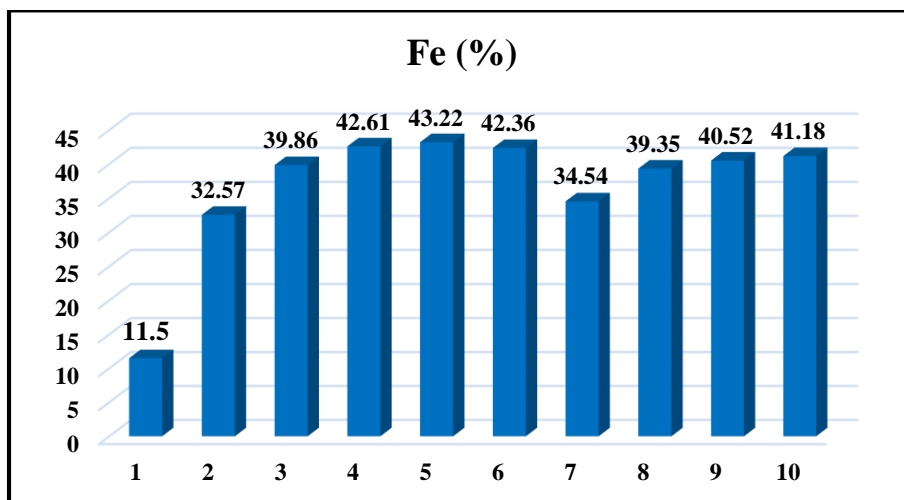


شکل ۵-۱۱. نمودار میانگین عناصر کمیاب در نمونه‌های کانسنگ منطقه.

آهن (Fe)

مهمترین عنصر در منطقه معدن جو آهن می‌باشد و بیشتر به صورت مگنتیت حضور دارد گسترش کانه‌زایی آهن در رخنمون مرکز منطقه و گمانه‌های حفاری شده در مرکز و به سمت شمال منطقه می‌باشد، در بعضی از قسمت‌های منطقه در مطالعات سطحی و زیرسطحی به صورت اسپیکیولاریت و هماتیت ثانویه و گوتیت نیز مشاهده می‌-

شود. فراوانی پوستهای آهن ۵/۶ درصد می باشد تغییرات این عنصر در نمونه های کانسنگ منطقه بین ۱۱/۵ تا ۴۳/۲۲ است که طبق مطالعات کانی شناسی و نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی نمونه ها کمترین عیار مربوط به زون گارنت- پیروکسن می باشد و بالاترین عیار مربوط به نمونه ی گمانه 4-8 B- به مقدار ۴۳/۲۲٪ در زون مگنتیت اسکارن مشاهده می شود و عیار متوسط ۳۲/۵۷٪ در زون گارنت- پیروکسن اسکارن مشاهده می شود. آستانه اقتصادی بودن این عنصر برای تیپ های مختلف کانه زایی متفاوت می باشد و بین ۴۰ تا ۵۰ درصد است با توجه به این که در منطقه اسکارن معدن جو طبق مطالعات عیار ۴۳/۲۲ و داده های مجتمع سنگ آهن سنگان برای کل حفاری های صورت گرفته در منطقه عیار ۶۳ درصد در گمانه B-4 زون مگنتیت منطقه که بالاترین عیار در نظر گرفته شده است این منطقه به لحاظ کانه زایی آهن اقتصادی می باشد. نمودار شکل (۵-۱۲) تغییرات عنصر آهن را در نمونه های کانسنگ منطقه نشان می دهد.

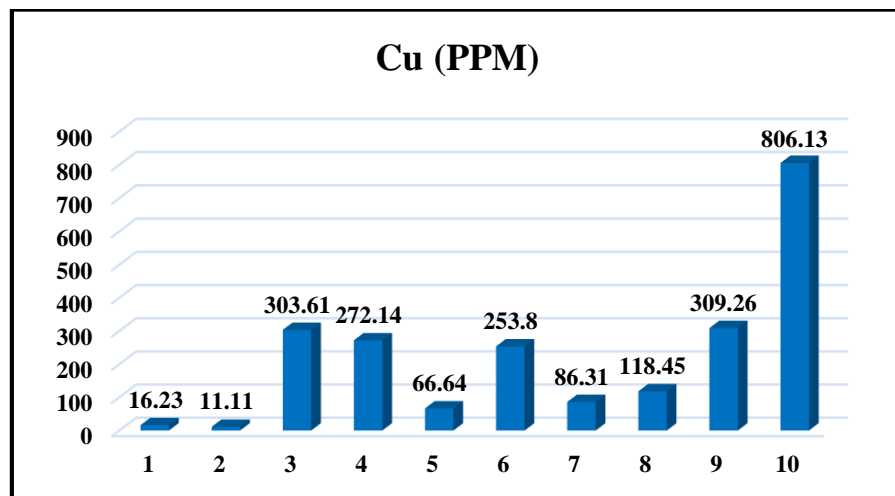


شکل ۵-۱۲. نمودار تغییرات Fe (%) برای نمونه های کانسنگ منطقه.

مس (Cu)

مس از عناصر مهم دیگر در اسکارن ها می باشد، فراوانی پوستهای این عنصر ۶۰ PPM می باشد مقدار این عنصر در منطقه از ۱۱/۱۱ تا ۸۰۶/۱۳ (ppm) متغیر است. کمترین مقدار آن در زون کانی سازی گارنت- مگنتیت در رخنمون مرکز منطقه مشاهده می شود. بیشترین مقدار مس در منطقه در زون

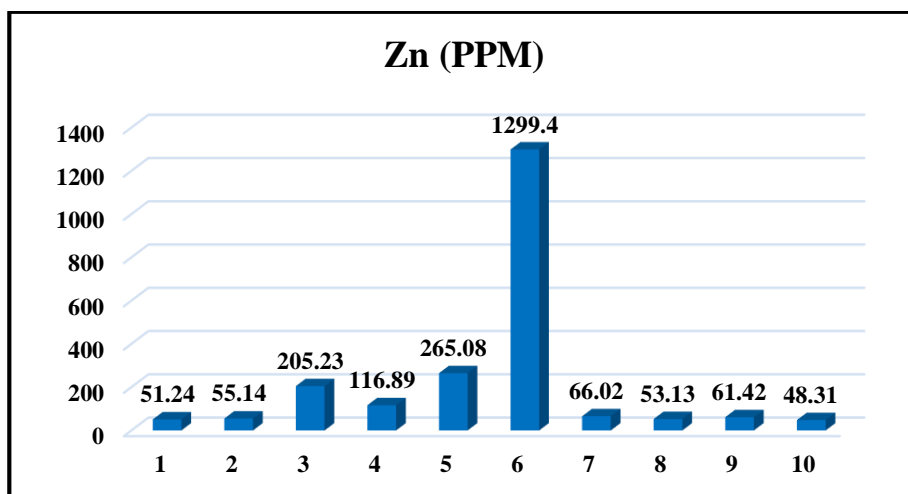
کانی‌سازی گمانه B-49 قرار دارد و عیار متوسط آن در زون مگنتیت رخنمون مرکز منطقه مشاهده می‌شود. در نمونه‌های برداشت‌شده و مطالعات میکروسکوپی کانی‌های گروه مس از جمله کالکوپیریت و مالاکیت مشاهده شده است که با نتایج آنالیز تطابق دارد. آستانه اقتصادی بودن مس ۰/۶ درصد می‌باشد با توجه به عیار مس در منطقه این عنصر دارای ارزش اقتصادی نمی‌باشد. نمودار شکل (۵-۱۳) تغییرات این عنصر را در نمونه‌های کانسنگ منطقه نشان می‌دهد.



شکل ۵-۱۳. نمودار تغییرات Cu (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه.

روی (Zn)

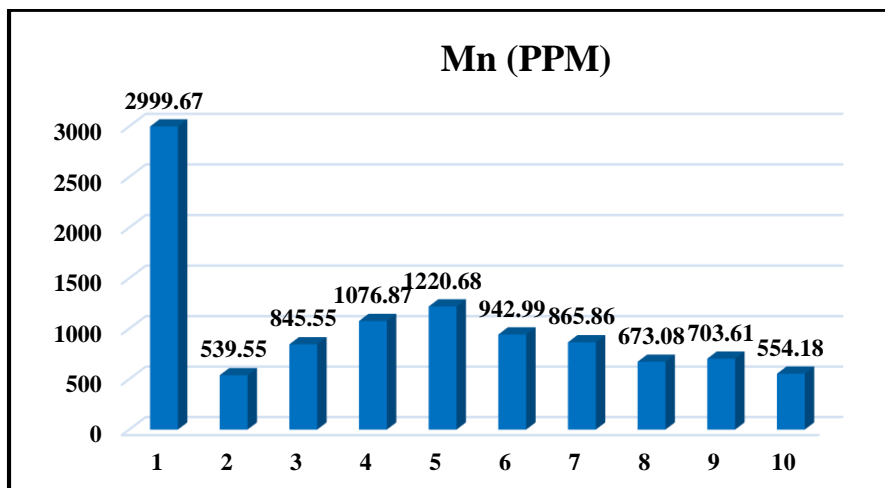
مقدار عنصر روی در منطقه از ۴۸/۳۱ تا ۱۲۹۹/۴ PPM متغیر است، فراوانی پوسته‌ای این عنصر ۰/۰۰۷ درصد می‌باشد، بیشترین مقدار روی در منطقه در زون مگنتیت اسکارن در گمانه B-4-13 می‌باشد و کمترین مقدار آن در گمانه B-49-103 زون مگنتیت کلسیت اسکارن وجود دارد و مقدار متوسط این عنصر نیز در گمانه B-4-8 می‌باشد. آستانه اقتصادی این عنصر ۵ درصد است، با توجه به مقدار مشاهده شده در منطقه این عنصر دارای ارزش اقتصادی نیست بلکه این عنصر از عناصر مهم همراه با کانه‌زایی اسکارن آهن منیزیمی می‌باشد که طبق مطالعات مورد تایید می‌باشد. تغییرات این عنصر در نمونه‌های کانسنگ منطقه در شکل (۵-۱۴) نشان داده شده است.



شکل ۵-۱۴ نمودار تغییرات Zn (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه.

منگنز (Mn)

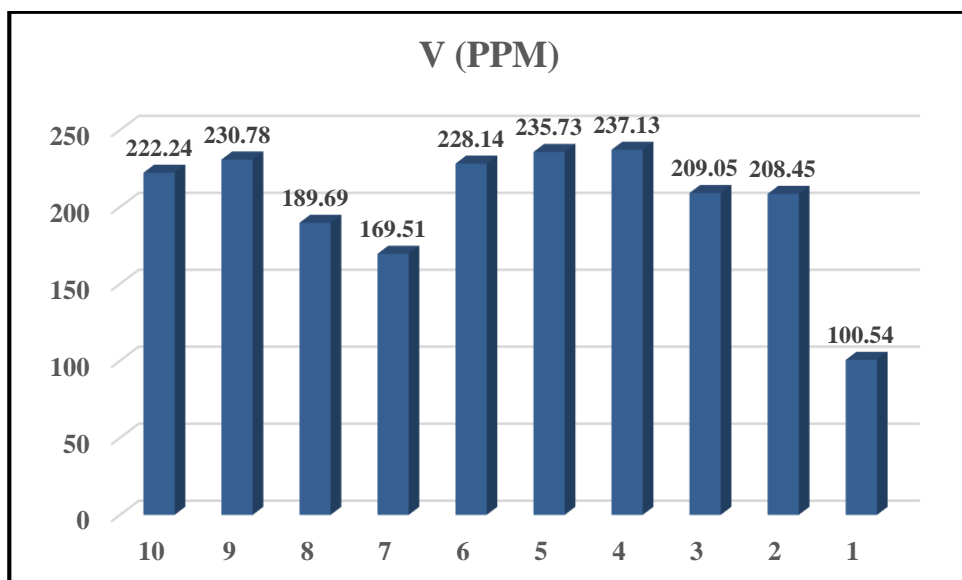
در منطقه مورد مطالعه آثاری از دندریته‌های منگنز بیشتر در قسمت غرب منطقه در نمونه‌های دستی مشاهده می‌شود. فراوانی پوسته‌ای این عنصر ۰/۰۹۵ درصد می‌باشد. مقدار منگنز در نمونه‌های مطالعه‌شده کانسنگ منطقه از ۵۳۹/۵۵ تا بیشترین عیار ۲۹۹۹/۶۷ PPM متغیر است، کمترین عیار آن در زون کانی‌سازی گارنت- مگنتیت در نمونه‌های سطحی در مرکز منطقه مشاهده می‌شود و بیشترین مقدار آن در زون گارنت- پیروکسن می‌باشد. آستانه اقتصادی شدن این عنصر ۲۵ درصد می‌باشد که با توجه به بیشترین عیار آن در منطقه این مقدار نمی‌تواند ارزش اقتصادی داشته باشد. نمودار شکل (۵-۱۵) تغییرات این عنصر را در نمونه‌های کانسنگ منطقه نشان می‌دهد.



شکل ۵-۱۵. نمودار تغییرات Mn (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه.

وانادیوم (V)

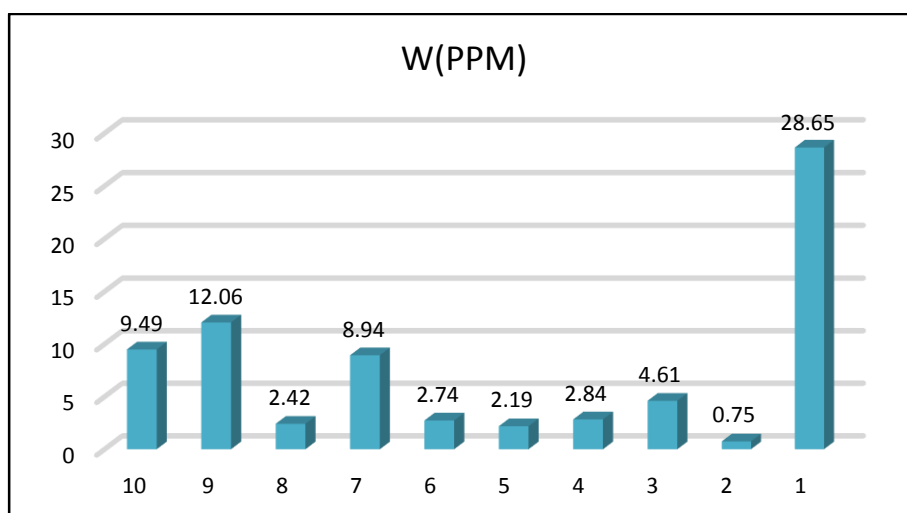
وانادیوم یکی از عناصر مهم همراه با کانسارهای اسکارن آهن می‌باشد. فراوانی پوسته‌ای این عنصر ۱۲۰ PPM می‌باشد. مقدار این عنصر در نمونه‌های کانسنگ منطقه از ۵۴/۱۰۰ تا ۱۳/۲۳۷ PPM متغیر است. کمترین مقدار مربوط به زون گارنت-پیروکسن در مرکز منطقه می‌باشد و بیشترین مقدار در زون مگنتیت گمانه B-4-11 وجود دارد. آستانه اقتصادی بودن برای این عنصر ۰/۱ درصد می‌باشد با توجه به عیار این عنصر در منطقه دارای ارزش اقتصادی نمی‌باشد. تغییرات این عنصر در نمونه‌های کانسنگ منطقه در نمودار شکل (۵-۱۶) نشان داده شده است.



شکل ۵-۱۶. نمودار تغییرات V (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه.

تنگستن (W)

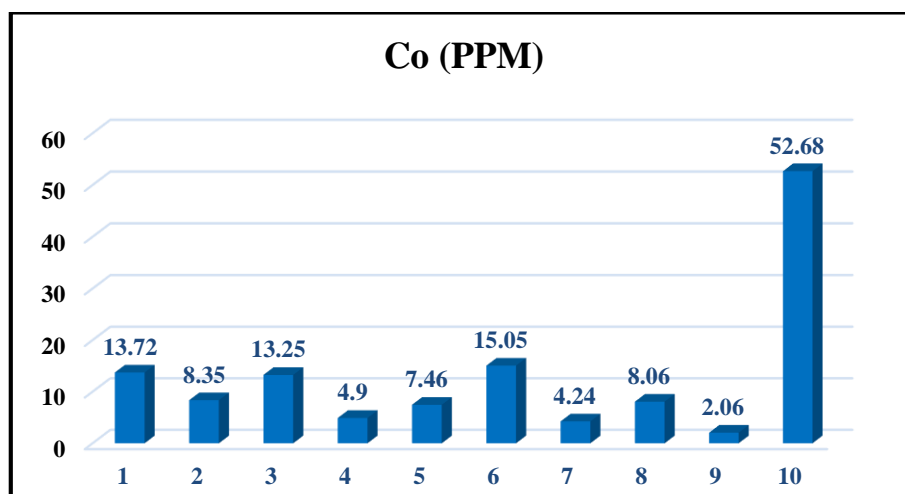
مقدار تنگستن در کانسنگ‌های منطقه به صورت ناچیز در زون کانی‌سازی گارنت- مگنتیت تا بیشترین مقدار در زون گارنت- پیروکسن به مقدار ۲۸/۶۵ PPM می‌باشد. فراوانی پوسته‌ای این عنصر ۱/۲۵ PPM می‌باشد. میزان تغییرات این عنصر در نمونه‌های کانسنگ منطقه در نمودار شکل (۵-۱۷) نشان داده شده است.



شکل ۵-۱۷. نمودار تغییرات W (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه.

کبالت (Co)

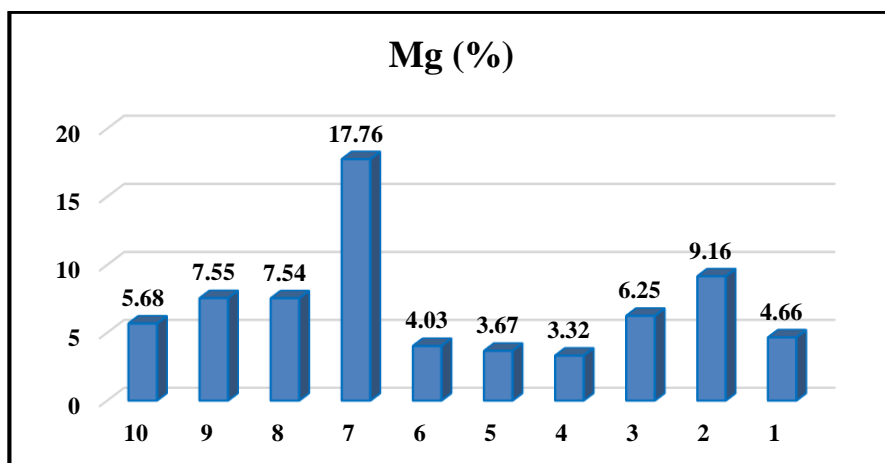
در نمونه‌های کانسنگ منطقه کمترین مقدار کبالت در مطالعات زیرسطحی در گمانه B-55-42 در زون مگنتیت اولیوین گارنت پیروکسن مشاهده می‌شود و بیشترین مقدار در گمانه B-49-103 به مقدار ۵۲/۶۸ می‌باشد. فراوانی پوسته‌ای برای این عنصر ۲۵ PPM می‌باشد. تغییرات غلظت این عنصر در نمونه‌های کانسنگ منطقه در نمودار شکل (۵-۱۸) نشان داده شده است.



شکل ۵-۱۸. نمودار تغییرات Co (ppm) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه.

منیزیم (Mg)

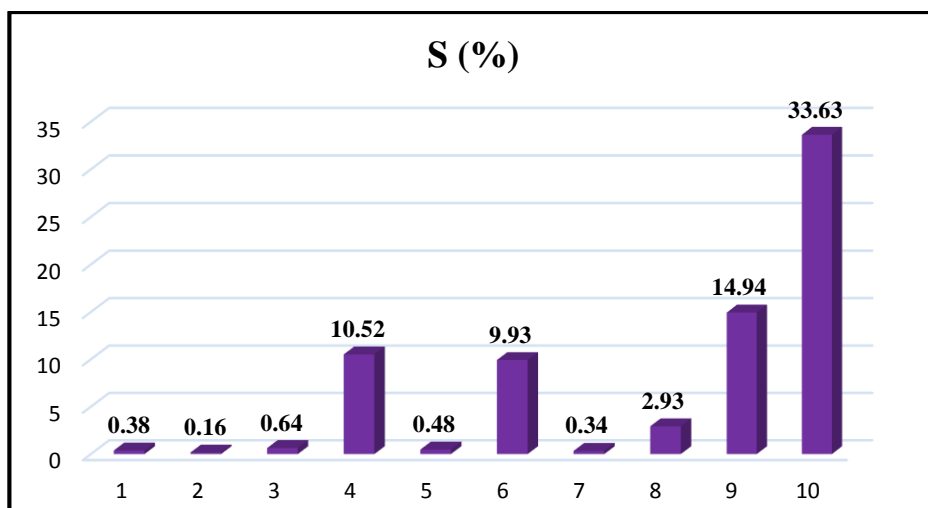
مقدار منیزیم در نمونه کانسنگ‌های منطقه از ۳/۳۲٪ تا ۱۷/۷۶٪ متغیر است. فراوانی پوسته‌ای این عنصر ۲/۳۳ درصد می‌باشد. کمترین مقدار در زون کانی‌سازی مگنتیت گمانه B-4-11 وجود دارد و بیشترین مقدار در نمونه مطالعه‌شده در گمانه B-55-58 در قسمت شمال منطقه مشاهده می‌شود. آستانه اقتصادی بودن این عنصر ۳۰ درصد می‌باشد که با توجه به این مقدار این عنصر دارای ارزش اقتصادی نمی‌باشد و بالا بودن این عنصر در منطقه نشان‌دهنده منیزیمی بودن اسکارن آهن معدن‌جو می‌باشد. نمودار تغییرات غلظت این عنصر در شکل (۵-۱۹) نشان داده شده است.



شکل ۵-۱۹. نمودار تغییرات Mg (%) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه.

گوگرد (S)

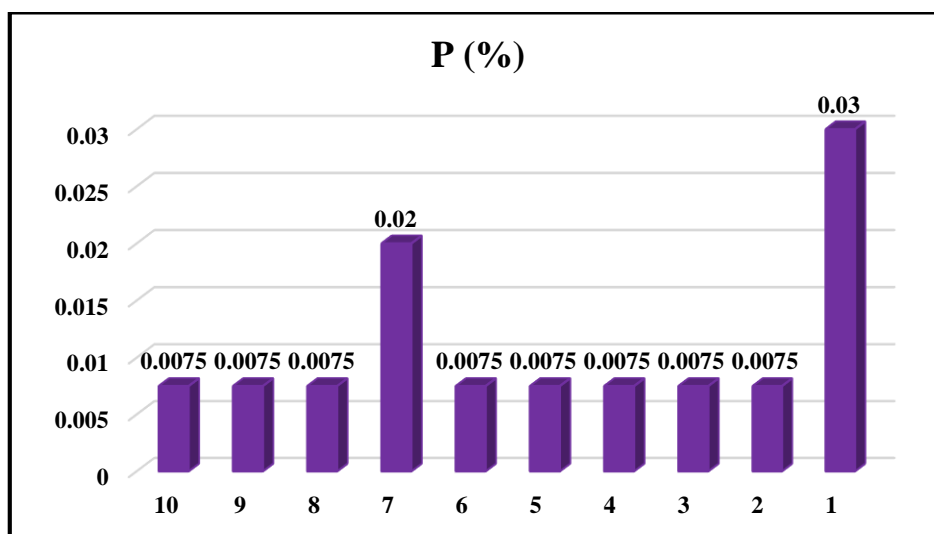
در منطقه معدن جو در نمونه‌های کانسنگ کمترین مقدار گوگرد مربوط به زون گارنت- مگنتیت در سطح به مقدار ۰/۱۶٪ می‌باشد و بیشترین مقدار آن در گمانه B-49-103 به مقدار ۳۳/۶۳ وجود دارد. فراوانی پوسته‌ای برای این عنصر ۰/۰۳۵ درصد می‌باشد. در معدن سنگ آهن سنگان گوگرد یکی از عناصر مزاحم در کانه‌زایی می‌باشد و کانی پیریت به عنوان باطله محسوب می‌شود. تغییرات غلظت این عنصر در نمونه‌های کانسنگ منطقه در نمودار شکل (۵-۲۰) نشان داده شده است.



شکل ۵-۲۰. نمودار تغییرات S (%) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه.

فسفر (P)

مقدار فسفر در نمونه‌های کانسنگ منطقه به صورت ناچیز مشاهده می‌شود و کمتر از ۰/۰۱ تا ۰/۰۳ درصد متغیر است. فراوانی پوسته‌ای برای این عنصر ۰/۱۰۵ درصد می‌باشد. به طور کلی این عنصر در معدن سنگان به مقدار خیلی کم مشاهده شده است (کریم‌پور، ۱۳۸۴). تغییرات غلظت این عنصر در نمونه‌های کانسنگ منطقه در نمودار شکل (۵-۲۱) نشان داده شده است.



شکل ۵-۲۱. نمودار تغییرات P (%) برای نمونه‌های کانسنگ منطقه.

۵-۹- به‌هنجارسازی مقادیر غلظت عناصر در کانسنگ‌های منطقه نسبت به

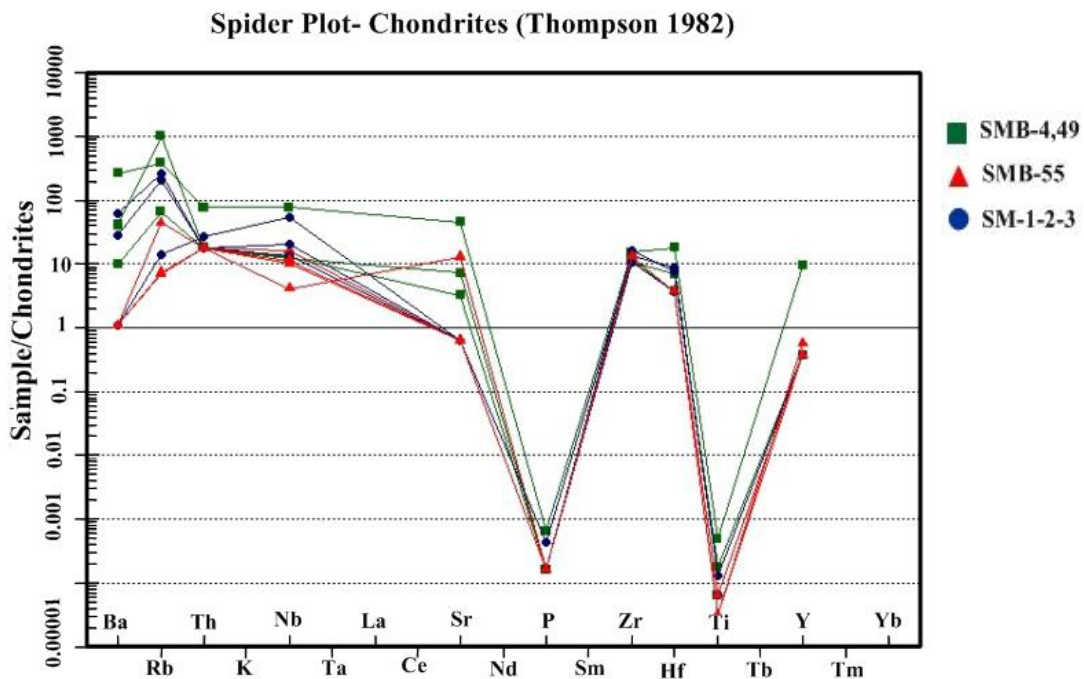
نمونه‌های مرجع

در این مطالعه برای به‌هنجارسازی غلظت عناصر نمونه‌های کانسنگ به ترکیب تخمینی گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)، متئوریت‌های کندریتی (Thompson, 1982) و نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor and McLennan, 1995) نرمال‌سازی شده‌اند.

۵-۹-۱- به‌هنجارسازی نمونه‌ها نسبت به متئوریت‌های کندریتی

بر اساس نمودار شکل (۵-۲۲)، میزان Ti تهی‌شدگی بالایی را نشان می‌دهد، عناصر با میزان پایداری بالا (HFSE) نظیر Ti به عوامل گوناگونی نسبت داده می‌شود، ماگماتیسم مرتبط با فرآیند فرورانش (Kuster & Harms., 1998)، وجه مشخصه پوسته قاره‌ای و مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی (Kuster & Harms, 1998., Rollinson, 1993) و نشان‌های از فقر این عناصر در منشاء و همچنین پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها در طی فرآیند تفریق می‌باشد (Wu et al, 2003). افت و خیزهای واضح در نمودارهای عنکبوتی نیز یکی از خصوصیات ماگمایی مرتبط با فرورانش می‌باشد (Wilson, 1990). یکی دیگر از عناصر که به شدت تهی‌شدگی نشان می‌دهد P می‌باشد که پایین بودن میزان فسفر را احتمالاً می‌توان این‌گونه تفسیر کرد که ماگمای اولیه که منجر به تشکیل کانسار شده حاوی مقادیر اندکی فسفر بوده است. بر طبق این نمودارها کانسنگ-های منطقه مورد مطالعه از عناصر Pb، Cs، Rb، U و Y غنی‌شدگی و از P، Ti، Nb و Sr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در بعضی نمونه‌ها Ba نیز تهی‌شدگی را نشان می‌دهد. بنابر پیشنهاد چاپل و وایت (Chapple & White., 1992) غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار K، Th، Rb و آنومالی‌های منفی Ti، Nb، Sr، Ba بیانگر مذاب حاصل از منشاء پوسته‌ای است (Thuy et al., 2004). تیلور و مک‌لننا (Taylor & McLennan., 1985) نیز فراوانی عناصر LILE از قبیل Rb، Th، U، K به همراه Pb و تهی‌شدگی عناصر Ti، Nb را به مذابی با منشاء پوسته‌ای قاره‌ای نسبت داده‌اند. بنابراین با توجه به اینکه، بر اساس نمودارهای عنکبوتی اسکارن آهن معدن جو، عناصری همچون Cs، Rb آنومالی مثبت و عناصر P، Ti، Nb، Sr و Ba آنومالی‌های منفی نشان می‌دهند، این مسئله می‌تواند بیانگر ایجاد ماده مذاب حاصل از منشاء پوسته‌ای باشد (Thuy et al., 2004). سیالات و مذاب‌های ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورو، با متاسوماتیسم نمودن بخش گوشته‌ی بالایی خود، باعث آنومالی منفی Nb می‌شوند (Chappell, 1999). از این‌رو، وجود آنومالی منفی این عنصر در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌-

تواند نشان‌دهنده شکل‌گیری آنها در محیط فرورانش باشد. آنومالی مثبت Pb نیز به متاسوماتیسم بخش گوشته‌ای توسط سیالات اقیانوسی فرورو و آلایش ماگما با لیتوسفر قاره‌ای اشاره دارد (Atherton & Ghani., 2002).

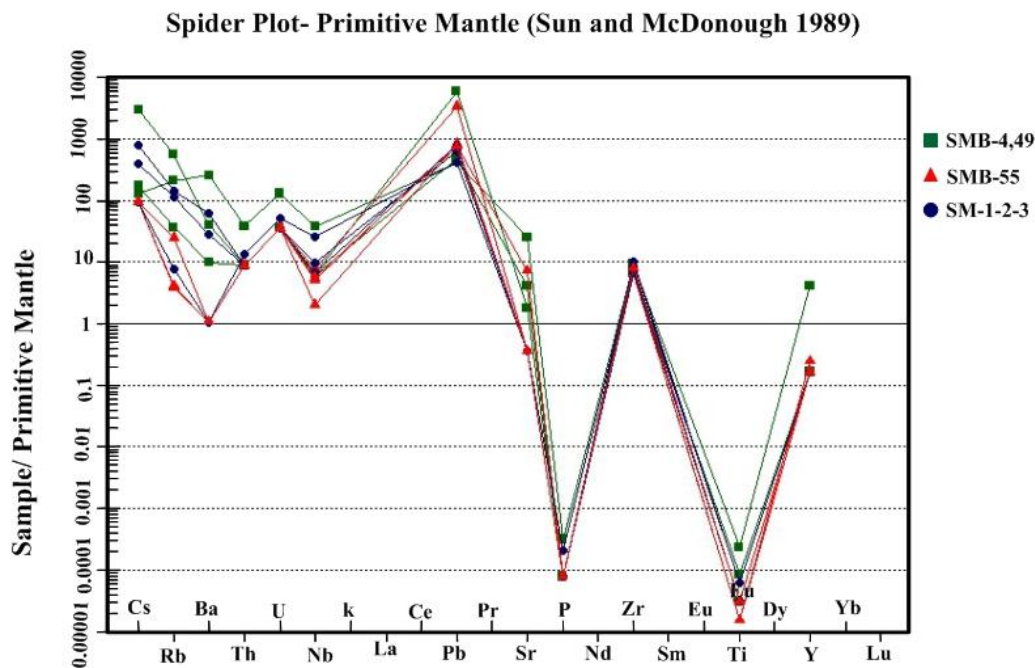


شکل ۵-۲۲. الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت (Thompson, 1982) نرمالیزه شده‌اند.

۵-۹-۲- به‌هنجارسازی نمونه‌های کانسنگ نسبت به گوشته اولیه

بر طبق این نمودار (شکل ۵-۲۳)، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از عناصر Pb، Cs، Rb، U و Y غنی‌شده‌گی و از P، Ti، Nb و Sr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. کاهش قابل ملاحظه در عنصر نئوبیوم و نیز افزایش سرب که از ویژگی‌های سنگ‌های قاره‌ای و شاخص‌های محیط‌های فرورانش پوسته قاره‌ای است، ممکن است معرف آلایش ماگمایی توسط سنگ‌های پوسته‌ای (بخش زیرین پوسته قاره‌ای)

باشد (Rollinson, 1993, Nagodi et al., 2003). آنومالی منفی Nb به شکل بارزی در همه نمونه های مورد مطالعه مشاهده می شود که نشان دهنده ماگماهای مربوط به محیط های حاشیه فعال قاره ای بوده و می تواند در اثر آلودگی پوسته و سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده بوجود آمده باشد (Aldanmaz et al., 2000).

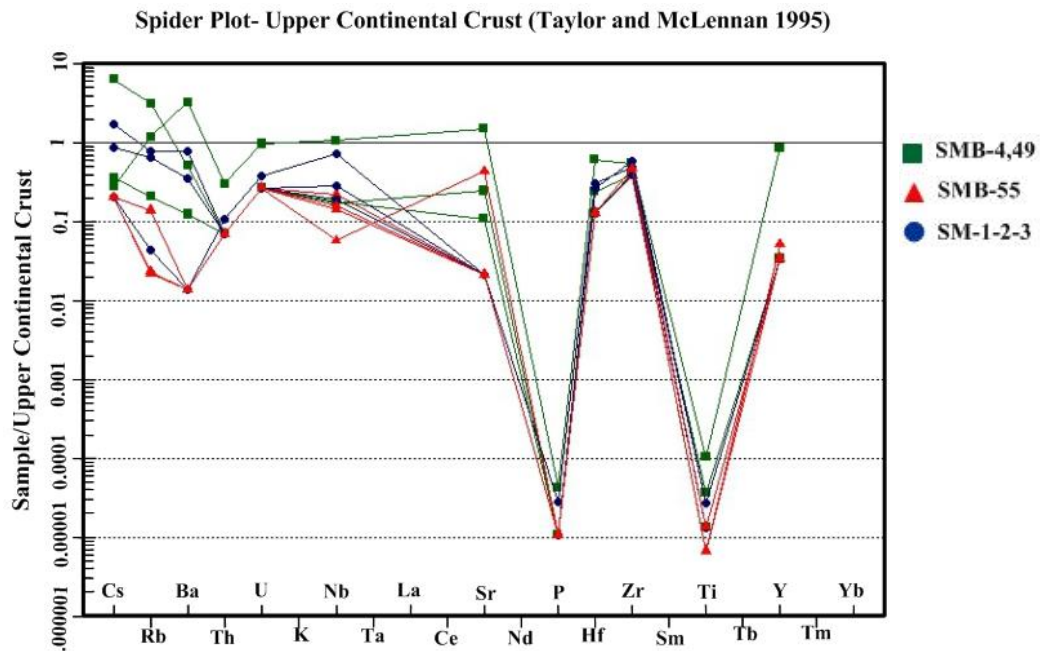


شکل ۵-۲۳. نمودار الگوی عناصر کمیاب نمونه های مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1989) نرمالیزه شده اند.

۵-۹-۳- بهنجارسازی نمونه های کانسنگ منطقه نسبت به پوسته قاره ای بالایی

تغییرات عناصر در این نمودار مانند نمودارهای قبل می باشد. فراوانی عناصر LILE شامل Rb و U به همراه Pb و تهی شدگی عناصر Nb و Ti در این نمودارها را می توان به ماده مذاب با منشأ پوسته ای نسبت داد (Taylor & Mc Lennan., 1985). تهی شدگی Ti از ویژگی های ماگماهای کالک آکالن مرتبط با کمان های آتشفشانی در مقایسه با ماگماهای داخل صفحات لیتوسفری می باشد. با توجه به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره ای ایران مرکزی و شکل گیری کمان

ماگمایی ارومیه- دختر، رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در سنگ‌های منطقه با آنچه که از کمان‌های آتشفشانی انتظار می‌رود، کاملاً سازگار می‌باشد.



شکل ۵-۲۴. الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به پوسته قاره‌ای بالای (Taylor and McLennan, 1995) نرمالیزه شده‌اند.

۵-۱۰- ضریب همبستگی

ضریب همبستگی پیرسون یا ضریب همبستگی حاصل ضرب- گشتاور پیرسون، همبستگی خطی بین دو متغیر تصادفی را می‌سنجد. مقدار این ضریب بین ۱- تا ۱ تغییر می‌کند که (۱) به معنای همبستگی مثبت کامل، صفر (۰) به معنی نبود همبستگی و (۱-) به معنی همبستگی منفی کامل است. یکی از روش‌های آماری جهت شناخت روابط بین عناصر، تعیین ضریب همبستگی عناصر است (حسنی‌پاک و شریف‌الدین، ۱۳۹۱). ضریب همبستگی پیرسون

برای پیدا کردن ارتباط و همبستگی ژنتیکی متقابل بین عناصر مختلف و همچنین تغییرات عناصر در محیط‌های ژئوشیمیایی مختلف کمک زیادی می‌کند. وجود همبستگی مثبت بیشتر از $+0/5$ نشان‌دهنده خروج یا ورود همزمان دو عنصر از یک محیط و یا معرف منشاء یکسان دو عنصر است. همبستگی بیشتر از $-0/5$ نشان‌دهنده ارتباط معکوس این دو عنصر با یکدیگر است. به این معنی که ورود یک عنصر به محیط، همزمان با خروج دیگری صورت می‌پذیرد و یا دو عنصر از دو منبع جدا از یکدیگر مشتق می‌شوند. اعداد $+0/5$ تا صفر و $-0/5$ تا صفر نشان از همبستگی‌های ضعیف و عدم همبستگی بین دو زوج عناصر دارد.

۵-۱۰-۱- بررسی میزان همبستگی و ارتباط ژئوشیمیایی بین عناصر در داده‌های

ژئوشیمیایی کانسنگ منطقه معدن جو

وضعیت توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی یک کانسار و بررسی ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، از مهمترین موارد در بررسی‌های ژئوشیمیایی جهت تشخیص فرایندهای مؤثر در تشکیل کانسار است (Barnes, 1997). شناخت ارتباط متقابل بین عناصر می‌تواند در درک شرایط محیطی، تفسیر دقیق از محیط‌های ژئوشیمیایی، درک بهتر کانه‌زایی منطقه و حتی در معرفی مناطق نهایی مفید واقع شود. برای محاسبه ضرایب همبستگی از تابع ضریب همبستگی پیرسن که تابع توزیع نرمال می‌باشد، استفاده شد. که نتایج مربوط به آن به صورت ماتریس ضرایب همبستگی در جدول (۵-۳) آورده شده است. این ماتریس‌ها با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی ۱۰ نمونه کانسنگ برای عنصر در محدوده کانسار آهن معدن جو محاسبه شده است. با توجه به ماتریس ضرایب همبستگی عناصر علاوه بر این که می‌توان وابستگی یا عدم وابستگی عناصر را مشاهده نمود، عناصری که مجاز به شرکت در آنالیز خوشه‌ای می‌باشند نیز با توجه به ضریب همبستگی و سطح اعتماد آن مشخص می‌شوند.

جدول ۵-۵. مقادیر ضرایب همبستگی به روش پیرسن بر پایه لگاریتم داده‌های ژئوشیمیایی کانسنگ منطقه.

Ni	1																
Fe	-0.37	1															
P	0.13	-0.84	1														
S	0.07	0.44	-0.46	1													
As	0.47	-0.78	0.70	0.16	1												
Ba	0.22	-0.70	0.33	-0.35	0.41	1											
Be	0.13	-0.81	0.61	-0.11	0.70	0.65	1										
Co	0.30	-0.13	-0.03	0.16	0.23	-0.13	0.23	1									
Cr	0.33	-0.81	0.67	-0.26	0.74	0.78	0.62	0.04	1								
Cu	-0.25	0.70	-0.50	0.83	-0.08	-0.56	-0.38	0.18	-0.44	1							
Mn	-0.02	-0.75	0.71	-0.30	0.59	0.26	0.66	-0.01	0.35	-0.39	1						
Sn	0.30	-0.94	0.74	-0.35	0.78	0.55	0.74	0.26	0.73	-0.49	0.82	1					
V	-0.20	0.95	-0.92	0.47	-0.73	-0.62	-0.83	-0.12	-0.80	0.58	-0.71	-0.85	1				
W	-0.01	-0.55	0.66	0.19	0.83	0.20	0.45	0.06	0.63	0.19	0.50	0.59	-0.59	1			
Y	0.22	-0.96	0.78	-0.34	0.77	0.57	0.83	0.17	0.70	-0.54	0.88	0.97	-0.89	0.58	1		
Zn	-0.14	0.35	-0.32	0.12	-0.30	-0.50	-0.30	0.11	-0.53	0.25	0.12	-0.14	0.38	-0.31	-0.21	1	
Zr	0.12	-0.49	0.55	0.11	0.72	0.36	0.26	-0.22	0.75	0.02	0.27	0.47	-0.48	0.87	0.45	-0.50	1
Element	Ni	Fe	P	S	As	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Mn	Sn	V	W	Y	Zn	Zr

آهن: با توجه به داده‌های جدول در مورد عناصر کمیاب و رابطه آنها با آهن مشاهده می‌شود این عنصر با عناصر وانادیوم ($r=0.95$)، مس ($r=0.75$) و گوگرد ($r=0.44$) دارای همبستگی مثبت می‌باشد که نشان‌دهنده منشاء و رفتار ژئوشیمیایی یکسان بین این عناصر می‌باشد و با عناصر ایریدیوم Y ($r=-0.96$)، قلع ($r=-0.94$)، منگنز ($r=-0.75$)، کروم ($r=-0.81$)، برلیوم ($r=-0.81$)، باریوم ($r=-0.70$)، آرسنیک ($r=-0.78$)، فسفر ($r=-0.84$) همبستگی منفی دارد. طبق مطالعات کانی‌شناسی در اسکارن آهن منیزی می‌معدن جو مگنتیت همراه با کانه‌زایی مس به صورت ملاکیت، آزوریت، کالکوپیریت و پیریت به همراه پیروتیت نیز می‌باشد و در بعضی نمونه‌ها عنصر روی و باریوم به همراه کانه‌زایی مشاهده می‌شود و در نمونه‌های سطحی نیز آثاری از کانه‌زایی منگنز وجود دارد که دلیلی بر همبستگی مثبت این عناصر می‌باشد.

کانسارهای اسکارن آهن منیزیمی نسبت به عناصر Fe, Cu, Zn غنی‌شدگی نشان می‌دهند (سلیمی و اشرف‌پور، ۱۳۸۶) که با توجه به وجود نسبت بالای این عناصر در منطقه دلیلی بر منیزیمی بودن اسکارن آهن معدن جو می‌باشد.

مس: از دیگر عناصر مهم در منطقه عنصر مس می‌باشد که طبق مطالعات کانی‌شناسی در منطقه به صورت کانی‌های مالاکیت، آزوریت و کالکوپیریت وجود دارد. مس با عناصر وانادیوم $r = (0.58)$ ، همبستگی مثبت و با ایریدیوم $r = (-0.54)$ همبستگی منفی نشان می‌دهد.

منگنز: این عنصر یکی از عناصر مهم در منطقه می‌باشد که طبق داده‌های جدول (۵-۵) با عناصر قلع $r = (0.82)$ ، ایریدیوم $r = (0.88)$ همبستگی مثبت و با وانادیوم $r = (-0.71)$ همبستگی منفی نشان می‌دهد.

باریم: یکی از عناصر مهم در منطقه است. با توجه به مطالعات کانی‌شناسی بیشترین مقدار آن در گمانه B-32-26 در شمال منطقه وجود دارد. طبق داده‌های جدول این عنصر با برلیوم $r = (0.65)$ و کروم $r = (0.78)$ دارای همبستگی مثبت می‌باشد و با مس $r = (-0.56)$ و وانادیوم $r = (-0.62)$ همبستگی منفی دارد.

فسفر: این عنصر طبق داده‌های جدول با عناصر آرسنیک $r = (0.70)$ ، منگنز $r = (0.71)$ ، قلع $r = (0.74)$ ، ایریدیوم $r = (0.78)$ ، دارای همبستگی مثبت می‌باشد و با وانادیوم $r = (-0.92)$ همبستگی منفی نشان می‌دهد.

۵-۱۰-۲- تحلیل خوشه‌ای داده‌های ژئوشیمیایی کانسنگ منطقه

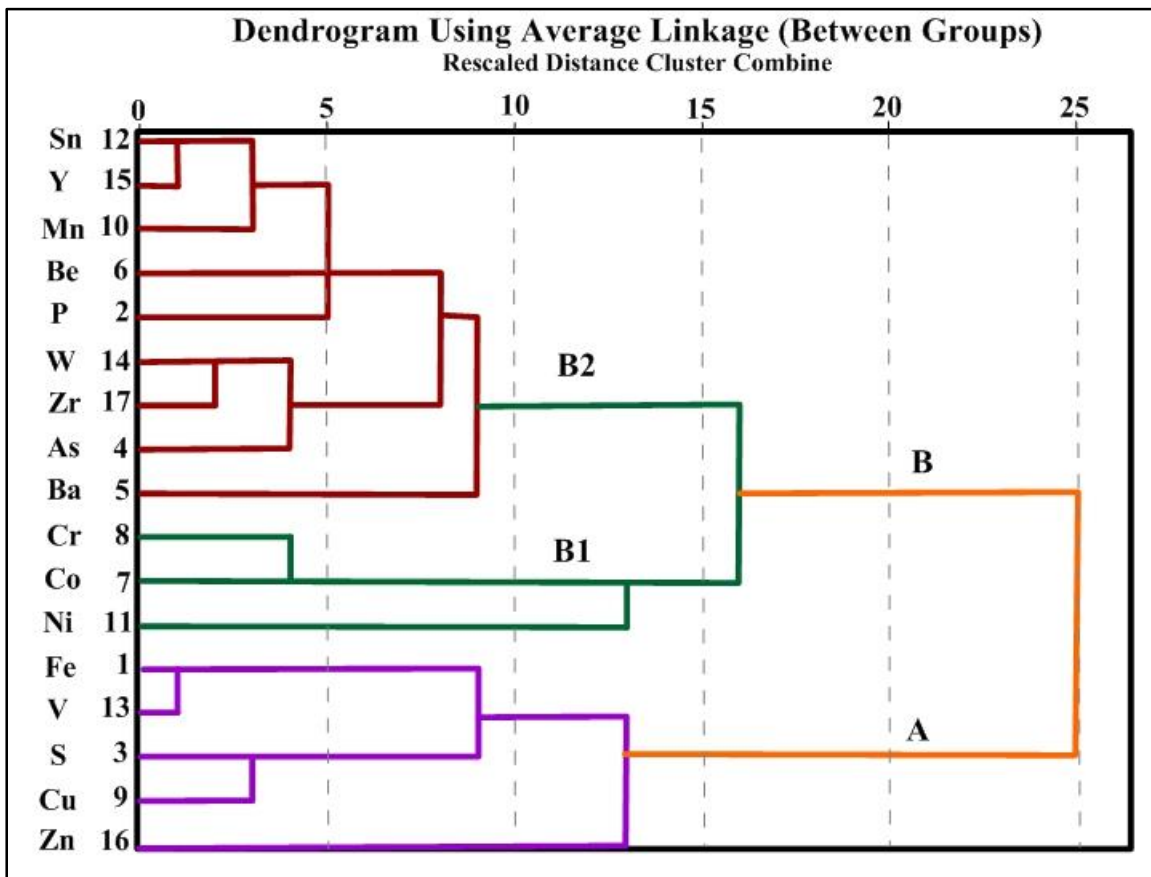
هر تجزیه و تحلیل همزمان بیش از یک متغیر، می‌تواند آنالیز چند متغیره تلقی شود. در تحلیل‌های چندمتغیره، شناخت ارتباط و بستگی‌های ژنتیکی متقابل موجود میان عناصر گوناگون، می‌تواند در شناخت دقیق‌تر تغییرات موجود در محیط‌های ژئوشیمیایی به کار گرفته شود. در ضمن تجمع ژنتیکی بعضی از عناصر ممکن است به عنوان راهنمای مستقیمی در تفسیر نوع نهشته‌ای که به

احتمال در ناحیه وجود دارد، به کار رود. بر عکس، تجمع بعضی از عناصر نیز ممکن است دلالت بر وجود آنومالی‌هایی داشته باشند که بی اهمیت و گمراه کننده‌اند. تحلیل خوشه‌ای، یکی از روش‌های آماری چندمتغیره است، و همانند تکنیک‌های تحلیل مولفه‌های اصلی، تحلیل عاملی، تحلیل تمایز، تحلیل تطبیقی، و تحلیل ویژگی نیاز به داده‌های نرمال است. روش‌های مختلفی برای نرمال‌سازی داده‌های ژئوشیمیایی وجود دارد که روش لگاریتمی از متداول‌ترین آنها است. در این پژوهش، تحلیل خوشه‌ای بر روی لگاریتم داده‌ها انجام شده است. در تکنیک تحلیل خوشه‌ای عناصر بر اساس ضرایب همبستگی آنها گروه‌بندی می‌شوند، بدین ترتیب عناصری که ضریب همبستگی بالایی برخوردار هستند در خوشه‌های نزدیک به یکدیگر قرار می‌گیرند. بر اساس ساختار درختی از نظر همبستگی ژئوشیمیایی عناصر در دو گروه اصلی زیر قرار می‌گیرند:

گروه **A**: در این گروه عناصر Fe, V, S, Cu, Zn قرار دارند که نشانی از همبستگی ژئوشیمیایی بالای این عناصر می‌باشد.

گروه **B**: این گروه به دو زیر گروه B1, B2 تقسیم می‌شود. گروه B1 شامل Cr, Co, Ni می‌باشد و گروه B2 شامل عناصر Sn, Y, Mn, Be, P, W, Zr, As, Ba می‌باشد. با توجه به اینکه عنصر اصلی در منطقه آهن می‌باشد و همان‌طور که در بحث همبستگی‌های دو متغیره ذکر شد معمولاً در کانسارهای اسکارن آهن تیپ منیزیمی چنین پاراژنزی از کانسارهای سنگ آهن انتظار است، بنابراین دیاگرام‌های خوشه‌ای نیز همانند همبستگی‌های ژئوشیمیایی دو متغیره پاراژنز این عناصر را نشان می‌دهد. با توجه به نمودار شکل (۵-۲۸) و اینکه نمونه‌های مطالعه‌شده از زون اسکارن می‌باشند، بیانگر دو جامعه مختلف می‌باشد، یک جامعه با کانی‌سازی‌های آهن کنترل می‌شود (A) و جامعه دیگر با توده‌های نفوذی منطقه کنترل می‌شود (B). با توجه به اینکه بعضی نمونه‌ها از زون مگنتیت و یک سری از زون گارنت و پیروکسن و بعضی گارنت- پیروکسن به همراه مگنتیت می‌باشد این تغییرات کانی-شناسی در تغییرات عناصر نیز تأثیر خود را نشان داده است و با توجه به خوشه‌دار بودن نمودار نمونه-

ها به لحاظ کانی‌شناسی یکسان نیستند. با توجه به مطالعات کانی‌شناسی که این نمونه‌ها یک زون غنی از گارنت و زون غنی از پیروکسن می‌باشند و در تشکیل این‌ها توده‌های نفوذی و سیالات گرمایی نقش دارند پارائزهای گروه B با توجه به عناصر آن بیانگر توده‌های اسیدی تا حد واسط در منطقه می‌باشد. گروه A کانی‌سازی آهن می‌باشد که با سولفیدهای مس از جمله پیریت، کالکوپیریت در منطقه همراه است و عناصر این پارائز را تایید می‌کنند.

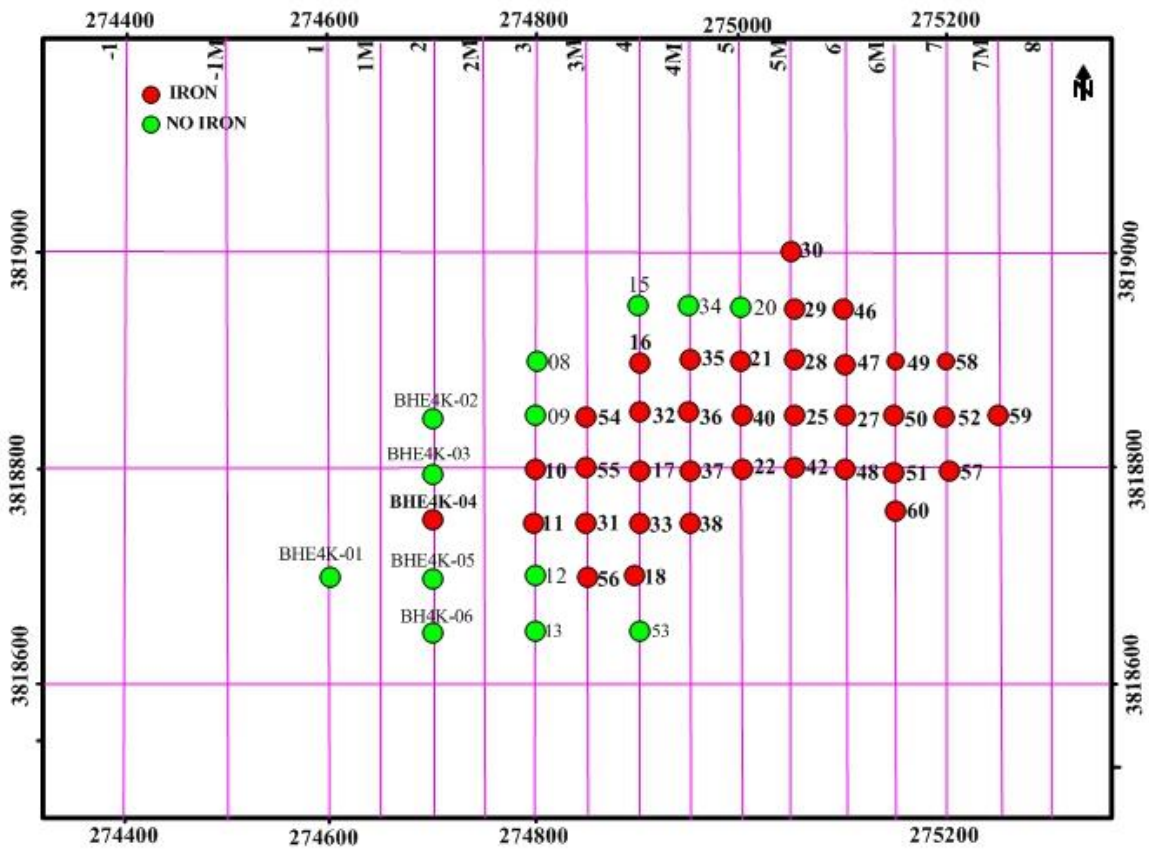


شکل ۵-۲۵. نمودار تحلیل خوشه‌ای داده‌های ژئوشیمیایی کانسنگ منطقه.

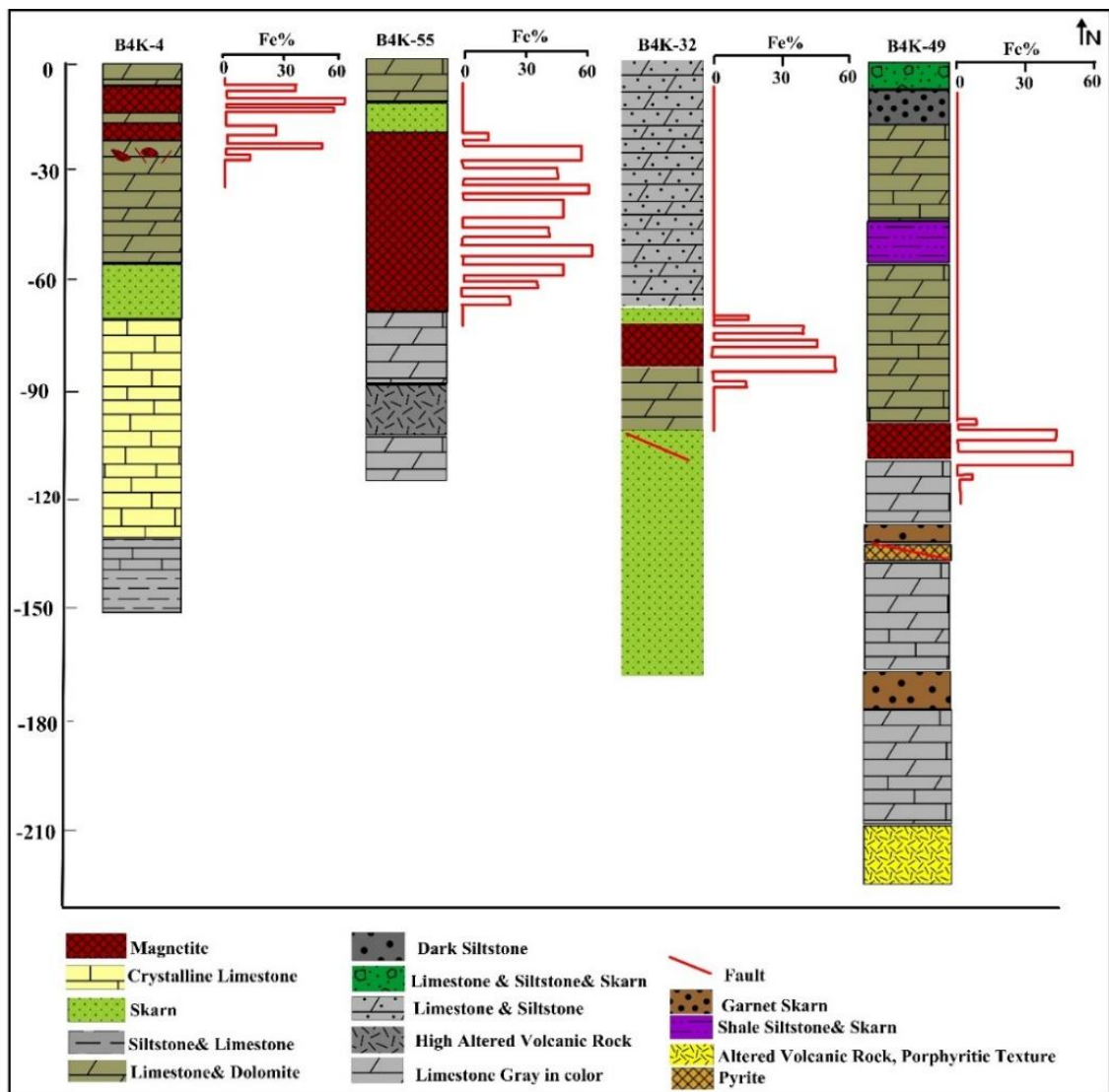
۵-۱۱- بررسی تغییرات عیار آهن و عناصر فسفر و گوگرد در گمانه‌های اکتشافی

منطقه

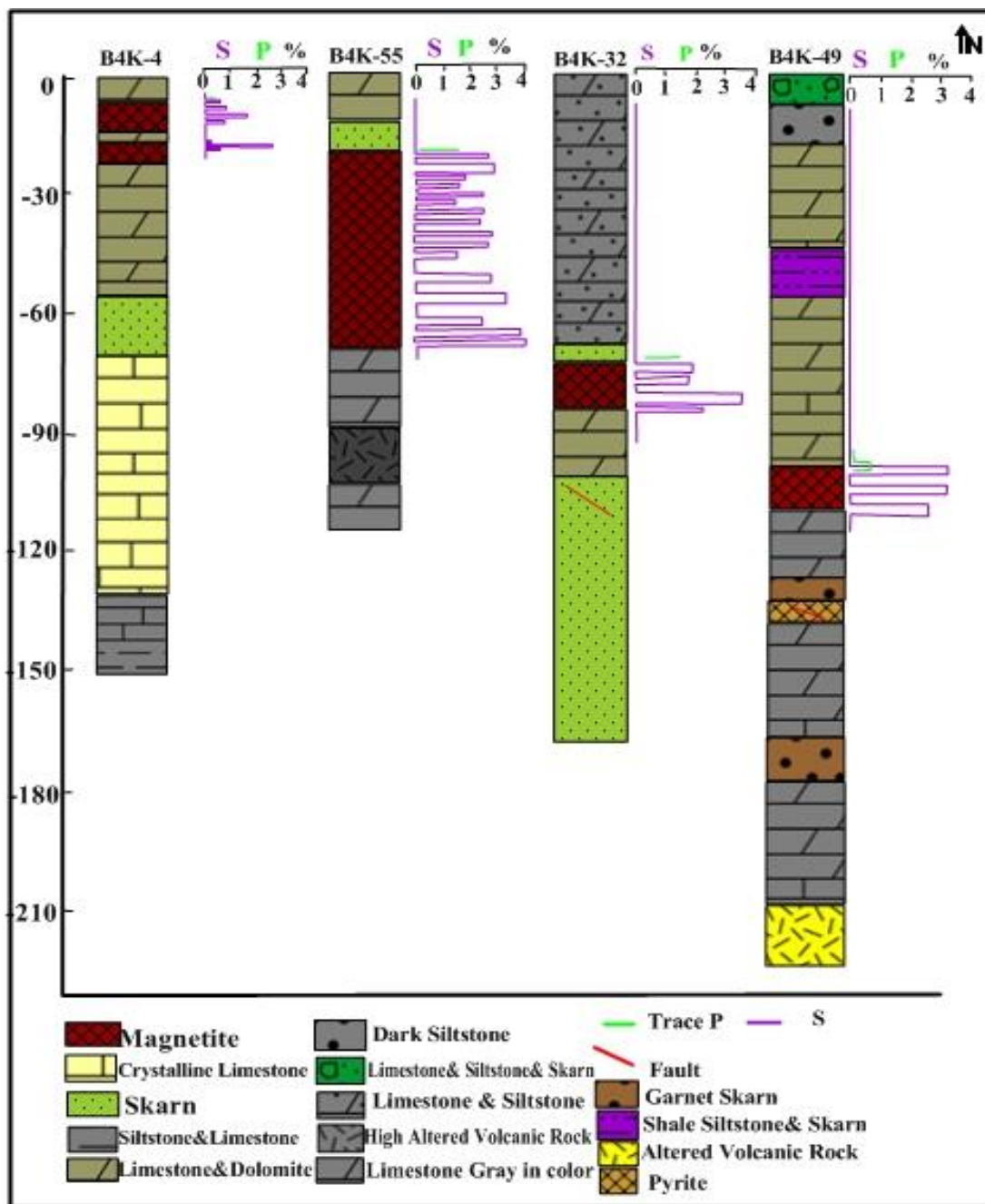
در منطقه اسکارن آهن معدن جو طبق شکل (۵-۲۹)، ۴۹ گمانه و مجموع ۸۵۰۰ متر حفاری شده است. عمق گمانه‌ها از ۱۱۰ متر تا ۳۰۰ متر متغیر است و متوسط عمق گمانه‌های حفاری شده در منطقه ۱۵۰ متر می‌باشد. گمانه‌های BHE-4K-01، BHE-4K-02، BHE-4K-03، BHE-4K-05، BHE-4K-06، BHE-4K-08، BHE-4K-09، BHE-4K-12، BHE-4K-13، BHE-4K-15، BHE-4K-20، BHE-4K-34، BHE-4K-38، BHE-4K-32، BHE-4K-55، BHE-4K-06، BHE-4K-04، BHE-4K-49، در عمق‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفت که در بحث ژئوشیمی به آنها اشاره گردیده است. که تغییرات لیتولوژیکی آنها در شکل‌های (۵-۳۰) و (۵-۳۱) آورده شده است.



شکل ۵-۲۶. موقعیت گمانه‌های حفاری شده در معدن جو.



شکل ۵-۲۷. تغییرات عیار آهن در گمانه‌های مطالعه‌شده بر حسب درصد.



شکل ۵-۲۸. تغییرات مقدار گوگرد و فسفر در گمانه‌های مطالعه‌شده بر حسب درصد.

فصل ششم

شیمی کانی‌های

زون اسکارن

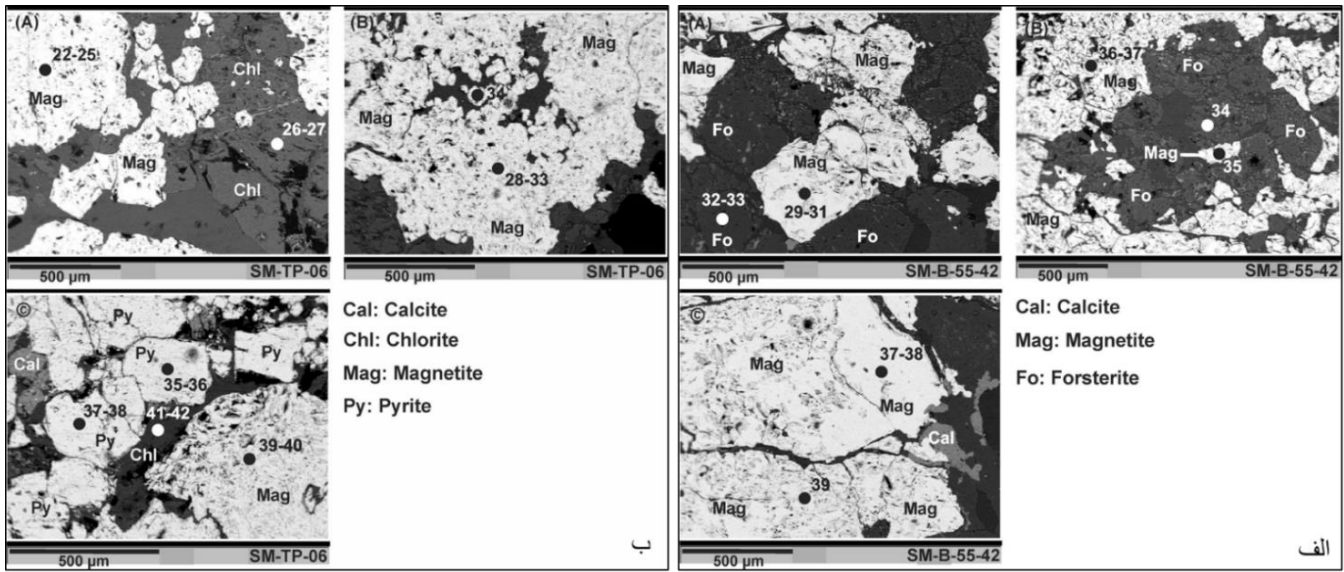
بررسی شیمی کانی‌ها همراه با ژئوشیمی و کانی‌شناسی سنگ‌ها و کانسنگ‌ها اهمیت ویژه‌ای در مطالعات پتروژنز آنها دارد، و با مطالعه شیمی کانی‌ها می‌توان به میانبارها، تغییرات ترکیب شیمیایی در ساختار کانی‌ها و نامگذاری کانی‌ها پی برد. اطلاعاتی که از این طریق به دست می‌آید در تعیین شرایط ترمودینامیکی حاکم بر تشکیل سنگ‌ها، تحولات ماگما، عمق و درجه حرارت نهایی جایگیری توده‌ها، مطالعات دما- فشارسنجی و حتی تشخیص جایگاه تکتونیکی سنگ‌ها و تیپ کانه‌زایی‌ها کمک می‌کند. مطالعه شیمی کانی‌های اسکارن منطقه معدن جو یکی از ابزارهای مورد استفاده برای تعیین نوع کانی‌ها و بررسی منشأ آنها است. مطالعات کانی‌شناسی در منطقه معدن جو بر روی ۷۰ نمونه شامل ۲۶ مقطع نازک، ۳۴ مقطع نازک- صیقلی و ۱۰ مقطع صیقلی انجام گرفت که بر اساس جمع-بندی نتایج به دست آمده، به منظور بررسی شیمی کانی‌های اسکارن در منطقه معدن جو تعداد ۵ مقطع نازک صیقلی جهت مطالعه شیمی کانی‌ها به روش میکروپروپ الکترونی (Electron Probe) Microanalysis: EPMA انتخاب گردید. ویژگی کانی‌شناسی این نمونه‌ها بر اساس مطالعات پتروگرافی در جدول (۶-۱) آورده شده است. این نمونه‌ها در آزمایشگاه فرآوری مواد معدنی ایران با دستگاه الکترون میکروپروپ مدل SX100 ساخت شرکت Cameca در کشور فرانسه انجام شد. SX100 جدیدترین نسل دستگاه میکروپروپ Cameca می‌باشد که اولین بار در سال ۱۹۹۴ ساخته شده است. انجام آنالیزهای دقیق، بر پایه دقت و قابلیت اطمینان WDS و پایداری فوق‌العاده اشعه الکترونی است، ولتاژ دستگاه ۱۵ کیلو الکترون ولت و شدت جریان ۲۰ نانو آمپر می‌باشد. در این پژوهش مطالعه شیمی کانی‌ها بر روی کانی‌های شاخص منطقه اسکارن از قبیل مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، گارنت، پیروکسن، فلوگوپیت، فورستریت، کلریت، کلسیت و دولومیت، انجام شده است. در زیر شیمی کانی‌های مهم اسکارن به طور جداگانه مورد بررسی قرار گرفته است.

جدول ۶-۱. ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌های انتخاب‌شده برای مطالعه‌ی شیمی کانی‌ها بر پایه‌ی بررسی‌های پتروگرافی.

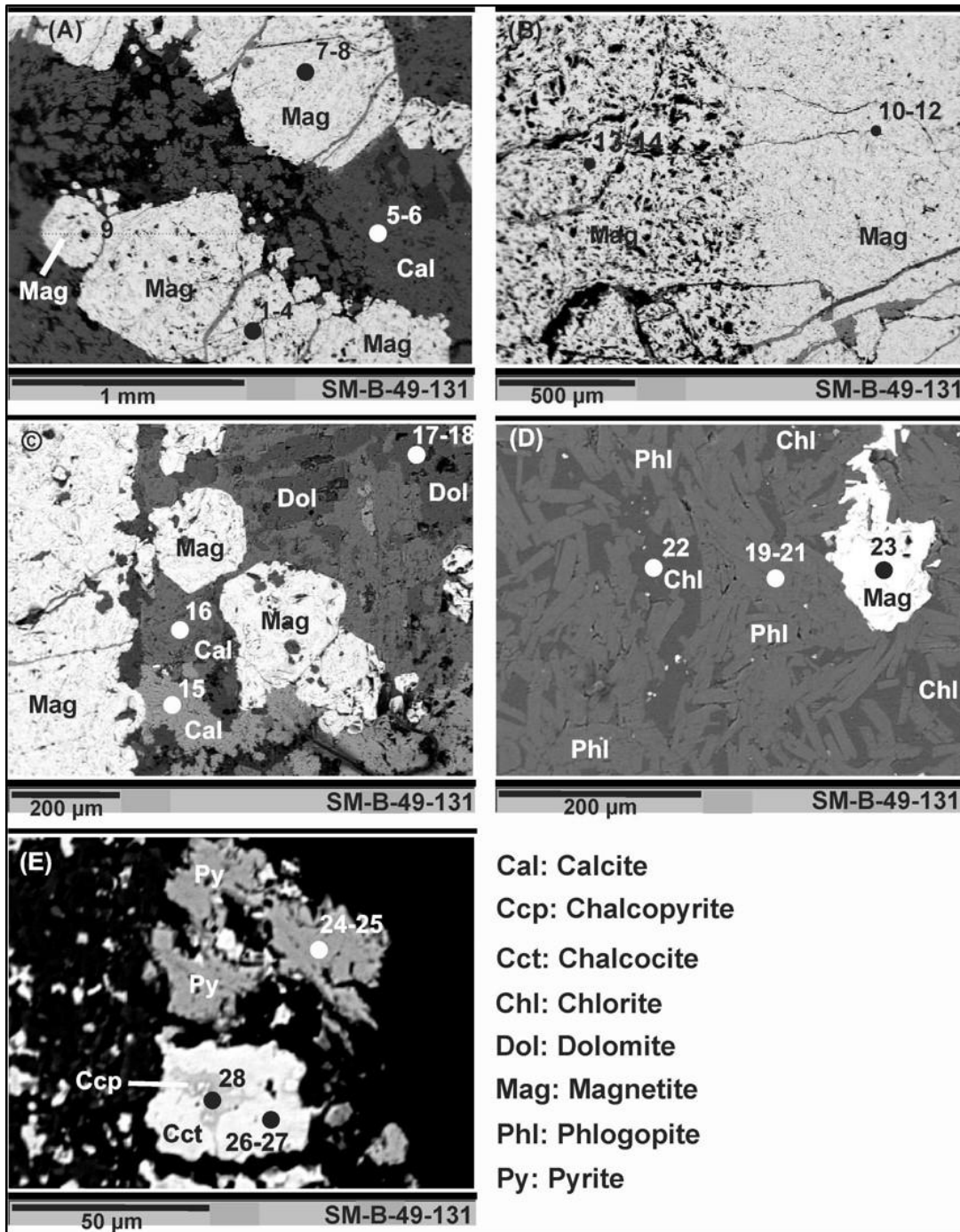
Sample	UTM	Mineralazition Microscopy
SM-TP-01	X:274733 Y:3818664	Pyroxene- Wollastonite- Pyrite- Chalcopyrite
Sm-Tp-06	X:274838 Y:3818629	Magnetite-Garnet-Pyroxene-
SM-TP-10	X:275122 Y:3818828	Garnet-Pyrite- Calcite
SMB-TP-55-42	X:274850 Y:3818799	Olivine-Pyroxene- Garnet- Phlogopite- Magnetite
SMB-TP-49-131	X:271550 Y:38188899	Calcite-Muscovite- Magnetite

۶-۲- موقعیت نقاط تجزیه میکروپروپی کانی‌ها

در این پژوهش بر طبق مطالب بالا و نمونه‌های ذکر شده در جدول (۶-۱) برای مطالعات میکروپروپی انتخاب شد. در این نمونه‌ها بر روی کانی‌های ذکر شده تجزیه انجام گرفته است. موقعیت نقاط آنالیز و تصاویر BSE (Back-scattered electron imaging) برای کانی‌های نمونه‌های SMB-TP-55-42, SM-TP-06, SM-TP-10 و SM-TP-01 در شکل‌های (۶-۱)، (۶-۲)، (۶-۳) و (۶-۴) ارائه شده است.



شکل ۶-۱. تصاویر BES مربوط به الف: نمونه SMB-55-42 ب: نمونه SM-TP-06.



شکل ۶-۲. مربوط به نمونه SM-B-49-131.

۶-۳-شیمی کانی‌های مطالعه‌شده منطقه

۶-۳-۱-شیمی کانی مگنتیت

کانی مگنتیت، یک ردیاب پتروژنتیکی مهم است و دارای کاربردهای گسترده در بررسی‌های مربوط به پی‌جویی کانی‌ها می‌باشد (Nadoll P., Angerer T., 2014). به دلیل ساختار اسپینلی مگنتیت، بسیاری از عناصر مانند Al, Mg, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn می‌توانند جانشین Fe^{+3} و یا Fe^{+2} شوند (Xiao-Wen H., Liang QI., 2014). تغییرات شیمی عناصر مگنتیت بر حسب اینکه کانی حاصل از تبلور ماگما (مگنتیت ماگمایی) یا شکل‌گیری از گرماب‌ها (مگنتیت هیدروترمالی) باشد، متفاوت خواهد بود. اختلاف در میزان این عناصر می‌تواند منشاء متفاوت مگنتیت و شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل آنها را نشان دهد. ترکیب مگنتیت با فاکتورهای مختلفی از جمله ژئوشیمی سنگ میزبان، مجموعه کانی‌ها، شرایط فیزیکوشیمیایی، دما، فشار، گریزندگی اکسیژن و گوگرد و فعالیت سیلیس که به شرایط آذرین (۶۰۰ تا ۱۲۰۰) و یا به شرایط سیال و دگرگونی (۶۵۰ تا ۲۰۰) اعمال می‌شود که حین تشکیل کانسار کنترل خواهد شد. از طرف دیگر نقش عناصر را نباید فراموش کرد، عناصر با ضریب جدایش بزرگتر برای جفت‌شدن در ساختار مگنتیت مناسب‌تر می‌باشند (Nadoll P., 2014). اسکارن‌های منیزیمی با میزان Co و Ti کم شناخته می‌شوند و تنها ده درصد مگنتیت‌های گرمایی بیش از یک درصد وزنی Ti دارند. Ni و V آنها زیر حد آشکارسازی و میزان Mn هم از انواع دیگر اسکارن‌ها کمتر بوده، ولی میزان Mg در همه‌ی انواع اسکارن متوسط است. مشارکت Mn و V مستقیماً در اثر گریزندگی اکسیژن کنترل می‌شود و میزان Mn رابطه‌ی مستقیمی با Zn دارد. میزان Cr و Co در مگنتیت‌های با منشاء آذرین بالاتر و میزان Mg در مگنتیت‌های گرمایی بیشتر است (Nadoll P., Angerer T., 2014). بر پایه مطالعات میکروپروپ الکترونی کانی مگنتیت در نمونه‌های SMB-TP-55-42, SMB-TP-49-131 و SM-TP-06 اندازه‌گیری شده است، نتایج آنالیز نقطه‌ای تعداد ۳۴ نقطه بر روی کانی مگنتیت در شکل‌های (۶-۱)، (۶-۲) و جدول‌های (۶-۲)، (۶-۳)

و (۴-۶) انجام شده است و مگنتیت‌های نسل اول و مرتبط با زون پیشرونده کانه زایی می‌باشند. مگنتیت با فرمول شیمیایی Fe_3O_4 و ترکیب شیمیایی بر پایه رفرنس‌ها دارای $FeO:31.03$ و $Fe_2O_3:68.97$ درصد می‌باشد (www.webmineral.com). بر پایه نتایج آنالیز الکترونی FeO بیشترین درصد این کانی را تشکیل می‌دهد. مقدار آن در نقاط آنالیز شده از $87/27$ درصد در نمونه SM-TP-06 تا بیشترین مقدار $93/45$ درصد در نمونه SMB-TP-55-42 تغییر می‌کند و متوسط آن در حدود $90/44$ درصد می‌باشد. اگر این ترکیب را با ترکیب شیمیایی کانی‌ها مقایسه کنیم این ترکیب نشان می‌دهد بیشترین نزدیکی را با کانی مگنتیت دارد. با توجه به مطالعات کانه‌نگاری وجود کانی مگنتیت نیز در این نمونه‌ها قابل اثبات می‌باشد. دامنه تغییرات اکسید گوگرد از صفر تا $0/16$ در نوسان است. برای اکسید منیزیم از $0/46$ تا $1/04$ درصد و برای اکسید نیکل از صفر تا $1/25$ درصد و برای بقیه عناصر نیز به مقدار کم در جدول گزارش شده است. از ویژگی‌های ساختار اسپینلی مگنتیت و جانشینی عناصر به جای Fe^{3+} و یا Fe^{2+} ، علاوه بر جداسازی انواع انواع مگنتیت‌های ماگمایی و گرمابی، می‌توان برای شناسایی انواع مختلف کانسارهای سنگ آهن استفاده کرد. داپیوس و بیادون (Dupuis C and Beaudoin G., 2011) از تغییرات در میزان عناصر Ti, Ni, Cr, V و نیز عناصر Ca, Mn, Al برای جدایش انواع گرمابی و ماگمایی مگنتیت و نیز نوع کانی‌سازی وابسته به آنها استفاده کردند. این جدایش و تعریف با استفاده از نسبت‌های $Ni/(Cr+Mn)$ نسبت به $Ti+V$ و $Ca+Al+Mn$ نسبت به $Ti+V$ برای معادن مهم دنیا انجام گرفت (شکل ۳-۶). نتایج ترسیم مگنتیت‌های مربوط به منطقه معدن جو بر روی این نمودارها حاکی از آن است که این نمونه‌ها در گستره‌ی مگنتیت‌های گرمابی قرار می‌گیرند و نوع کانی‌سازی از نوع اسکارن می‌باشد و نوع اسکارن آن طبق مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی و ژئوشیمی از نوع اسکارن منیزیمی است.

جدول ۶-۲. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی مگنتیت در نمونه SM-TP-06.

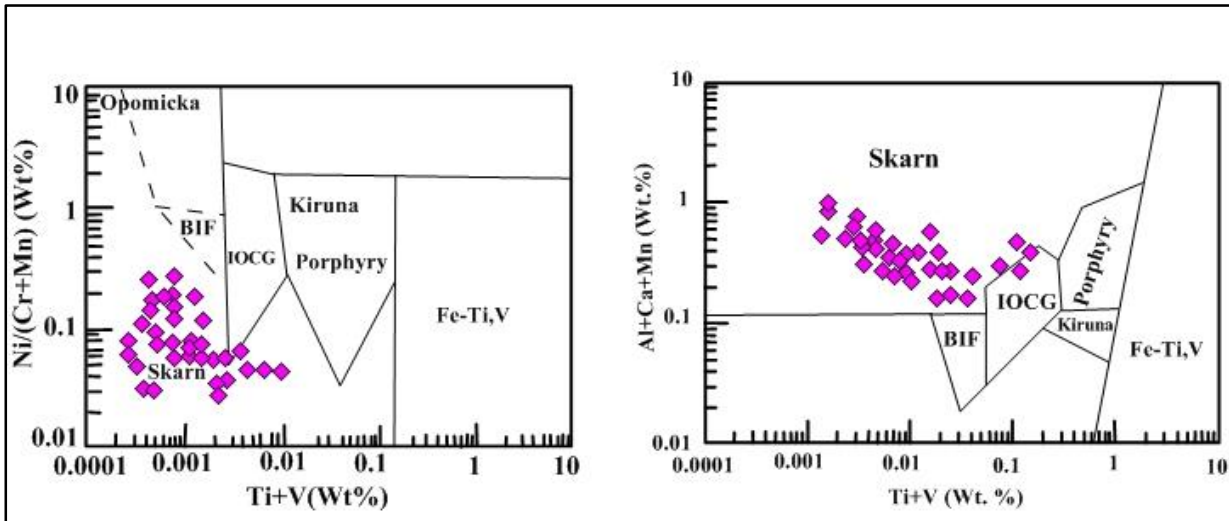
Sample	SM-TP-06												
Mineral	Magnetite												
Point No	22	23	24	25	28	29	30	31	32	33	34	39	40
SiO ₂	0.03	0.08	3.26	0.01	33.26	0.10	0.31	0.15	0.06	0.11	0.10	0.05	0.51
Al ₂ O ₃	0.05	0.15	1.09	0.13	0.33	0.02	0.27	0.17	0.17	0.20	0.09	0.09	0.63
FeO	92.97	89.66	87.27	92.65	91.70	91.78	92.69	90.95	89.94	89.70	90.44	91.68	90.52
MgO	0.73	0.74	1.19	0.81	0.90	0.71	0.95	0.86	0.81	0.98	0.46	0.87	1.04
CaO	0.00	0.00	0.07	0.00	0.44	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.08	0.76	0.08	0.23	0.02	0.47	0.47	0.18	0.33	0.36	0.00	0.30
K ₂ O	0.00	0.05	0.31	0.03	0.10	0.00	0.17	0.11	0.05	0.09	0.04	0.00	0.14
TiO ₂	0.03	0.07	0.12	0.00	0.17	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.05	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.05	0.04	0.02	0.03	0.00	0.05	0.09	0.04	0.08	0.06	0.06	0.04	0.11
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CoO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.94	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.57	1.25	0.00	0.00	0.04	0.00	0.98	0.00	0.00	0.49	0.00	0.00
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO ₂	0.00	0.00	0.07	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CuO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	93.90	91.44	95.46	93.84	94.61	92.75	95.98	93.76	91.29	91.47	92.04	92.73	93.25

جدول ۳-۶. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی مگنتیت در نمونه SMB-TP-55-42.

Sample No.	SMB-55-42							
Mineral	Magnetite							
Point No	29	30	31	35	36	37	38	39
SiO ₂	0.07	0.12	0.10	0.07	0.67	0.13	0.11	0.13
Al ₂ O ₃	0.18	0.17	0.12	0.06	0.11	0.10	0.12	0.10
FeO	90.88	91.24	93.45	92.76	89.56	91.88	90.40	91.51
MgO	1.33	1.22	1.31	0.93	1.05	1.23	1.33	1.11
CaO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.04	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00
MnO	0.11	0.06	0.09	0.10	0.08	0.06	0.09	0.09
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CoO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.16	0.00	0.71	0.20	0.00	0.87	0.00	0.16
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
SO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CuO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	92.75	92.96	96.09	95.12	91.87	94.30	92.09	93.12

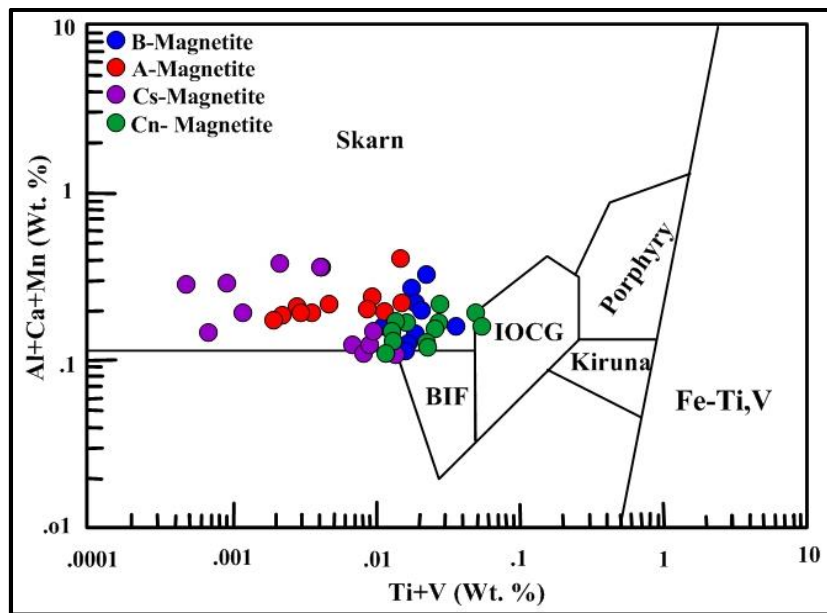
جدول ۴-۶. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی مگنتیت در نمونه SMB-TP-49-131.

Sample	SMB-49-131												
Mineral	Magnetite												
Point.No	1	2	3	4	7	8	9	10	11	12	13	14	23
SiO ₂	0.07	0.03	0.20	0.10	0.08	0.03	0.15	0.30	0.29	0.31	0.21	0.15	0.07
Al ₂ O ₃	0.16	0.17	0.17	0.11	0.22	0.00	0.04	0.43	0.61	0.43	0.26	0.30	0.06
FeO	91.04	91.86	91.22	90.86	91.69	91.24	91.42	90.00	90.74	90.62	91.41	90.34	91.85
MgO	0.86	0.83	0.83	0.90	1.09	0.86	0.60	1.93	1.12	1.27	1.72	1.69	0.49
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.08	0.03	0.12	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.07	0.07	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.05	0.10	0.14	0.00	0.04	0.02	0.06	0.06
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
MnO	0.09	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.05	0.06	0.11	0.09	0.13	0.10	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CoO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.41	0.00	0.00	0.00	0.21	0.33	0.54	0.00	0.04	0.16	0.06	0.29	0.00
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CuO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	92.70	92.99	92.63	92.09	93.38	92.59	93.01	93.11	93.21	93.04	93.81	92.99	92.65



شکل ۳-۶. قرارگیری نمونه‌های منطقه معدن جو در نمودارهای تعیین نوع مگنتیت (گرمایی و ماگمایی) و نوع کانسار بر

اساس نسبت $Ti+V$ به $Ca+Al+Mn$ و $Ti+V$ به $Ni/(Cr+Mn)$ (Dupuis C and Beaudoin G., 2011).



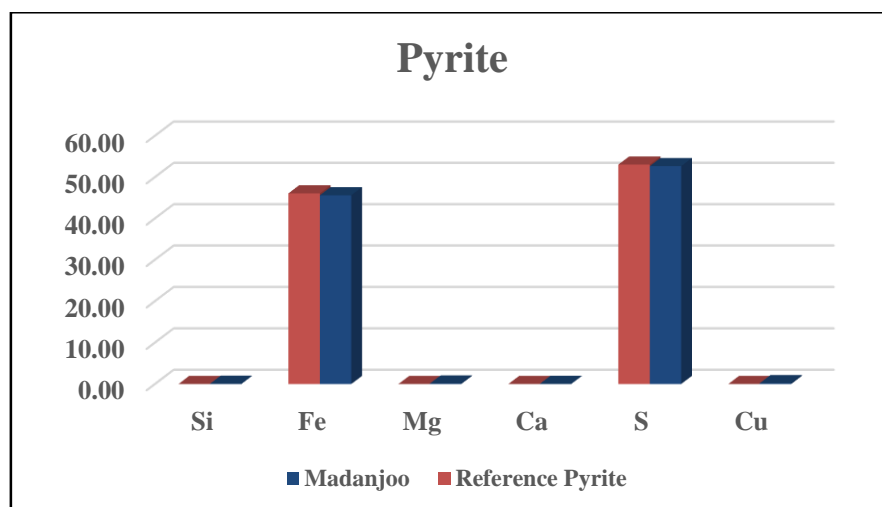
شکل ۴-۶. قرارگیری نمونه‌های آنومالی‌های A, B, Cs, Cn مجتمع معدنی سنگ آهن سنگان در نمودارهای تعیین نوع

مگنتیت (گرمایی و ماگمایی) و نوع کانسار بر اساس نسبت $Ti+V$ به $Ca+Al+Mn$ و $Ti+V$ به $Ni/(Cr+Mn)$,

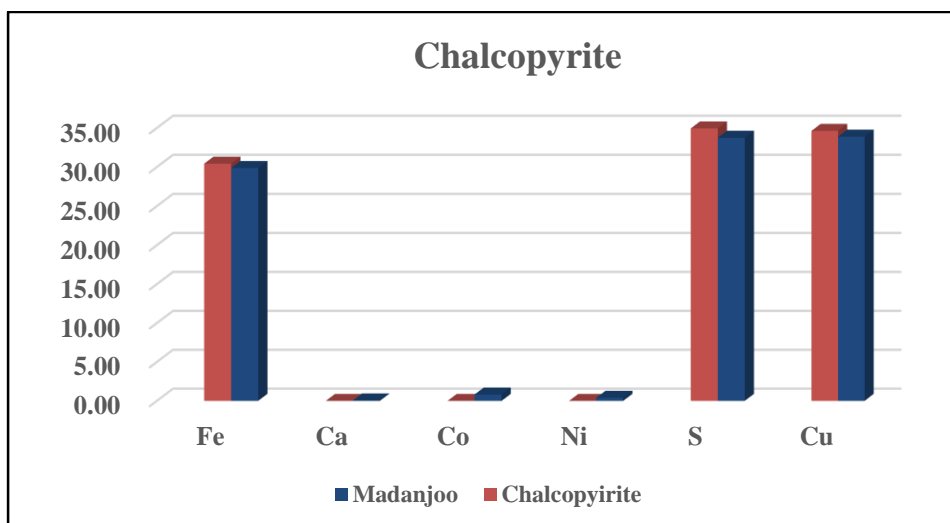
(Dupuis C and Beaudoin G., 2011).

۶-۳-۲- شیمی کانی پیریت - کالکوپیریت

بر پایه مطالعات میکروپروپ الکترونی کانی پیریت در نمونه‌های SMB-TP-49-131 و SM-TP-06 و کانی کالکوپیریت نیز در نمونه SMB-TP-49-131 اندازه‌گیری شده است. نتایج آنالیز نقطه‌ای تعداد ۶ نقطه بر روی کانی پیریت و ۱ نقطه بر روی کانی کالکوپیریت در شکل‌های (۶-۱) قسمت ب، (۶-۲) و جدول (۶-۵) انجام شده است. پیریت بر پایه رفرنس‌ها با فرمول شیمیایی FeS_2 دارای Fe: 46.6 و S: 53.4 درصد می‌باشد و کالکوپیریت با فرمول شیمیایی $CuFeS_2$ دارای ترکیب شیمیایی Fe: 30.43, Cu: 34.63, S: 34.94 درصد می‌باشد (www.webmineral.com). بر پایه نتایج آنالیز الکترونی بیشترین ترکیب کانی پیریت را S تشکیل می‌دهد. مقدار آن در نقاط آنالیز شده از ۵۲/۴۵ درصد در نمونه SM-TP-49-131 تا بیشترین مقدار ۵۲/۹۱ درصد در نمونه SMB-TP-06 تغییر می‌کند و متوسط آن در حدود ۵۲/۶۰ درصد می‌باشد و Fe: ۴۵/۳۱ درصد و بیشترین مقدار ۴۵/۸۶ و متوسط ۴۵/۵۰ تغییر می‌کند. اگر این ترکیب را با ترکیب شیمیایی کانی‌ها مقایسه کنیم این ترکیب نشان می‌دهد بیشترین نزدیکی را با کانی پیریت دارد. و برای کانی کالکوپیریت نیز بیشترین ترکیب $Cu: ۳۳/۸۹$, $S: ۳۳/۷۵$ و $Fe: ۲۹/۸۸$ می‌باشد. این ترکیب بیشترین نزدیکی را با کانی کالکوپیریت دارد و با توجه به مطالعات کانی‌شناسی وجود این کانی‌ها قابل اثبات می‌باشد.



شکل ۶-۵. مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی کانی پیریت از اسکارن معدن جو با ترکیب پیریت مرجع.



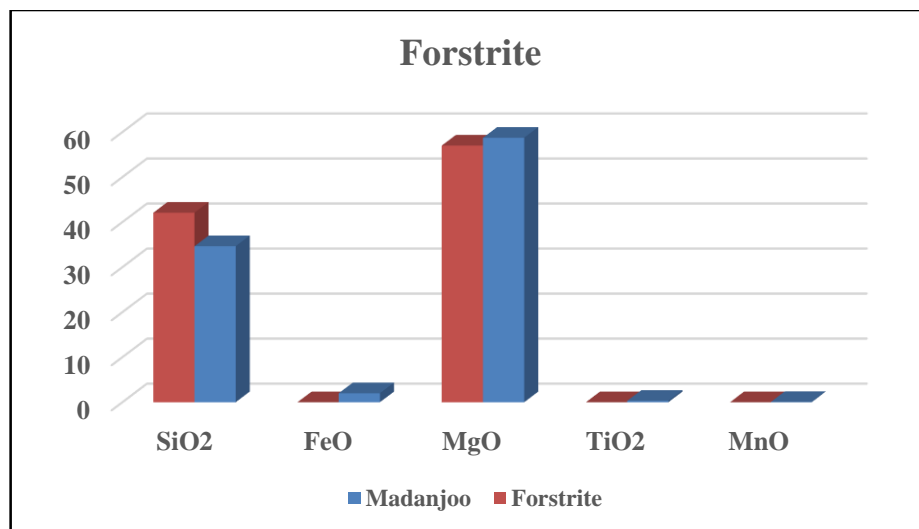
شکل ۶-۶. مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی کانی کالکوپیریت از اسکارن معدن جو با ترکیب کالکوپیریت مرجع.

جدول ۵-۶. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی پیریت- کالکوپیریت در نمونه SMB-TP-49-131، SM-TP-06.

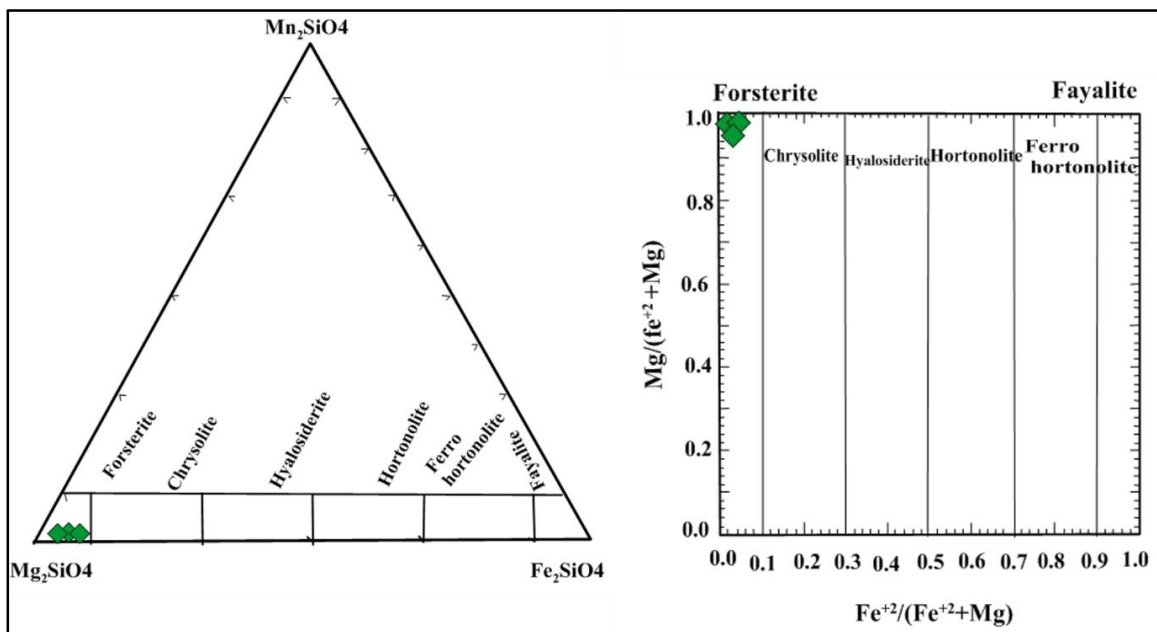
Sample	SMB-TP-49-131, SM-TP-06						
	Pyrite						Chalcopyrite
Mineral	24	25	35	36	37	38	28
Point No.	24	25	35	36	37	38	28
Si	0.00	0.00	0.07	0.06	0.07	0.08	0.05
Al	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	45.31	45.50	45.86	45.75	45.47	45.70	29.88
Mg	0.13	0.07	0.08	0.04	0.09	0.22	0.00
Ca	0.11	0.03	0.00	0.01	0.01	0.05	0.05
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81
Ni	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	52.72	52.45	52.78	52.50	52.91	52.60	33.75
Cu	0.29	0.87	0.00	0.12	0.00	0.00	33.89
Zn	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	98.97	99.02	98.79	98.48	98.61	98.66	98.84

۶-۳-۳- شیمی کانی اولیوین

بر پایه مطالعات میکروپروپ الکترونی کانی اولیوین در نمونه‌های SMB-TP-55-42, اندازه‌گیری شده است، نتایج آنالیز نقطه‌ای تعداد ۳ نقطه بر روی کانی اولیوین در شکل (۶-۱)، قسمت الف و جدول (۶-۶). انجام شده است. بر پایه نتایج آنالیز الکترونی MgO و بعد از SiO₄ بیشترین درصد وزنی این کانی را تشکیل می‌دهد. مقدار MgO در نقاط آنالیز شده از ۵۸/۲۵ درصد تا بیشترین مقدار ۵۹/۴۵ درصد، SiO₄ از ۳۴/۰۱ تا ۳۴/۴۹ تغییر می‌کند. اگر این ترکیب را با ترکیب شیمیایی کانی‌ها مقایسه کنیم این ترکیب نشان می‌دهد بیشترین نزدیکی را با کانی فورستريت دارد. فورستريت با فرمول شیمیایی Mg₂SiO₄ و ترکیب شیمیایی بر پایه رفرنس‌ها دارای SiO₄:42.9 و MgO:57.01 درصد می‌باشد (www.webmineral.com). با توجه به مطالعات کانه‌نگاری وجود کانی فورستريت نیز در این نمونه قابل اثبات می‌باشد. با استفاده از نرم‌افزار (2002) Minpet نمودارهای شکل (۶-۸) Mn₂SiO₄ (تفروئیت)، Mg₂SiO₄ (فورستريت)، Fe₂SiO₄ (فایالیت) نقاط در محدوده فورستريت قرار می‌گیرند.



شکل ۶-۷. مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی کانی فورستريت از اسکارن معدن جو با ترکیب فورستريت مرجع.



شکل ۶-۸. ترکیب شیمیایی کانی اولیوین بر اساس تقسیم‌بندی (Morimoto et al. (1988).

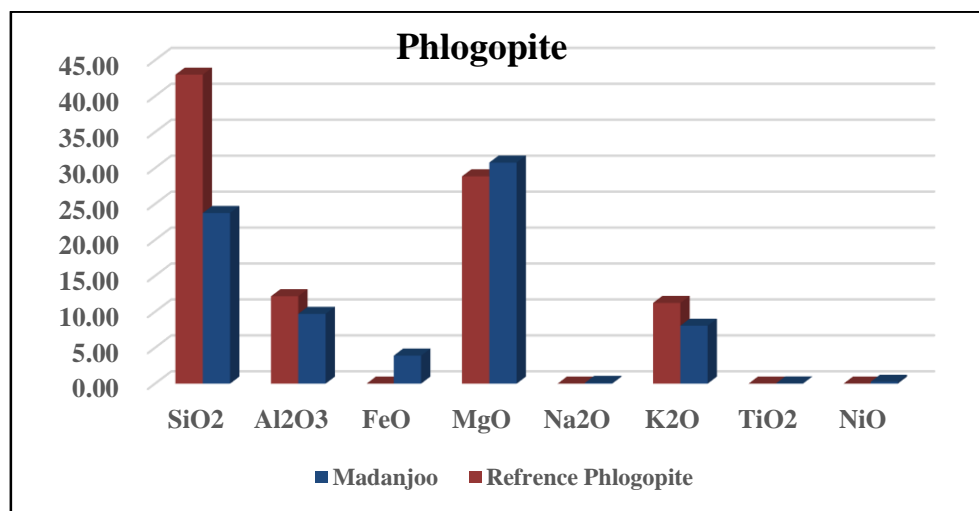
جدول ۶-۶. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی اولیوین در نمونه SMB-TP-55-42.

Sample	SMB-TP-55-42												
Point	Mineral	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	NiO	V ₂ O ₃	Total
32	Forsterite	34.01	0.00	2.07	58.25	0.00	0.00	0.33	0.00	0.06	0.00	0.00	94.75
33		34.44	0.00	2.03	58.53	0.02	0.10	0.33	0.06	0.07	0.21	0.00	95.79
34		35.49	0.03	1.90	59.45	0.05	0.06	0.26	0.12	0.05	0.00	0.04	97.52

۶-۳-۴- شیمی کانی فلوگوپیت

بر پایه مطالعات میکروپروپ الکترونی کانی فلوگوپیت در نمونه‌های SMB-TP-49-131 اندازه‌گیری شده است، نتایج آنالیز نقطه‌ای تعداد ۳ نقطه بر روی کانی فلوگوپیت در شکل (۶-۲) و جدول (۶-۷) انجام شده است. فلوگوپیت با فرمول شیمیایی $\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{F},\text{OH})$ و ترکیب شیمیایی بر پایه-ی رفرنس‌ها دارای مقدار $\text{K}_2\text{O}:11.23$ ، $\text{SiO}_2:4$ ، $\text{H}_2\text{O}:2.15$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3:12.16$ ، $\text{MgO}:28.84$ (www.webmineral.com) می‌باشد. بر پایه نتایج آنالیز الکترونی SiO_2 بیشترین درصد این کانی را

تشکیل می‌دهد. مقدار آن در نقاط آنالیز شده از ۳۹ درصد در این نمونه تا بیشترین مقدار ۴۰/۹۴ درصد در نمونه تغییر می‌کند. مقدار K_2O و MgO به ترتیب از ۶/۵۶ تا ۸/۹۴ و ۳۰/۳۶ تا ۳۱/۵۶ متغیر است، اگر این ترکیب را با ترکیب شیمیایی کانی‌ها مقایسه کنیم این ترکیب نشان می‌دهد بیشترین نزدیکی را با کانی فلوگوپیت دارد. با توجه به مطالعات کانه‌نگاری وجود این کانی در این نمونه قابل اثبات می‌باشد. نمودار شکل (۶-۹) مقایسه ترکیب شیمیایی کانی فلوگوپیت منطقه‌ی معدن جو را با کانی فلوگوپیت مرجع نشان می‌دهد.



شکل ۶-۹. مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی کانی فورستريت از اسکارن معدن جو با ترکیب فورستريت مرجع

جدول ۶-۷. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی فلوگوپیت در نمونه SMB-TP-49-131.

Sample Point	Mineral	SMB-TP-49-131										Total
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	NiO	
19	Phlogopite	40.94	11.49	3.41	30.36	8.94	0.08	0.05	0.00	0.02	0.0	95.36
20		40.33	11.30	3.68	30.39	8.70	0.17	0.03	0.06	0.00	0.0	94.67
21		39.00	10.67	4.62	31.56	6.56	0.09	0.02	0.12	0.00	0.65	93.17

۶-۳-۵- شیمی کانی گارنت

گارنت‌ها گروه مهمی از کانی‌های ارتوسیلیکاته می‌باشند که در محیط‌های گوناگون زمین‌شناسی مشاهده می‌شوند. ساختار بلور گارنت به عنوان یک مجموعه شیمیایی با اهمیت تلقی شده است و با توجه به نوع سنگ دربرگیرنده، ترکیب زمینه، مجموعه کانی‌های پیرامون و شرایط دما و فشار عناصر مختلفی در ترکیب این کانی شرکت کرده و در نتیجه انواع کانی گارنت را ایجاد می‌کند. بلورهای گارنت (به‌ویژه مگاکریست‌های آن) منطقه‌بندی یا زونینگ نشان می‌دهند. این منطقه‌بندی بیانگر عدم تعادل و تغییرات ترکیب فاز سیال در حین رشد کانی است (Ciboanu and Cook, 2004). در سنگ‌های دگرگونی با مطالعه زون‌بندی بلورهای گارنت می‌توان به اطلاعاتی در مورد تغییر شرایط فیزیکی، از جمله دما و فشار در طول زمان تحولات دگرگونی دست یافت (Dziggel et al, 2009). در گارنت‌های دارای زون‌بندی ترکیب شیمیایی از حاشیه تا مرکز تغییر می‌کند. این تغییرات شامل تغییر در عناصری مانند سیلیسیم، آلومینیوم، آهن، منیزیم و کلسیم است. در بیشتر سیستم‌های اسکارنی، ترکیب گارنت‌های پیش‌رونده‌ی پیشین غنی از Al است و گارنت‌های پس‌رونده اسکارنی غنی از Fe می‌باشند. نکته‌ی قابل توجه رابطه‌ی بین همسانگردی و نسبت $Fe/Fe+Al$ است. به طوری که معمولاً گارنت‌های آندرادیتی ($Ad > 90$) همسان‌گرد می‌باشند در حالی که گارنت‌های حد واسط ناهمسان‌گرد می‌باشند. گارنت‌های ناهمسان‌گرد دارای گستره‌ی ترکیبی گسترده‌ای می‌باشند که می‌تواند نشان‌دهنده‌ی ناهمگنی عناصر اصلی توده نفوذی است. همچنین بررسی‌های انجام‌شده روی همیافتی کانی‌ها و میانبارهای سیال در گارنت‌های با منطقه‌بندی نوسانی در اسکارن‌ها نشان داده است که دمای تشکیل مرکز هسته و حاشیه‌ی بلور گارنت شبیه به یکدیگر است، لذا دما نمی‌تواند تنها عامل ایجاد چنین پدیده‌ای هنگام رشد گارنت‌ها باشد (Morimoto et al., 1989). از این‌رو روندهای منطقه‌بندی در گارنت‌ها می‌تواند در نتیجه تغییرات ترکیبی سیال گرمایی زمان رشد گارنت و یا در نتیجه‌ی فرآیندهای متقابل گارنت-سیال رخ دهد (Jamtveit et al., 1993). در منطقه معدن جو بر پایه

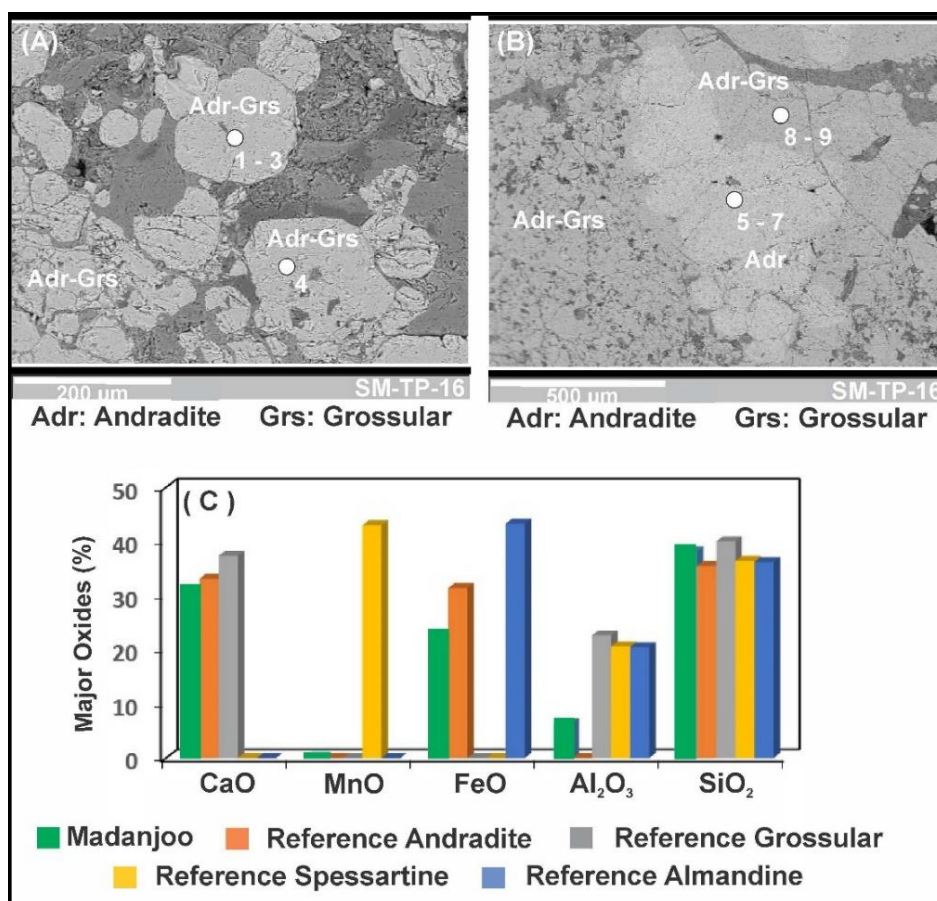
مطالعات میکروپروپ الکترونی کانی گارنت در نمونه‌ی SM-TP-10 اندازه‌گیری شده است، نتایج آنالیز نقطه‌ای تعداد ۹ نقطه بر روی کانی گارنت در جدول (۶-۸) انجام شده است. در شکل (۶-۱۰) تصویر BSE (Back-scattered electron imaging) از آنالیز نقطه‌ای بلورهای گارنت نشان داده شده است. گارنت نوع آندرادیت با فرمول شیمیایی $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ و ترکیب شیمیایی بر پایه‌ی رفرنس‌ها $\text{CaO}:33.11$, $\text{Fe}_2\text{O}_3:31.42$, $\text{SiO}_2:35/47$ درصد می‌باشد (www.webmineral.com). بر پایه نتایج آنالیز الکترونی SiO_2 بیشترین درصد آندرادیت را تشکیل می‌دهد. مقدار آن در نقاط آنالیز شده از $37/52$ درصد در این نمونه تا بیشترین مقدار $39/03$ درصد در نمونه تغییر می‌کند. اگر این ترکیب را با ترکیب شیمیایی کانی‌ها مقایسه کنیم این ترکیب نشان می‌دهد که بیشترین نزدیکی را با کانی آندرادیت دارد. برای گارنت نوع گراسولار با فرمول شیمیایی $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ و ترکیب شیمیایی $\text{SiO}_2: 40.02$, $\text{Al}_2\text{O}_3 22.64$, $\text{CaO}: 37.35$ درصد می‌باشد و با توجه به مطالعات کانه‌نگاری وجود این کانی در این نمونه قابل اثبات می‌باشد. تغییرات ترکیب گارنت‌ها نتیجه تغییرات فیزیکوشیمیایی است. سیال‌ها طی مراحل بعدی دگر نهادی، از آهن فقیر و از آلومینیم غنی‌تر می‌شوند. بنابراین، حاشیه آندرادیت به گروسولار تغییر ترکیب می‌دهد. فقیرشدگی محلول از آهن در اثر تشکیل کانی‌های آهن-دار دیگر و حتی مگنتیت توجیه می‌شود. اثر دما نیز نقش مهمی در این تغییر ترکیب دارد. با کاهش دما، عناصر با دمای بالا مانند آهن در محلول کمتر حمل می‌شوند و عناصر با دمای پایین مانند آلومینیم بیشتر حمل می‌شوند. این امر سبب تشکیل گروسولار در مراحل بعدی به دور آندرادیت‌های قبلی خواهد شد. (Jamtveit B, Gulbin Yu, 2013). ترکیب گارنت‌ها و میزان مشارکت عناصر، تابعی از دما، گریزندگی اکسیژن، ترکیب سیال، ترکیب سنگ میزبان رسوبی و غیره می‌باشد. تغییرات ترکیب گارنت‌ها در مرکز و حاشیه از آندرادیت به گروسولار و بر تصویر تحت تأثیر مشارکت Al و Fe^{3+} است. عناصری مانند Al و Ti در سیستم گرمایی بسیار ضعیف است (Bestel M., Gawronski T., 2009) و نیز وجود این عناصر در ترکیب گارنت‌ها به‌ویژه در حاشیه می‌تواند ناشی از انحلال و تراوش از سنگ میزبان رسوبی در طی واکنش‌های دگرگونی باشد. ترکیب گارنت‌های منطقه معدن جو در

مثلت آندرادیت، گروسولار، آلماندین + اسپسارتین شکل (۶-۱۱) آورده شده است و با ترکیب گارنت-های معادن اسکارن دنیا مقایسه شده است. طبق نتایج آنالیز نقطه‌ای در منطقه معدن جو بیشتر ترکیب گارنت نزدیک به رأس آندرادیت می‌باشد و بیشتر در گستره‌ی ۷۰ تا ۹۰ درصد قرار می‌گیرند و مقدار گروسولار در بعضی نقاط آنالیز افزایش اندکی دارد. روش دیگری که برای تعیین نوع کانی گارنت بر اساس داده‌های اکسید عناصر اصلی به روش EPMA وجود دارد بر اساس برنامه‌ای است که در محیط نرم‌افزار اکسل نوشته شده است (Andrew and Locock, 2008)، در این نرم افزار مقادیر اکسید عناصر اصلی مربوط به نقاط میکروپروپ به‌طور جداگانه در ستون مربوطه را وارد کرده و درصد کانی‌ها برای هر نقطه محاسبه می‌شود. در جدول (۶-۹) بر اساس مقادیر اکسید عناصر اصلی نقطه تجزیه میکروپروپی شماره ۱ درصد کانی‌های گروه گارنت با استفاده از نرم‌افزار مذکور به عنوان نمونه نشان داده شده است برای بقیه نقاط تنها درصد کانی‌های حاصل از محاسبه به روش فوق در جدول (۶-۱۰) آورده شده است. در نهایت برپایه‌ی داده‌های جدول (۶-۱۰) و با استفاده از دیاگرام مثلثی آندرادیت-گروسولار-اسپسارتین ترکیب گارنت‌های اسکارن معدن جو در محدوده آندرادیت به سمت گروسولار قرار می‌گیرد شکل (۶-۱۲).

جدول ۶-۸. نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی گارنت در نمونه SM-TP-10.

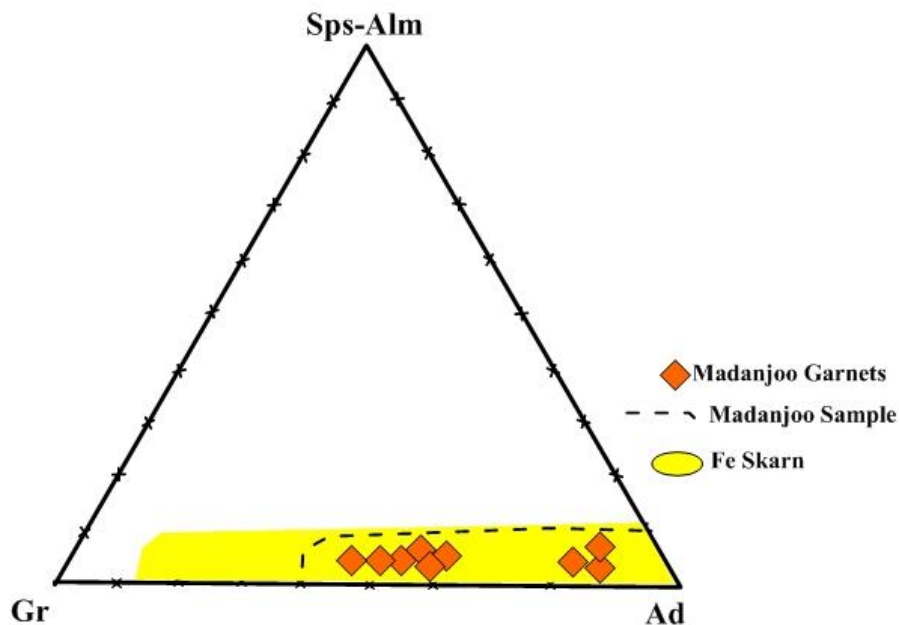
Sample No.	SM-TP-10												
	Mineral	Andradite-Grossular									Andradite	Grossular	Spessartine
Point No		1	2	3	4	5	6	7	8	9			
Na ₂ O	0.07	0.00	0.00	0.07	0.04	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.04	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	30.42	30.50	30.75	30.62	30.80	30.63	31.17	31.53	32.09	33.11	37.35	0.00	0.00
MnO	0.22	0.24	0.25	0.33	0.23	0.23	0.11	0.36	0.33	0.00	0.00	42.99	0.00
FeO	20.74	21.21	21.22	20.57	28.43	26.74	26.72	19.14	19.49	31.42	0.00	0.00	43.30
NiO	0.12	0.28	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	7.96	8.13	7.69	8.47	2.21	2.97	2.15	8.95	8.97	0.00	22.64	20.60	20.48

V₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO₂	38.59	39.03	38.16	37.69	37.52	37.57	38.57	38.32	38.19	35.47	40.02	36.41	0.00
TiO₂	0.23	0.00	0.41	0.29	0.00	0.00	0.00	0.38	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.39	99.49	98.48	98.18	99.27	98.26	98.72	98.68	99.64	100.00	100.00	100.00	100.00



شکل ۶-۱۰. تصاویر BES مربوط به نمونه SM-TP-10 و نمودار مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی کانی گارنت منطقه‌ی

معدن جو با ترکیب گارنت مرجع.



شکل ۶-۱۱. نمودار تغییرات ترکیب کانی گارنت منطقه کانسار آهن معدن جو و مقایسه آن با ترکیب گارنت‌های معادن

اسکارن آهن دنیا (Meinert 1989)، Sps: spessart، Alm: almandine، Gr: grossular، Ad: andradite.

جدول ۶-۹. محاسبه درصد کانی‌های گروه گارنت بر اساس مقادیر اکسید عناصر اصلی نقطه میکروپروپ شماره یک با استفاده از نرم افزار تعیین ترکیب کانی گارنت (Andrew and Locock, 2008).

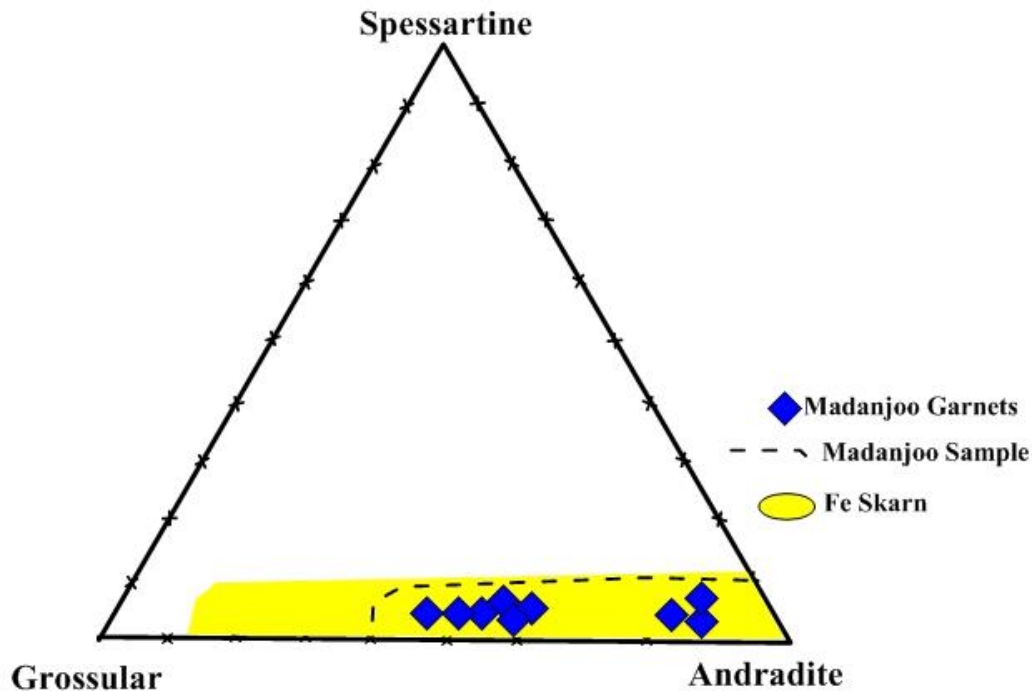
Chemical	1968	cations	Cation assignments (apfu)			End-member	Proportions	Remainder (apfu)	
			dodecahedral	octahedral	tetrahedral			cations	octahedral
analysis	wt% oxide					Henritermierite			
SiO ₂	38.59	Si		0.1936	3.0000	<i>Blythite</i>		Si	0.1936
TiO ₂	0.23	Ti		0.0143		<i>Katoite</i>		Ti	0.0031
ZrO ₂	0.00	Zr		0.0000		<i>FCa garnet</i>		Zr	
SnO ₂	0.00	Sn		0.0000		<i>FMn garnet</i>		Sn	
Y ₂ O ₃	0.00	Y	0.0000			<i>Yttrogarnet</i>		Y	
Al ₂ O ₃	7.96	Al		0.7764	0.0000	<i>Kimzeyite</i>		Al	
Sc ₂ O ₃	0.00	Sc		0.0000		<i>Kimzeyite-Fe</i>		Sc	
Cr ₂ O ₃	0.00	Cr		0.0000		<i>Tin garnet</i>		Cr	
V ₂ O ₃	0.00	V		0.0000		<i>Schorlomite</i>		V	
FeO / FeO _{tot}		Fe ²⁺	0.0000			<i>Schorlomite-Al</i>		Fe ²⁺	
Fe ₂ O ₃ / calc	20.74	Fe ³⁺		1.2916	0.0000	<i>Morimotoite</i>		Fe ³⁺	0.2632
MnO	0.22	Mn ²⁺	0.0154			<i>NaTi garnet</i>	0.56%	Mn ²⁺	
(Mn ₂ O ₃)		Mn ³⁺		0.0000		<i>Morimotoite.Mg</i>		Mn ³⁺	
MgO	0.00	Mg	0.0000	0.0000		<i>Morimotoite-Fe</i>		Mg	
CaO	30.42	Ca	2.6974			<i>Majorite</i>		Ca	
Na ₂ O	0.07	Na	0.0112			<i>Sc garnet</i>		Na	
H ₂ O+	0.00	H ₄				<i>Goldmanite</i>		H ₄	
F	0.00	vac ()				<i>Yamatoite</i>		subtotal	0.4599
O=F (calc)			2.7240	2.2760	3.0000	<i>Uvarovite</i>			
Total (calc)	98.23		cation proportions not ideal			<i>Knorringite</i>		F	
				Fe ³⁺ /Fe _{tot}	100.00%	<i>Spessartine</i>	0.51%		

Note: FeO _{tot} (wt%) = 0.8998 Fe ₂ O ₃ + FeO and			Mn ³⁺ /Mn _{tot}	0.00%	Pyrope			
	0.237	O excess pfu, octahedral		does not chargebalance Si unlikely to be real....	Almandine			
					Grossular	38.31%		
	O anions	12.2363			Andradite	51.42%		
MnO = 0.8987 Mn ₂ O ₃	F anions	0.0000			Calderite			
					<i>Skiagite</i>			
					<i>Khoharite</i>			
					Remainder	9.20%		
					Total	100.00%		
					Proportions	Non ideal		
					Charge balance	no		

جدول ۶-۱۰. خلاصه‌ی درصد کانی‌های گروه گارنت بر اساس مقادیر اکسید عناصر اصلی ۹ نقطه میکروپروپ با

استفاده از نرم افزار تعیین ترکیب کانی گارنت (Andrew and Locock, 2008).

Points	Lithology	Grossular	Spessartine	Andradite	NaTi garnet	Uvarovite
1	And-Gro	38.31	0.51	51.42	0.56	0.00
2	And-Gro	38.77	0.56	50.65	0.00	0.00
3	And-Gro	36.92	0.58	53.97	0.00	0.00
4	And-Gro	40.57	0.77	49.82	0.56	0.00
5	And-Gro	10.44	0.55	82.23	0.00	0.00
6	And-Gro	14.27	0.55	73.32	0.00	0.13
7	And-Gro	10.44	0.26	83.60	0.00	0.10
8	And-Gro	42.38	0.83	49.88	0.00	0.00
9	And-Gro	42.28	0.76	51.04	0.00	0.00



شکل ۶-۱۲. موقعیت ترکیب شیمیایی گارنت‌های اسکارن آهن معدن جو در نمودار مثلثی گروسولار-

اسپسارتین-آندرادیت (Meinert 1989).

۶-۳-۶- شیمی کانی پیروکسن

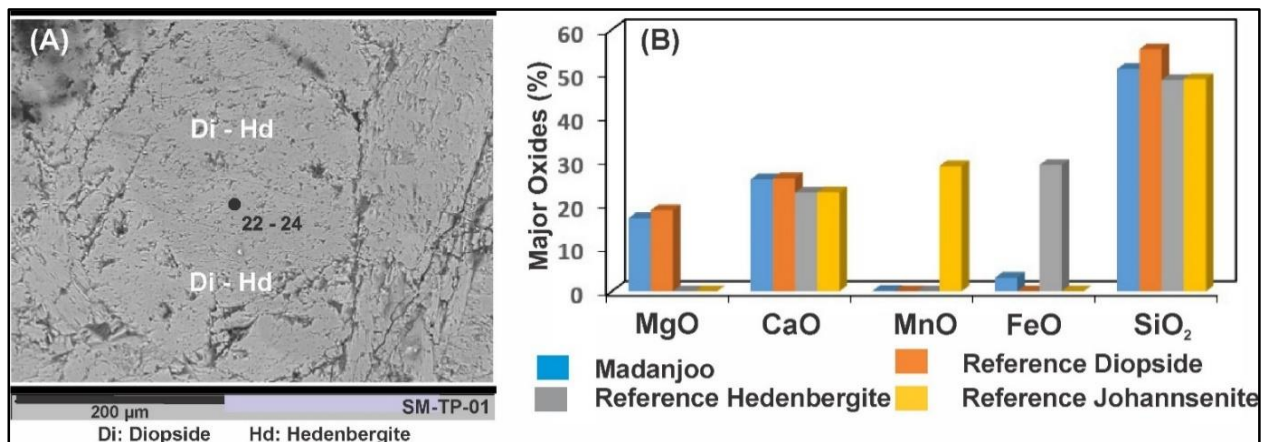
بر پایه مطالعات میکروپروپ الکترونی کانی پیروکسن در نمونه‌های SM-TP-01 اندازه‌گیری شده است، نتایج آنالیز نقطه‌ای تعداد ۳ نقطه بر روی این کانی در شکل (۶-۱۳) و جدول (۶-۱۱) انجام شده است. پیروکسن نوع دیوپسید با فرمول شیمیایی $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ و ترکیب شیمیایی بر پایه رفرنس‌ها دارای $\text{CaO}: 25.90$ ، $\text{MgO}: 18.61$ و $\text{SiO}_2: 55.49$ درصد می‌باشد (www.webmineral.com). بر پایه نتایج آنالیز الکترونی SiO_2 بیشترین درصد این کانی را تشکیل می‌دهد. مقدار آن در نقاط آنالیز شده از ۵۰/۵۳ درصد در این نمونه تا بیشترین مقدار ۵۵/۴۹ درصد در نمونه تغییر می‌کند. اگر این ترکیب را با ترکیب شیمیایی کانی‌ها مقایسه کنیم این ترکیب نشان می‌دهد بیشترین نزدیکی را با کانی دیوپسید دارد. با توجه به مطالعات کانه‌نگاری وجود این کانی در این نمونه قابل اثبات می‌باشد. هدنبرژیت با فرمول شیمیایی $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ و ترکیب شیمیایی ۲۲.۶۰

CaO: 28.96، FeO: 48.44 و SiO₂: درصد می باشد (www.webmineral.com). بر پایه نتایج آنالیز الکترونی SiO₂ بیشترین درصد این کانی را تشکیل می دهد. ژوهانسنیت نوع دیگر پیروکسن است با فرمول شیمیایی CaMnSi₂O₆ و ترکیب شیمیایی MnO: 28.96، SiO₂: 48.62 و CaO: 22.69 می باشد. اکسید آهن از ۰/۴۹ تا ۴/۶۴ درصد، اکسید آلومینیم از ۰/۷۶ تا ۳/۷۴ درصد، اکسید منیزیم از ۱۵/۱۴ تا ۱۸/۸۹ درصد، اکسید کلسیم از ۲۴/۷۸ تا ۲۶/۵۳ درصد و اکسید سیلیسیم از ۵۰/۵۳ تا ۵۱/۶۳ درصد متغیر است و مقدار اکسید منگنز بسیار کم و از ۰/۴ تا ۰/۲۱ متغیر است. در بررسی های میکروسکوپی و ریزکاوا الکترونی، آثاری از منطقه بندی و تغییرات نوسانی در بلورهای پیروکسن مشاهده نمی شود. تغییرات ترکیب پیروکسن های منطقه معدن جو در مثلث هدنبرگیت، دیوپسید، ژوهانسنیت با پیروکسن های معادن اسکارن آهن دنیا مقایسه شده است و پیروکسن های منطقه معدن جو در گستره ی ترکیب پیروکسن های معادن اسکارن آهن دنیا قرار می گیرد. طبق نتایج حاصل از آنالیز الکترون نقطه ای ترکیب پیروکسن های منطقه معدن جو بیشتر دیوپسیدی و دیوپسیدی-هدنبرژیته می باشد. و همچنین طبق نمودار شکل (۶-۱۵) که با استفاده از نرم افزار (Minpet (2002) ترسیم شده اند، نتایج حاصل از بررسی های آنالیز میکروپروپی نشان می دهد که زون پیروکسن منطقه معدن جو در گستره کلینوپیروکسن های کلسیم-منیزیم-آهن دار قرار دارند و از نوع دیوپسید تا هدنبرژیت می باشند (Morimoto et al., 1988). ترکیب اجزای این کانی بین WO: 39.18-50.77، En: 33.99-50.69، Fs: 4.89-16.43 در نوسان می باشد.

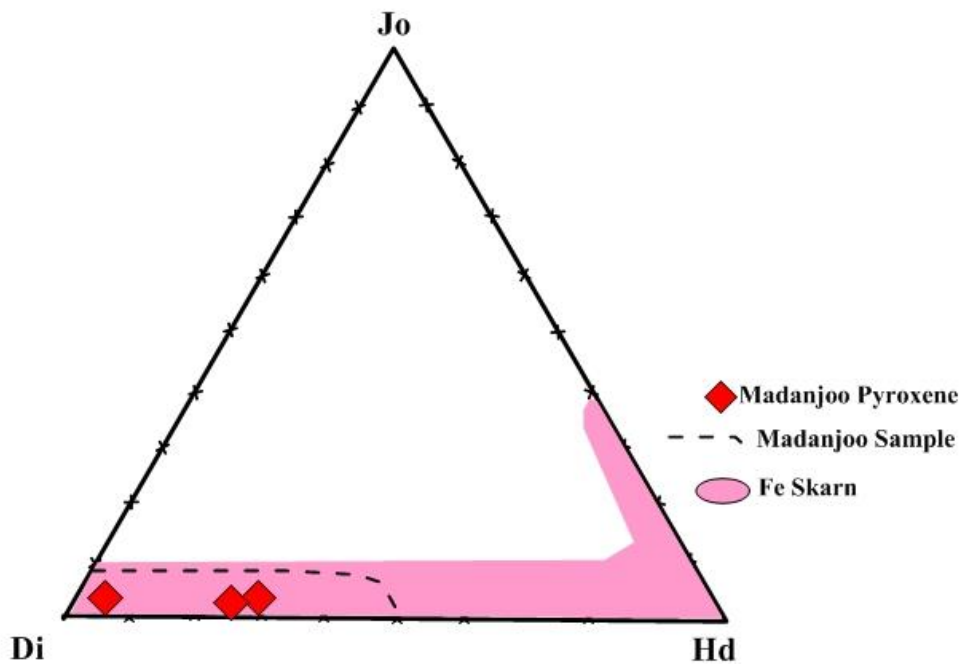
جدول ۶-۱۱ نتایج آنالیز میکروپروپ برای کانی پیروکسن در نمونه SM-TP-01.

Sample No.	SM-TP-01					
	Mineral	Diopside-Hedenbergite			Reference Diopside	Reference Hedenbergite
Point No		22	23	24		
Na ₂ O	0.33	0.20	0.03	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.04	0.09	0.00	0.00	0.00
MgO	15.14	16.23	18.89	18.61	0.00	0.00

CaO	24.78	25.68	26.53	25.90	22.60	22.69
MnO	0.17	0.21	0.04	0.00	0.00	28.70
FeO	4.19	4.64	0.49	0.00	28.96	0.00
Al₂O₃	3.74	1.05	0.76	0.00	0.00	0.00
V₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO₂	50.53	50.75	51.63	55.49	48.44	48.62
TiO₂	0.29	0.26	0.12	0.00	0.00	0.00
P₂O₅	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.26	99.06	98.58	100.00	100.00	100.00

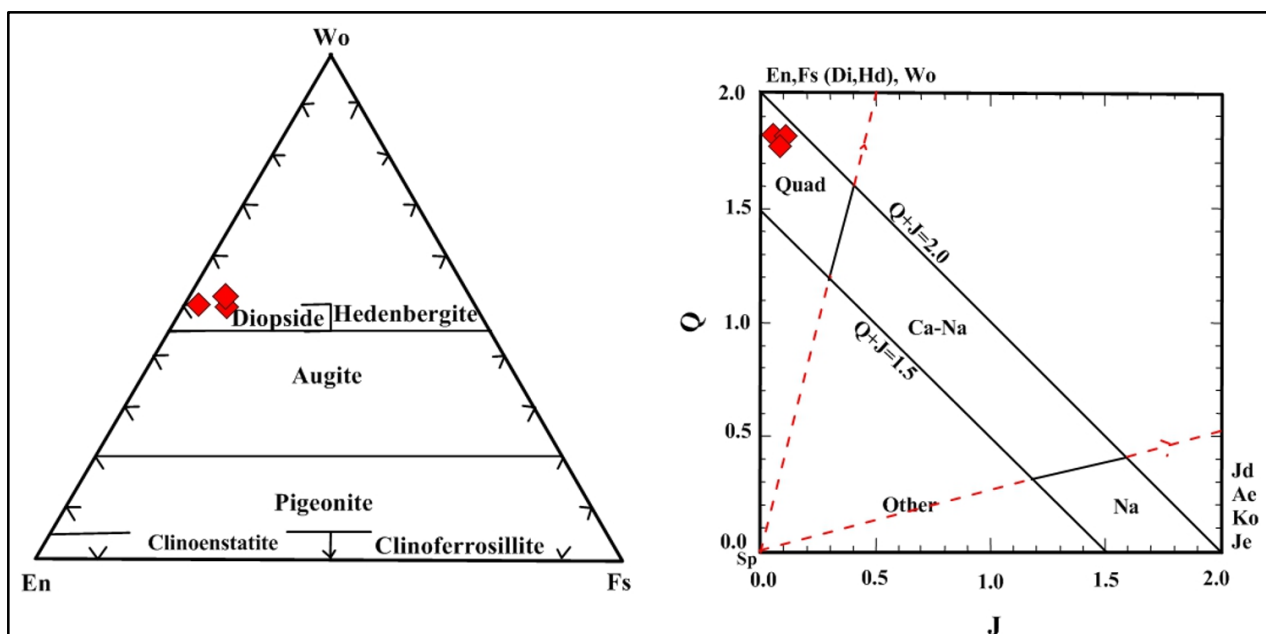


شکل ۶-۱۳. تصاویر BES مربوط به نمونه SMB-TP-49-131.



شکل ۶-۱۴. نمودار تغییرات ترکیب کانی پیروکسن منطقه کانسار آهن معدن جو و مقایسه آن با ترکیب پیروکسن‌های

معدن اسکارن آهن دنیا (Meinert 1989). Jo: Johannsenite, Hd: Hedenbergite, Di: Diopside.



شکل ۶-۱۵. رده‌بندی پیروکسن‌های منطقه معدن جو طبق نمودارهای (Morimoto et al. (1988).

۴-۶- زمین دما- فشارسنجی (Thermobarometry)

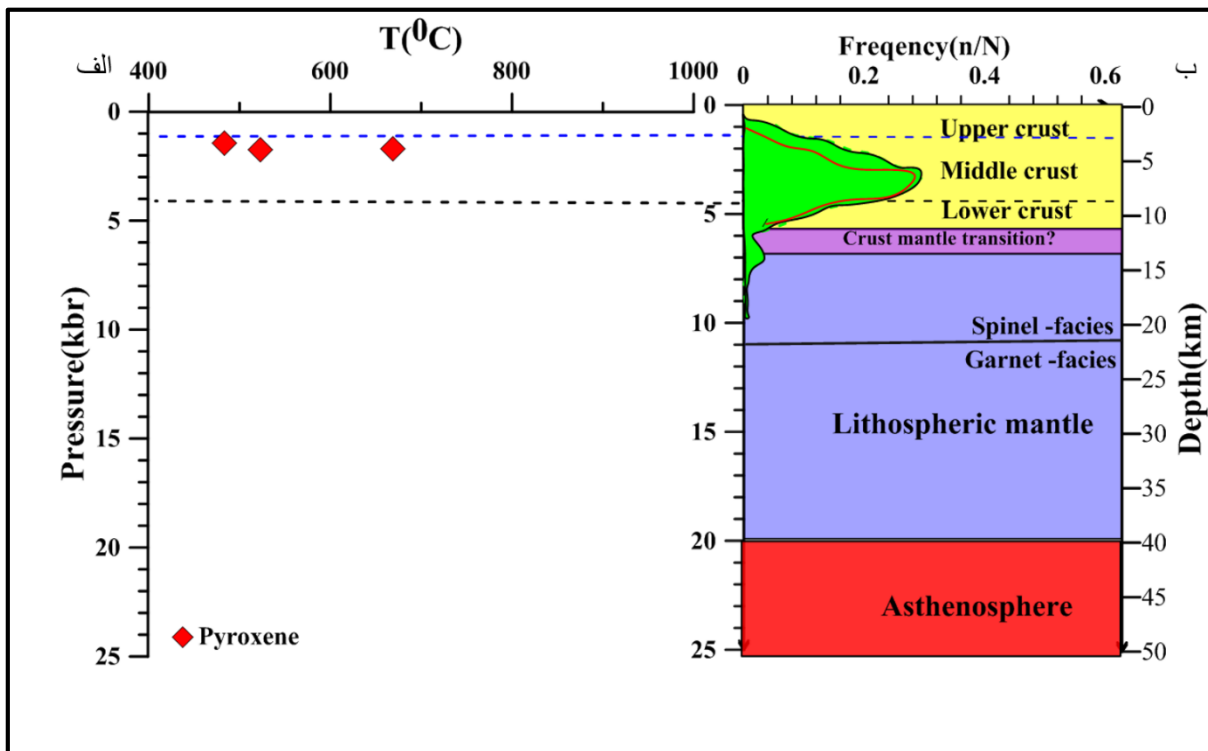
۴-۶-۱- زمین دما- فشارسنجی بر اساس ترکیب پیرکسن

مطالعات اخیر درباره پیروکسن‌ها بیانگر آن است که تغییرات شرایط فشار و دما نقش مهمی در ترکیب کلینوپیروکسن‌های متبلور شده از ماگما دارند (Yavuz, 2013; Aydin et al., 2009). بر همین اساس ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها را می‌توان در راستای تعیین دما و فشار سنگ‌های حامل آنها به کار برد. (Putirka (2008) بر اساس مدل Nimis & Taylor (2000) دو نوع دما- فشارسنج بر اساس ترکیب تک کلینوپیروکسن و کلینوپیروکسن- مذاب ارائه نمود. این مدل‌ها دارای بالاترین دقت و کم‌ترین خطا می‌باشند. روش تک کلینوپیروکسن بر اساس محاسبه میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن و بدون دخالت ترکیب مذاب طراحی شده است و عموماً بر پایه تعادل Ca-Mg می‌باشد (Putirka, 2008). در این پژوهش برای تخمین شرایط فشار و دما به روش تک کلینوپیروکسن از برنامه Winpyrox (Yavuz, 2013) استفاده شد که بر اساس رابطه زیر نسبت به تخمین شرایط دما و فشار تبلور بلور پیروکسن در زون اسکارن منطقه معدن‌جو اقدام نموده است:

معادله ۶-۱

$$T(K) = 93100 + 544P(\text{kbar}) / 61.1 + 36.6(X_{Ti}^{cpx}) + 10.9(X_{Fe}^{cpx}) - 0.95(X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_{K}^{cpx}) + 0.395 [\ln(aEn^{cpx})]^2$$

که در این معادله طبق روش ذکر شده دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های زون اسکارنی منطقه معدن- جو بین ۴۵۸ تا ۶۸۹ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲/۲۱ کیلوبار بر آورد شده است. شکل (۶-۷) نمودار فشار- دما را برای کلینوپیروکسن‌های زون اسکارن منطقه معدن‌جو نشان می‌دهد.



شکل ۶-۱۶. الف: نمودار دما- فشار برای کلینوپيروكسن‌های زون اسکارنی ب: تصوير شماتيك از ساختار ليتوسفر

کلینوپيروكسن‌ها در عمق ۱ تا ۲/۵ كيلومترى متبلور شده‌اند.

فصل هفتم:

مطالعه

میانبارهای سیال

۷-۱- مقدمه

در سامانه‌های ماگمایی-گرمایی، ماگماها از نظر تأمین حرارت، سیالات ماگمایی و فلزات حائز اهمیت می‌باشند. پتانسیل کانه‌زایی این ماگماها تابع ترکیب سیالات ماگمایی و زمان خروج آنها از ماگما است که در سیالات (و مذاب‌های) درگیر ثبت می‌گردد (John et al., 2008; Audetat et al., 2010). سیالات و مذاب‌های درگیر در حال حاضر در زمینه‌های مختلف زمین‌شناسی، به‌ویژه در مطالعه فلززائی، به طور گسترده‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرند. قطرات کوچکی از مذاب/مایع که در کانی‌ها به دام افتاده‌اند، حاوی اطلاعاتی در مورد ترکیب و شرایط تکاملی سیستم‌های هیدروترمال و ماگمایی هستند. از این‌رو مستقیم‌ترین شواهد موجود در مورد شرایط فیزیکی و شیمیایی محیط در طی تبلور ماگما را در اختیار می‌گذارند (Sobolev, 1994, 1996; Audetat et al., 1998, e.g. 2009; Halter et al., 2005; Ulrich et al., 1999; Wilkinson et al., 2008). اهمیت مطالعه میانبارهای سیال به عنوان کلید ارزشمندی در درک مسائل گذشته زمین‌شناسی از قبیل دما، فشار، شوری، چگالی، ترکیب سیالات کانسار ساز و همچنین ترکیب سیالاتی که تشکیل‌دهنده سنگ‌ها و کانی‌ها بوده و یا طی فرآیندهای بعدی از داخل آنها عبور کرده‌اند می‌باشد (Roedder, 1984). بر این اساس، برای مطالعه میانبارهای سیال در کانسار آهن معدن جو پس از مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی تعداد ۷ عدد مقطع دوبر صیقل از نمونه‌های سطحی SM-01, SM-06, SM-11, SM-13 و نمونه‌های زیرسطحی SMB-49-131, SMB-55-57, SMB-55-67 انتخاب شدند لازم به ذکر است، کانی‌های مورد مطالعه در این پژوهش بر روی کانی کلسیت، گارنت، پیروکسن، ترمولیت-اکتینولیت انجام شده است.

۷-۲- کلیاتی در مورد میانبارهای سیال (ترمومتری)

هنگامی که بلور کانی‌ها در یک محیط مایع رشد و تبلور مجدد حاصل می‌کند به دلیل بی‌نظمی‌هایی که در سطوح رشد بلورها رخ می‌دهد، بخش کوچکی از محلول در بلورهای جامد به دام می‌افتد. بر

حسب اینکه این بی‌نظمی و نیز به‌دام‌افتادگی در چه مرحله‌ای از رشد بلور رخ دهد، سیال به دام افتاده از نظر منشاء به چند گروه تقسیم می‌شود: چنانچه بی‌نظمی در سطوح بلوری در حال رشد صورت گیرد و همزمان با رشد بلور، بخشی از محلول به دام افتد، در این صورت با ادامه رشد، این بی‌نظمی‌ها مسدود گردیده و منشاء سیال به‌دام افتاده را اولیه (Primary) می‌نامند. در صورتیکه همزمان با رشد بلور، در آن شکستگی‌هایی ایجاد شود و بخشی از محلول که بلور از آن رشد می‌کند، در این شکستگی‌ها محبوس گردد، منشاء آن را ثانویه دروغین (Pseudosecondary) می‌گویند. چنانچه بعد از خاتمه رشد بلور در آن به دلایل مختلفی شکستگی ایجاد شود و سیال بعدی در این شکستگی‌ها به دام افتد، منشاء این میانبارها را ثانویه (Secondary) می‌گویند. به‌طور کلی منشاء سیال میانبارها، از نظر ترکیبی به دو گروه سیالات همگن و سیالات ناهمگن تقسیم می‌شود (Roedder., 1984). جهت مطالعات میانبار سیال از کانی‌های روشن استفاده می‌شود. کانی‌های معمول عبارتند از: کوارتز، فلوریت، هالیت، کلسیت، آپاتیت، دولومیت، اسفالریت، باریت، توپاز، کاسیتريت، گارنت، الیوین، پیروکسن، کوردیریت، فلدسپار و اسکاپولیت (Shepherd et al., 1985; Van den Kerkhof and Hein, 2001).

– فازهای موجود در سیال:

سیال درگیر ممکن است در دمای معمولی حاوی بیش از یک فاز باشد نظیر مایع، گاز و احتمالاً همراه با یک یا چند فاز جامد که ممکن است به‌طور تصادفی در داخل سیال به دام افتاده و یا به عنوان فاز نوزاد در طی سرد شدن تشکیل شده باشد (Van den Kerkhof and Hein, 2001). شفرد و همکاران (Shepherd et al., 1985) طبقه‌بندی جامعی براساس محتویات سیال درگیر ارائه کردند که به شرح زیر است:

- تک‌فاز مایع (L): ساده ترین نوع سیال درگیر بوده و تماماً از مایع تشکیل شده است.
- دوفازی غنی از مایع (L+V): فاز مایع غالب بوده و دارای حباب بخار کوچک است.

- دوفازی غنی از بخار (V+L): فاز بخار غالب بوده ($V > L$) و حاشیه باریکی از مایع دیده می‌شود. در بعضی از کانسارهای پورفیری، رگه‌های اولیه و عمیق‌تر، حاوی مقادیری سیال دو فازی غنی از بخار با درجه حرارت بالا (بالای ۵۰۰ درجه‌ی سانتیگراد) و شوری متوسط (۵-۱۵٪ وزنی معادل نمک طعام) هستند. به نظر می‌رسد که این‌ها سیالات هیدروترمالی- ماگمایی اولیه کم تا متوسط چگالی هستند که از تبلور توده‌های نفوذی نشأت می‌گیرند (e.g., Landtwin et al., 2010; Redmond et al., 2004; Seo et al., 2012).
 - تک‌فاز بخار (V): تماماً توسط یک فاز بخار کم‌چگال بدون فاز مایع اشغال شده است.
 - چندفازی (multi-phase solid) و چندجامدی (multi-solid): دارای یک یا چند فاز بلورین جامد به همراه مایع و بخار هستند. اگر فاز جامد بیشتر از ۵۰٪ سیال را اشغال کرده باشد، به آن چندجامدی گویند.
 - مایع نامیخته ($L_1+L_2\pm V$): دارای دو مایع نامیخته که یکی آبگین بوده و دیگری غنی از CO_2 یا مواد آلی است.
 - شیشه (glass): سیال به دام افتاده از مذاب سیلیکاته در صورتی که سریعاً سرد شود تبدیل به شیشه می‌گردد.
- برای تشخیص کمی و کیفی اجزاء سازنده میانبارهای سیال دو شیوه تجزیه انهدامی و غیر انهدامی به کار برده می‌شود (Roedder., 1984). از روش‌های تجزیه غیر انهدامی که در تجزیه میانبارهای سیال مورد استفاده قرار می‌گیرد، می‌توان به روش‌های میکروسکوپی نوری، گرماسنجی، طیف‌سنجی جذب فرو سرخ، طیف‌سنجی رامان، ریزکاوند، فعال‌سازی نوترونی و روش طیف‌سنجی جرمی یون ثانویه (SIMS) اشاره کرد.
- از میان روش‌های فوق، مطالعه میکروسکوپی رایج‌ترین و کم هزینه‌ترین روش غیر انهدامی است که کلیه پژوهشگران از آن در زمینه مطالعه میانبارهای سیال استفاده می‌کنند. در این شیوه مطالعه، اصولاً از مقاطع نازک دو بر صیقل (Doubly –Polished Thin Section) استفاده می‌گردد. روش‌های

انهدامی بیشتر برای تجزیه فاز سیال برای تعیین کاتیون‌ها و آنیون‌ها، مطالعات ایزوتوپی، تجزیه فاز گازی و نیز تشخیص نوع کانی‌های نوزاد صورت می‌گیرد. مطالعات زمین دماسنجی میانبارهای سیال به منظور دستیابی به شرایط فیزیکوشیمیایی محلول‌های کانه‌زا (هنگام نهشت) کانه‌ها انجام می‌شود. مطالعات فوق در دو بخش گرمایش (Heating) و سرمایش (Freezing) صورت می‌گیرد. در مطالعات گرمایش برای به‌دست آوردن دمای حقیقی به دام افتادگی میانبارهای سیال و از طرفی دستیابی به فشار تشکیل کانه‌ها، از دمای همگن‌سازی (Homogenization Temperature) میانبارهای سیال استفاده می‌شود. به منظور دستیابی به این هدف به میانبارهای سیال حرارت داده می‌شود تا وضعیت دوگانه مایع و بخار از بین رفته و یکی از آن دو، حفره میانبار سیال را پر کند. عمل همگن‌سازی میانبارهای سیال به سه حالت روی می‌دهد: ۱- همگن‌شدن به حالت مایع (با از بین رفتن حباب گاز)، ۲- همگن‌شدن به صورت بخار (با بزرگ شدن حباب بخار)، ۳- همگن‌شدن به حالت بحرانی (محو شدن آهسته سطح هلالی موجود در بین فاز سیال و بخار). دمای همگن‌سازی که بدین ترتیب به دست می‌آید، حداقل دمای به دام افتادگی است (Shepherd.,1985) از آنجا که دمای همگن‌سازی تابعی از ترکیب، حجم مولی، دمای به دام افتادگی و فشار می‌باشد، برای به دست آوردن دمای حقیقی به دام افتادگی میانبارهای سیال بایستی تصحیح‌هایی برای لحاظ داشتن عوامل فشار، چگالی و ترکیب محلول انجام شود. در مطالعات سرمایش میانبارهای سیال تا دماهای پایین‌تر از دمای انجماد سیال سرد می‌شوند. این عمل باعث ایجاد تغییر در فازهای درون میانبارهای سیال گردیده و به ترکیب و چگالی میانبارهای سیال بستگی دارد. از این مطالعات برای به دست آوردن درجه شوری محلول‌های کانه ساز بر حسب درصد وزنی معادل NaCl استفاده می‌شود. برای تعیین درجه شوری نیز می‌توان از انحلال فازهای جامد K, NaCl, Cl استفاده کرد.

- کاربرد میانبارهای سیال

میانبارهای سیال شواهد مستقیمی را در مورد پدیده‌های مختلف زمین‌شناسی در اختیار ما قرار می‌دهند، از این رو مطالعه آنها یکی از موثرترین روش‌ها در حل مسائل مربوط به علوم زمین می‌باشد. امروزه از این روش در زمینه‌هایی چون زایش کانسارها، اکتشاف مواد هیدروکربوری، مطالعات رسوب-شناختی و سنگ‌های رسوبی، پترولوژی و گوهرشناسی استفاده می‌گردد (Roedder., 1984). مطالعات میانبارهای سیال در کانی‌های اسکارنی و مجموعه سنگ‌های نفوذی همراه با آنها نیز می‌تواند اطلاعات مفیدی در مورد شرایط T (حرارت) در طول تشکیل اسکارن و دگرسانی هیدروترمال بعدی توده نفوذی همراه بدهد (Hall et al., 1988). همچنین این داده‌ها می‌توانند اطلاعاتی در مورد ترکیب و تکامل سیالات اسکارن‌ساز فراهم آورند. بررسی میانبارهای سیال در بسیاری از اسکارن‌های دنیا دمای همگن شدن سیال را بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. میانگین شوری ۱۰ تا ۴۵ درصد وزنی معادل کلرید سدیم و مقدار CO₂ پایین همراه با جوشش‌ها در بخش بالایی سیستم از ویژگی‌های مهم سیال‌ها در کانسارهای اسکارنی است (Roedder., 1984).

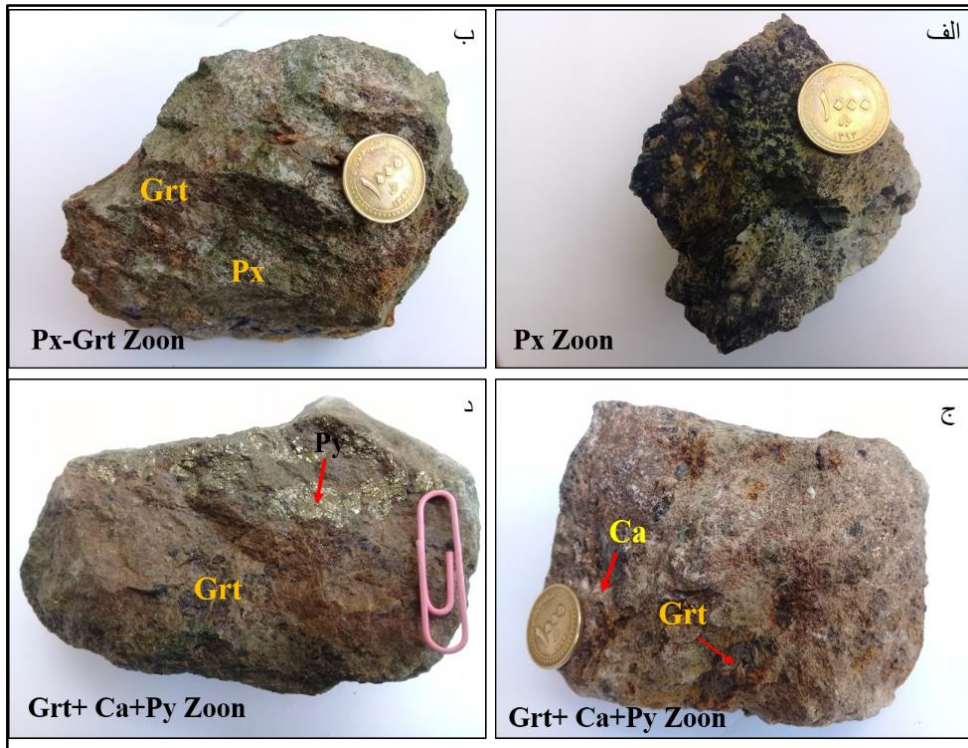
۷-۳- انتخاب و آماده‌سازی نمونه برای مطالعه میانبارهای سیال

پس از مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری جهت مطالعات میانبارهای سیال در کانسار آهن معدن جو بر روی ۷ نمونه دو بر صیقل (Doubly Polished Thin Sections) برای ۴ کانی شفاف از زون‌های مختلف اسکارن منطقه انتخاب شد. این کانی‌ها شامل: ۱- کلسیت، از زون مگنتیت - کلسیت نمونه - های زیر سطحی SMB-55-67، SMB-55-57، SMB-49-131، کلسیت از زون گارنت نمونه SM-13 و کلسیت همراه با پیروکسن نمونه SM-01، ۲- کانی گارنت، از زون گارنت نمونه SM-13 و گارنت از زون پیروکسن - گارنت نمونه SM-09 ۳- کانی پیروکسن، از زون پیروکسن اسکارن ۴- کانی ترمولیت-اکتینولیت از زون ترمولیت- اکتینولیت اسکارن نمونه SM-11 می‌باشد. پس از آماده‌سازی در آزمایشگاه تحقیقاتی زمین‌شناسی اقتصادی و میکرو ترمومتری سیالات درگیر دانشکده علوم زمین

دانشگاه صنعتی شاهرود مجهز به یک دستگاه پیشرفته میانبارهای سیال مدل MDSG600 ساخت کارخانه Linkam انگلستان می‌باشد مطالعه گردید، حد اندازه‌گیری تغییرات دمایی آن از ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است و دقت آن ۰/۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد، و نتایج حاصل از آن در ادامه- ی این فصل مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به اینکه هدف از مطالعه میانبارهای سیال بازسازی شرایط زمان تشکیل کانی از جمله فشار، دما و شوری سیال می‌باشد تعداد ۷۰ نقطه میانبار سیال اولیه جهت انجام مطالعات تکمیلی انتخاب گردید و از مطالعه سایر میانبارهای سیال (ثانویه و ثانویه‌ی دروغین) صرف نظر شد. در جدول (۷-۱) مشخصات و موقعیت جغرافیایی مربوط به هر یک از نمونه‌های مطالعه شده آورده شده است.

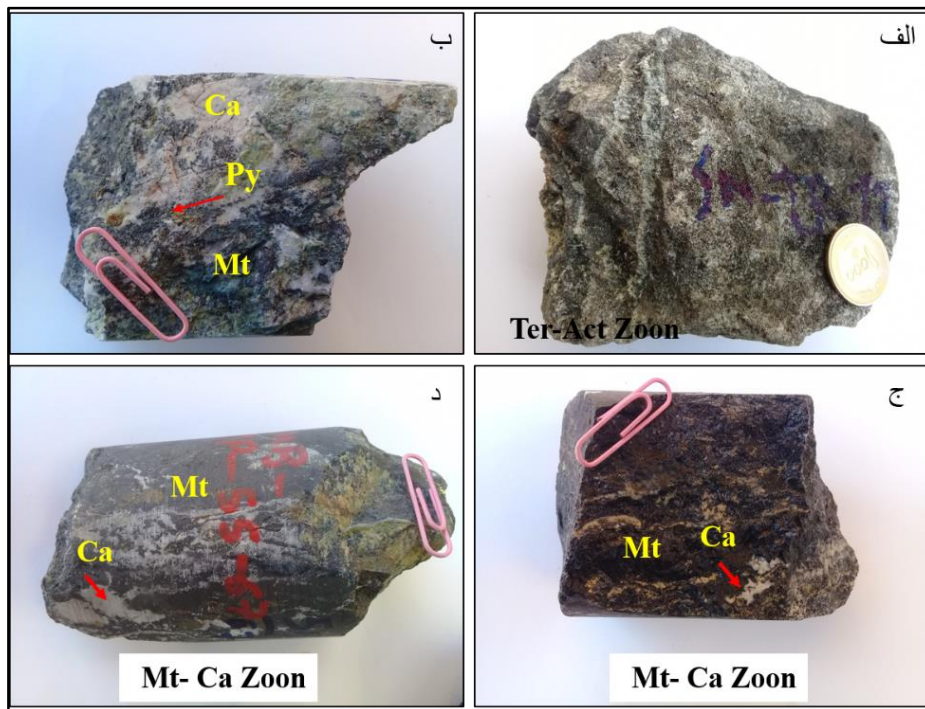
جدول ۷-۱. مشخصات و موقعیت جغرافیایی نمونه‌های مطالعه‌شده.

Sample	Mineralization	Stady Mineral	UTM	Local Sampling
SM-01	Pyroxen-Calcite-Pyrite-Ghotite-Hematite	Pyroxen-Calcite	X:274733 Y:3818664	Surface
SM-09	Pyroxen-Garnet-Epidote (Altratione Zone)	Garnet	X:274723 Y:3818475	Surface
SM-11	Termolite-Actinolite	Termolite-Actinolite	X:274980 Y:3818617	Surface
SM-13	Garnet Zone Calcite -Pyrite	Garnet- Calcite	X:275122 Y:3818828	Surface
SMB-49-131	Calcite-Magnetite-Pyrite	Calcite	X:275150 Y:3818899	Bore hole
SMB-55-57	-Phologopite-Pyroxen-Magnetite- Calcite-Garnet	Calcite	X:274850 Y:3818799	Bore hole
SMB-55-67	Calcite-Magnetite-Pyrite	Calcite	X:274850 Y:3818799	Bore hole



شکل ۷-۱. الف: تصویر نمونه دستی از زون پیروکسن اسکارن، ب: نمونه دستی از زون گارنت- پیروکسن اسکارن، ج و

د: تصویر نمونه دستی از زون گارنت اسکارن به همراه کلسیت و پیریت.



شکل ۷-۲. الف: تصویر نمونه دستی از زون ترمولیت- اکتینولیت اسکارن، ب: تصویر نمونه دستی از گمانه 49-131

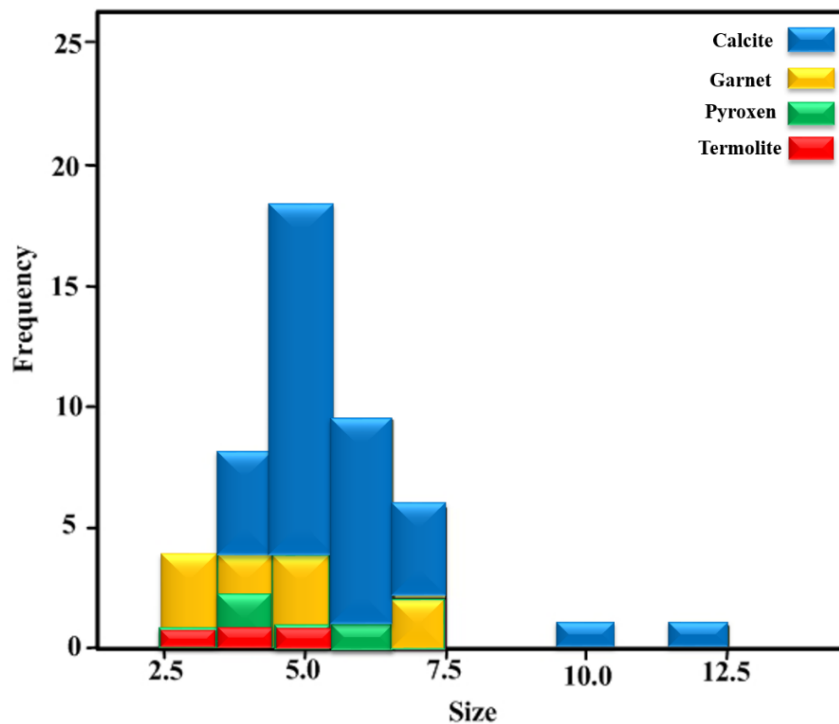
ج و د: تصویر نمونه دستی از زون مگنتیت اسکارن به همراه کلسیت.

۷-۴- پتروگرافی میانبارهای سیال

مطالعات پتروگرافی اولین و مهمترین بخش مطالعه میانبارهای سیال می‌باشد زیرا که در این مرحله، علاوه بر تعیین انواع و مشخصات هریک از آنها، میانبارهای سیال مناسب از نظر اندازه و نوع (اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب) برای مرحله بعدی (مطالعات ریزدماسنجی) انتخاب می‌شوند. همچنین با دقت و مطالعه دقیق در این مرحله می‌توان اطلاعات مهمی در رابطه با ویژگی‌های سیال کانه‌دار، سیر تکاملی آنها و نیز فرآیندهای ژئوشیمیایی مؤثر در ته‌نشست میانبارهای سیال، مانند پدیده‌های جوشش، اختلاط و جدایش فازی را تا حدودی شناسایی نمود. به طور کلی در مطالعات پتروگرافی میانبارهای سیال، مشخصات نوری از قبیل شکل و اندازه میانبارهای سیال (شکل میانبارهای سیال تا حدودی به وسیله ساختمان بلوری کانی میزبان کنترل می‌شود)، تعیین و تفکیک میانبارهای سیال از نظر ژنتیکی (اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب)، تعیین نوع و فازهای موجود (L, V, S)، تعیین پاراژنز میانبارهای سیال بر اساس تعیین روابط بافتی میان آنها، نوع کانی دختر (بر اساس شکل کریستالی و مورفولوژی ظاهری)، تعیین درصد فاز غالب در هر سیال، اندازه‌گیری درجه پرشدگی، نشان‌دهنده‌ی حجم نسبی فاز مایع نسبت به حجم کل سیال درگیر است و پدیده‌هایی مانند شکست و دم‌بریدگی مورد بررسی قرار می‌گیرد به طور کلی از لحاظ شکل ظاهری، میانبارهای سیال در نمونه‌های منطقه بیشتر به صورت اشکال منفی، بی‌شکل، نیمه‌شکل‌دار، تمام‌شکل‌دار و کشیده می‌باشند (شکل‌های (۷-۳، ۷-۴ و ۷-۵).

۷-۴-۱- اندازه میانبارهای سیال

اندازه معمول میانبارهای سیال برای مطالعات ریزدماسنجی بین ۳ تا ۲۰ میکرون می‌باشد. میانبارهای سیال با اندازه‌های کوچک‌تر از ۳ میکرون برای مطالعات ریزدماسنجی دشوار می‌باشد. اندازه میانبارهای سیال در نمونه‌های انتخابی از کانسار آهن معدن جو از ۳ تا ۱۲ میکرون تغییر می‌کند، که میانبارهای ۴ تا ۷ میکرون بیشترین فراوانی را دارا می‌باشند (شکل ۷-۳).



شکل ۳-۷. هیستوگرام فراوانی اندازه میانبارهای سیال در کانی‌های مطالعه شده منطقه اسکارن آهن معدن جو.

۷-۴-۲- انواع میانبارهای سیال

میانبارهای موجود در نمونه‌های مورد مطالعه از نظر تعداد فاز به انواع زیر تقسیم می‌شوند:

A: سه فازی متشکل از مایع آبگین + حباب بخار + فاز جامد (L+V+S).

B: دو فازی مایع-گاز L+V

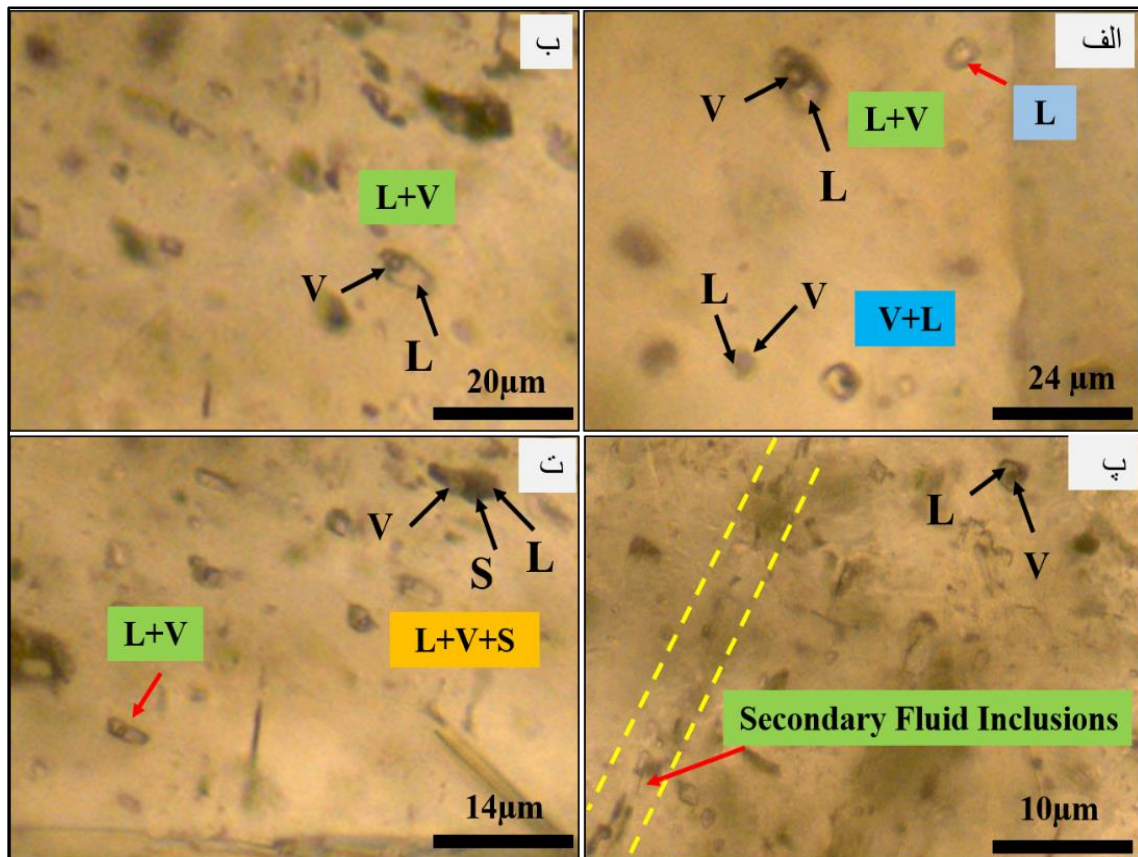
C: دو فازی گاز-مایع V+L

D: تک فازی مایع L

پارامترهایی دمایی بر روی میانبارهای نوع A, B و C انجام شد. میانبارهای نوع A متشکل از مایع آبگین + حباب بخار + فاز جامد می‌باشد، این میانبارها در کانی‌های کلسیت و گارنت مشاهده شده است (شکل ۷-۴ قسمت ت و ۷-۵ قسمت پ). فاز جامد معمولاً هالیت است که از مورفولوژی ظاهری قابل تشخیص است. هالیت اغلب به شکل مکعبی و یا مربع مشاهده می‌شود. از نظر ابعاد هالیت بزرگتر از حباب بخار می‌باشد، و دمای انحلال هالیت بیشتر از حباب بخار است. در واقع در شوری‌های بالا ابتدا

حباب گاز همگن می‌شود و سپس با بالا رفتن حرارت، انحلال هالیت رخ می‌دهد. در تمامی موارد همگن شدن حباب بخار به فاز مایع بوده است. فازهای حباب بخار، هالیت و جامد ۴۰-۶۰ درصد حجم میانبار را تشکیل داده‌اند.

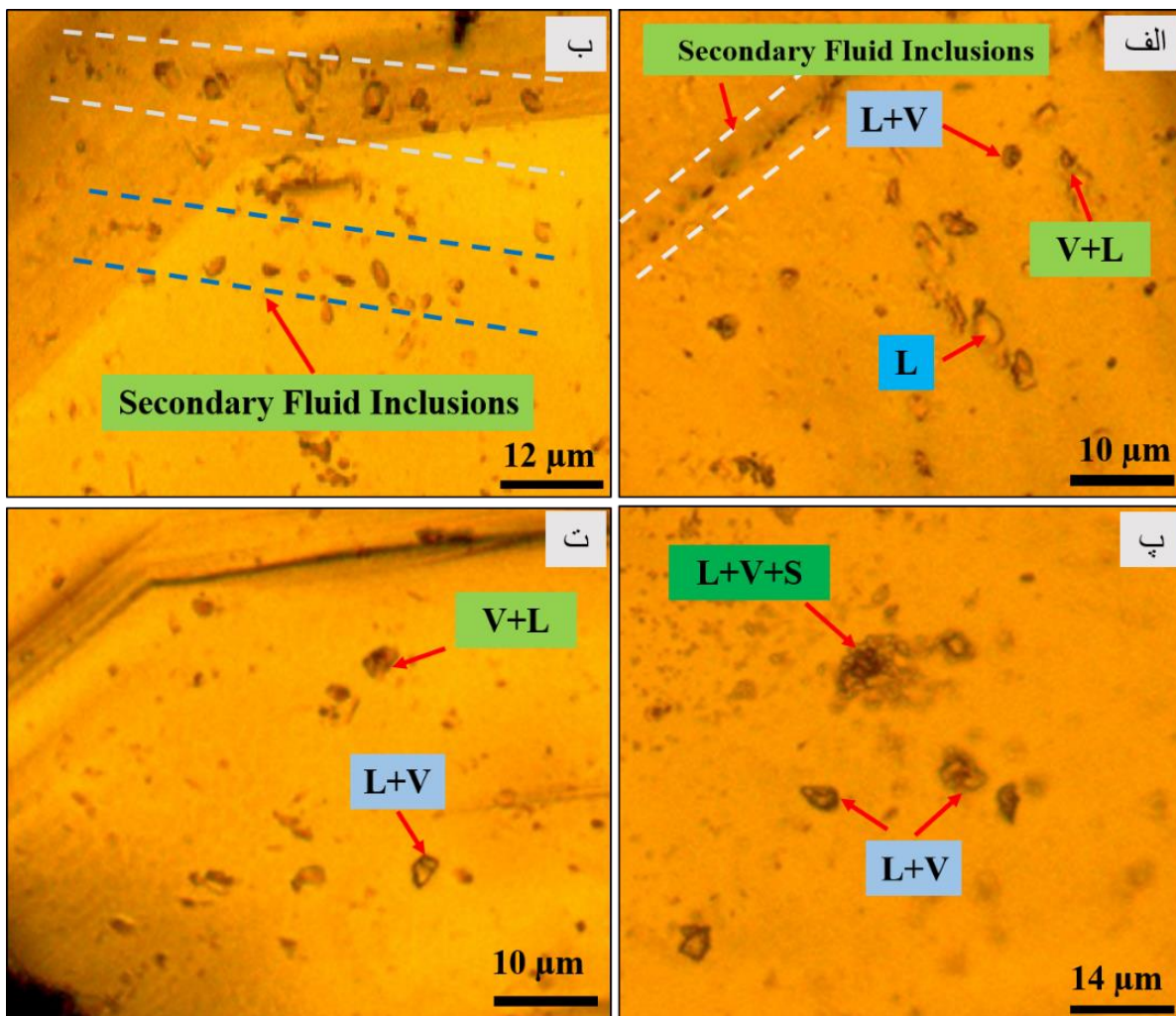
میانبارهای نوع B فراوانترین میانبار سیال است که در تمامی کانی‌های مطالعه شده مشاهده می‌شود و بیشترین نقاط اندازه‌گیری شده روی کانی کلسیت می‌باشد. میانبارهای نوع C بیشتر در کانی کلسیت و گارنت مشاهده می‌شود، در این نوع بیشترین حجم سیال را حباب بخار تشکیل داده است. با توجه به اینکه اکثر نتایج مربوط به میانبارهای سیال دو فازی می‌باشد نمودارهای ارائه شده بر اساس سیالات دو فازی انجام شده است.



شکل ۴-۷. تصاویرهای میانبارهای سیال در کانی کلسیت، الف: تصویر میانبارهای سیال دو فازی (L+V)، (V+L)، و تک

فازی (L)، ب: تصویر میانبارهای سیال دو فازی (L+V)، پ: تصویر میانبارهای سیال ثانویه و دو فازی (L+V)، ت:

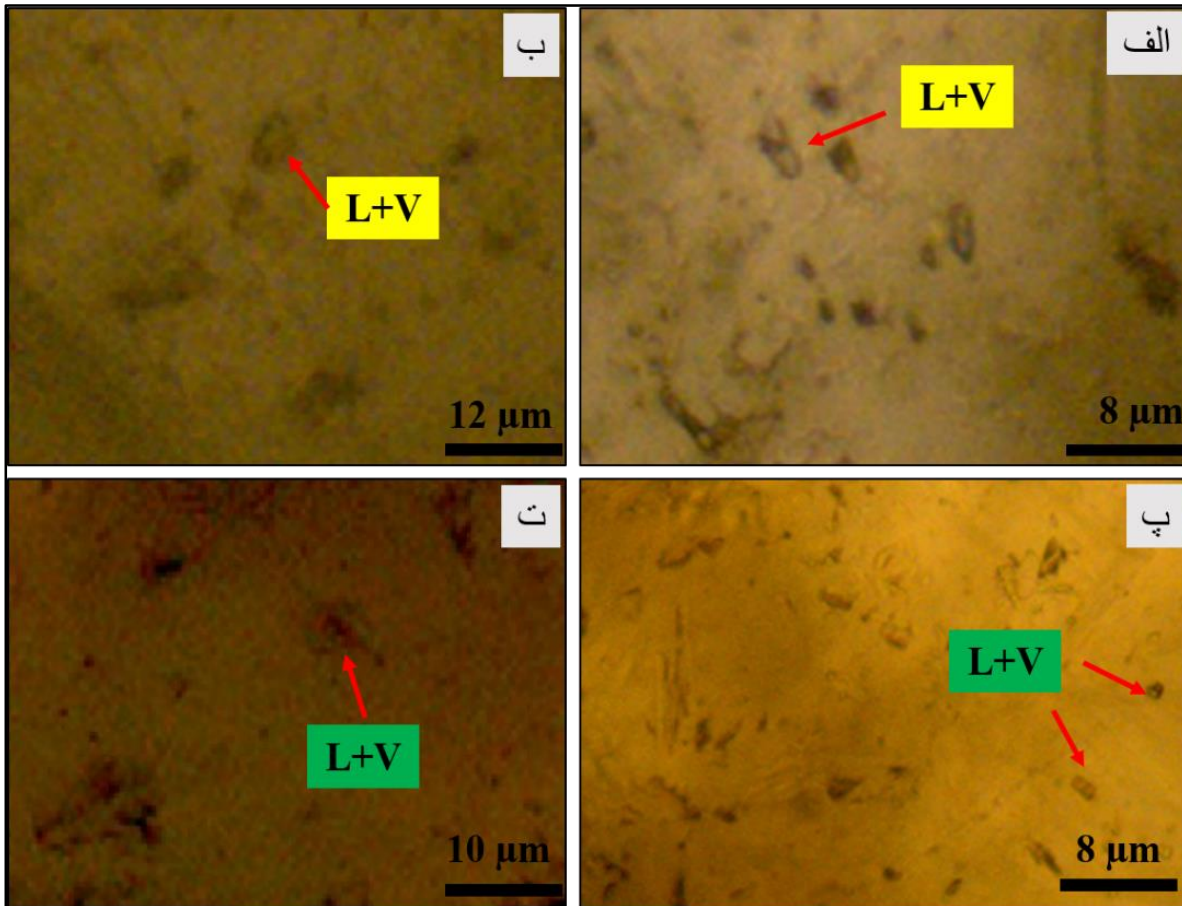
تصویر میانبارهای سیال سه فازی (L+V+S) و دو فازی (V+L).



شکل ۷-۵. تصویرهای میانبارهای سیال در کانی گارنت، الف: تصویر میانبار سیال دوفازی (L+V)، (L) و (V+L)،

ب: تصویری از سیالات درگیر ثانویه، پ: تصویر سیالات درگیر سه فازی (L+V+S)، ت: تصویری از سیالات دوفازی .

(L+V) و (V+L).



شکل ۶-۷. الف و ب: تصویرهای میانبارهای سیال در کانی پیروکسن: الف: میانبارهای سیال دوفازی (L+V)،

تصویرهای میانبارهای سیال در کانی ترمولیت - اکتینولیت پ و ت: میانبارهای سیال دو فازی (L+V).

۷-۵- مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال

بررسی ریزدماسنجی عبارت است از مطالعه غیرمخرب مقطع مورد نظر برای تعیین دما، میزان شوری، وزن مخصوص (چگالی) و ترکیب سیالاتی که کانی میزبان از آنها ساخته شده است، که توسط عملیات سرد کردن (Freezing) و گرم کردن (Heating) انجام می‌پذیرد. در حقیقت، مبنای کار دماسنجی بر سرمایش و گرمایش میانبارهای سیال استوار است. هدف از سرد کردن و منجمد کردن میانبارها، پی‌بردن به میزان املاح یا اصطلاحاً درجه شوری محلول می‌باشد. هدف از حرارت دادن آنها، همگن کردن فازهای تشکیل‌دهنده یک میانبار سیال می‌باشد. دمای همگن‌شدن، یعنی دمایی که تمامی فازهای جامد و مایع نمونه به صورت محلولی همگن درآید. این دما معرف حداقل درجه حرارت

تشکیل کانسار خواهد بود. اصطلاح سردکردن (Freezing) به عملیاتی اطلاق می‌شود که در آن یک سیال درگیر سرد می‌شود تا تغییر فاز مایع به جامد مشاهده شود. جهت انجام عملیات انجماد، ابتدا سیال درگیر را تا دمای ۱۰۰- درجه سانتی‌گراد منجمد می‌کنیم، سپس با یک روند آهسته حرارت اتاقک حاوی نمونه را افزایش می‌دهیم و سیال درگیر منجمدشده را زیر نظر می‌گیریم. پس از مدتی، سیال از حالت جامد خارج شده و یخ شروع به ذوب‌شدن می‌نماید. اولین قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارت دیگر، اولین دمای ذوبی که در آن یخ به آب تبدیل می‌شود، دمای یوتکتیک (TE) نامیده می‌شود و مقدار آن با نوع کاتیون‌های حل‌شده در مایع ارتباط دارد. با ادامه گرم کردن، بلورهای یخ بیشتر ذوب می‌شوند تا جایی که آخرین بلور یخ نیز از بین برود. دمایی که در آن آخرین بلور یخ ذوب می‌شود، دمای ذوب نهایی (Tmice) اطلاق می‌شود. نتایج حاصل از مطالعات ریزدماسنجی برای کانی‌های گارنت، کلسیت، پیروکسن و ترمولیت-اکتینولیت از منطقه اسکارن آهن معدن جو به ترتیب در جدول‌های (۲-۷، ۳-۷ و ۴-۷) آورده شده است.

جدول ۲-۷. نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی گارنت در منطقه اسکارن آهن معدن جو.

Sample-Point	Size(μm)	Origin	Phases	Te (°C)	Tm(ice)(°C)	Th(°C)	Salinity(wt% NaCl equiv)
SM-13-1	3	Primary	L+V	-135	-46	195	43.58
SM-13-2	5	Primary	L+V	-109	-43	200	40.14
SM-13-3	4	Primary	L+V	-100	-50	190	49.04
SM-13-4	3	Primary	L+V	-110	-45	185	42.37
SM-13-5	4	Primary	L+V	-115	-50	180	49.05
SM-13-6	3	Primary	L+V	-85	-40	170	37.17
SM-13-7	5	Primary	L+V	-95	-48	190	46.18
SM-13-8	4	Primary	L+V	-90	-45	180	42.38
SM-06-9	3	Primary	L+V	-85	-35	185	33.02
SM-06-10	7	Primary	V+L	-75	-30	200	29.53
SM-06-11	5	Primary	L+V	-95	-35	410	33.02
SM-06-12	4	Primary	L+V+S	-110	-45	405	42.38
SM-06-13	5	Primary	L+V	-100	-45	400	42.38
SM-06-14	6	Primary	L+V	-100	-35	390	33.02
SM-06-15	7	Primary	L+V	-105	-38	395	35.40

جدول ۷-۳. نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی کلسیت در منطقه اسکارن آهن معدن جو.

Sample-Point	Size(μm)	Origin	Phases	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tm(ice)($^{\circ}\text{C}$)	Th($^{\circ}\text{C}$)	Salinity(wt% NaCl equiv)
SM-13-1	3	Primary	L+V	-35	-6	125	9.49
SM-13-2	7	Primary	L+V	-40	-11	110	15.32
SM-13-3	5	Primary	L+V	-35	-5	105	8.13
SM-13-4	3	Primary	L+V	-32	-8	95	12.00
SM-13-5	4	Primary	L+V	-35	-5	100	8.13
SM-13-6	7	Primary	L+V	-42	-15	130	19.08
SM-13-7	7	Primary	L+V	-37	-12	135	16.33
SM-13-8	6	Primary	L+V	-37	-11	140	15.32
SM-55-67							
9	4	Primary	L+V	-40	-10	120	14.27
10	5	Primary	L+V	-35	-8	125	12.00
11	4	Primary	L+V	-28	-8	95	12.00
12	4	Primary	L+V	-23	-12	100	16.33
13	5	Primary	L+V	-35	-9	105	13.16
14	5	Primary	L+V	-27	-11	95	15.32
SM-TP-01							
15	5	Primary	L+V	-38	-4	110	6.71
16	4	Primary	L+V	-30	-2	100	3.65
17	5	Primary	L+V	-33	-8	95	12.00
18	5	Primary	L+V	-32	-7	95	10.77
19	6	Primary	L+V	-45	-2	190	3.65
20	5	Primary	L+V	-37	-1	185	2.01
21	5	Primary	L+V	-35	-6	185	9.49
22	5	Primary	L+V	-40	-2	143	3.65
23	4	Primary	L+V	-37	-4	137	6.71
24	5	Primary	L+V	-37	-5	130	8.13
25	5	Primary	L+V	-30	-4	132	6.71
26	4	Primary	V+L	-42	-4	130	6.71
27	6	Primary	V+L	-35	-3	125	5.22
28	6	Primary	V+L	-35	-5	127	8.13
29	5	Primary	L+V	-36	-2	127	3.65
30	6	Primary	L+V	-38	-4	130	6.71
31	7	Primary	L+V	-35	-8	125	12.00

32	7	Primary	L+V	-32	-7	120	10.77
33	6	Primary	L+V	-34	-6	120	9.49
34	5	Primary	L+V	-31	-5	115	8.13
35	6	Primary	L+V	-40	-10	135	14.27
36	6	Primary	L+V	-37	-7	140	10.77
37	5	Primary	L+V	-33	-4	125	6.71
38	5	Primary	L+V	-27	-2	120	3.65
39	10	Primary	L+V+S	-42	-11	137-180	15.32
40	12	Primary	V+L	-40	-9	130	13.16
41	5	Primary	L+V	-43	-17	135	20.72
42	5	Primary	L+V	-34	-12	130	16.33
43	4	Primary	L+V	-33	-13	127	17.29
44	7	Primary	L+V	-35	-15	124	19.08
45	6	Primary	L+V	-35	-14	125	18.20

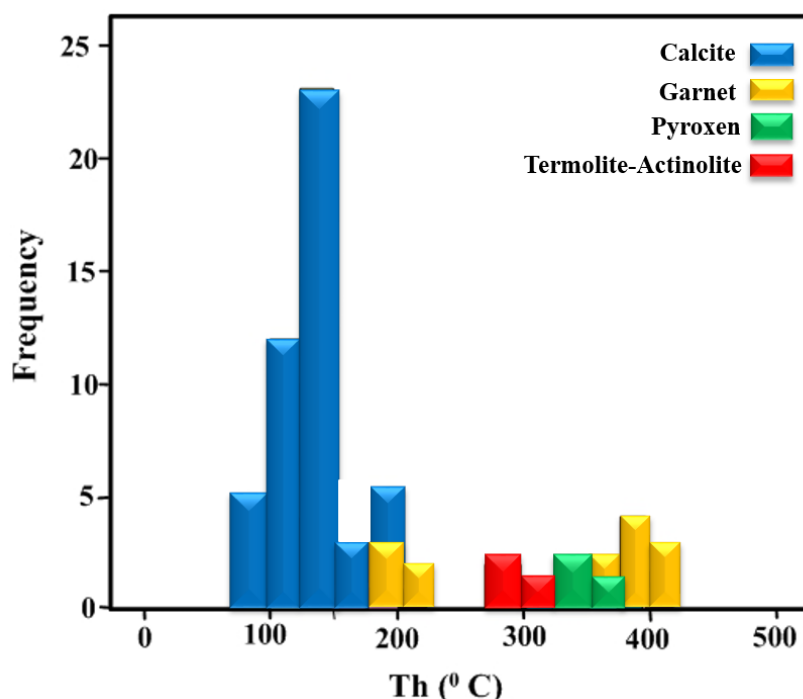
ادامه جدول ۳-۷. نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی کلسیت در منطقه اسکارن آهن معدن- جو.

جدول ۴-۷. نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی پیروکسن و ترمولیت - اکتینولیت در منطقه اسکارن آهن معدن جو.

Sample-Point	Size(μm)	Origin	Phases	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tm(ice)($^{\circ}\text{C}$)	Th($^{\circ}\text{C}$)	Salinity(wt% NaCl equiv)
SM-01							
1	6	Primary	L+V	-95	-42	350	39.10
2	4	Primary	L+V	-90	-47	380	44.85
3	3	Primary	L+V	-94	-45	375	42.38
4	5	Primary	L+V	-92	-55	355	57.57
5	4	Primary	L+V	-70	-40	330	37.17
SM-11							
1	5	Primary	L+V	-75	-43	300	42.38
2	4	Primary	L+V	-70	-40	285	37.17
3	3	Primary	L+V	-65	-38	275	35.40

۷-۵-۱-دمای به دام افتادن میانبارهای سیال

در این مرحله طی گرم کردن سیال، فازهای مختلف تشکیل دهنده سیال آنقدر حرارت داده می‌شوند تا همه فازهای آن به یک فاز اصلی همگن شوند. در تمامی سیالات درگیر مطالعه شده حالت همگن شدن بصورت فاز مایع می‌باشد. در این مطالعات دمای همگن شدن یا T_h سیالات درگیر بدست می‌آید که به عنوان حداقل دمای به دام افتادن میانبار سیال یا تشکیل بلور میزبان در نظر گرفته می‌شود. نتایج مطالعات گرمایش سیالات نشان می‌دهد که تغییرات دمای همگن شدن میانبارها به فاز مایع برای کانی کلسیت از ۹۵ تا ۱۹۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است، برای کانی گارنت نوع پشرونده از دمای ۱۷۰ تا ۲۰۰ درجه و گارنت نوع پیشرونده از ۳۹۰ تا ۴۱۰ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد، برای پیروکسن از ۳۳۰ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد و برای ترمولیت-اکتینولیت ۲۷۰ تا ۳۰۰ درجه متغیر می‌باشد. (شکل ۷-۷). در کل رنج دمایی تمام کانی‌ها از ۹۵ تا ۴۱۰ درجه متغیر می‌باشد، کمترین دمای همگن شدگی مربوط به کانی کلسیت و بیشترین دما برای گارنت پیشرونده می‌باشد. رنج دمایی پیروکسن‌ها در اسکارن‌ها از ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه تغییر می‌کند، با توجه به اینکه اندازه میانبارها در پیروکسن خیلی کم می‌باشد و تعداد نمونه‌ها برای پیروکسن کم بوده است بر روی تعداد محدودی از میانبارها اندازه‌گیری انجام شده است، شاید با تهیه مقاطع بیشتر و تعداد نقاط بیشتر این رنج دمایی حاصل شود، کما اینکه در فصل شیمی کانی‌ها این رنج دمایی برای پیروکسن وجود دارد.



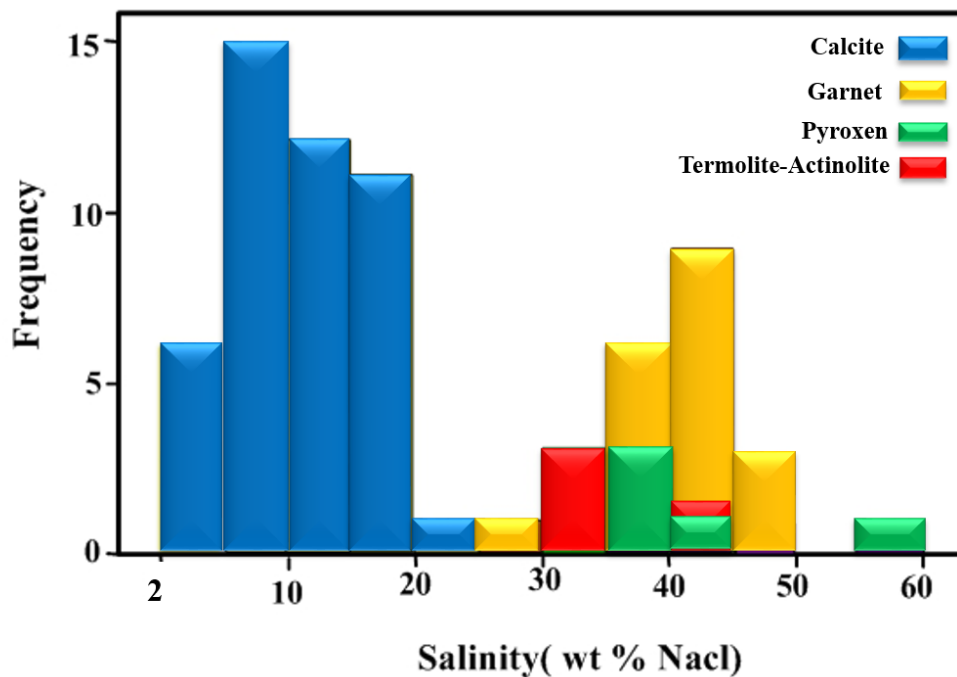
شکل ۷-۷. هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن میانبارهای سیال منطقه‌ی مورد مطالعه برای هر یک از انواع میانبارهای سیال.

۷-۵-۲- شوری سیالات

در آزمایش انجماد، میانبار سیال به زیر دمای اتاق سرد می‌شود تا جایی که تغییر فاز از مایع به جامد مشاهده شود. بسته به نوع فازهای تشکیل‌دهنده، ترکیب، چگالی و یا شوری، سیالات مختلف در دماهای مختلفی منجمد می‌شوند. بعد از اینکه انجماد کامل صورت گرفت دوباره نمونه بصورت تدریجی گرم می‌شود تا یخ شروع به ذوب شدن کند. اولین قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارتی اولین دمایی که یخ در آن ذوب می‌شود، دمای یوتکتیک (ET) نامیده می‌شود. این دما ارتباط مستقیم با نوع نمک‌ها و کاتیون‌های موجود در مایع دارد. گرم کردن تا جایی که آخرین بلور یخ ذوب شود ادامه می‌یابد. دمایی که در آن یخ تماماً ذوب می‌شود دمایی نهایی ذوب یخ (Tm) نامیده می‌شود و نشان دهنده میزان شوری سیال است. در این پژوهش میزان شوری به صورت درصد وزنی (wt%) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ Tm با استفاده از معادله زیر محاسبه شده است:

$$\text{Salinity (wt\% NaCl)} = 1.76958 T_m - 4.2384 \times 10^{-2} T_m^2 + 5.3 \times 10^{-4} T_m^3 + 0.28$$

طبق نتایج به دست آمده کانی کلسیت دارای شوری ۲/۰۱ تا ۲۰/۷۲ می باشد، برای گارنت از ۲۹/۵۳ تا ۴۹/۰۵ متغیر است، برای پیروکسن شوری بین ۳۷/۱۷ تا ۵۷/۵۷ متغیر می باشد و برای ترمولیت-اکتینولیت شوری از ۳۵/۴۰ تا ۴۲/۳۸ متغیر می باشد. نتایج مطالعات سرمایه‌ش نشان می دهد که میزان کمینه و بیشینه‌ی شوری میانبارهای سیال در منطقه‌ی مورد مطالعه از ۲/۰۱ در کانی کلسیت تا ۵۷/۵۷ درصد وزنی معادل نمک طعام در کانی پیروکسن متغیر می باشد. طبق نمودار هیستوگرام شکل (۷-۸) بیشترین فراوانی مربوط به شوری بین ۶ تا ۱۵ درصد برای کانی کلسیت می باشد، که فراوانترین میانبارهای سیال در منطقه معدن جو به شمار می آید.

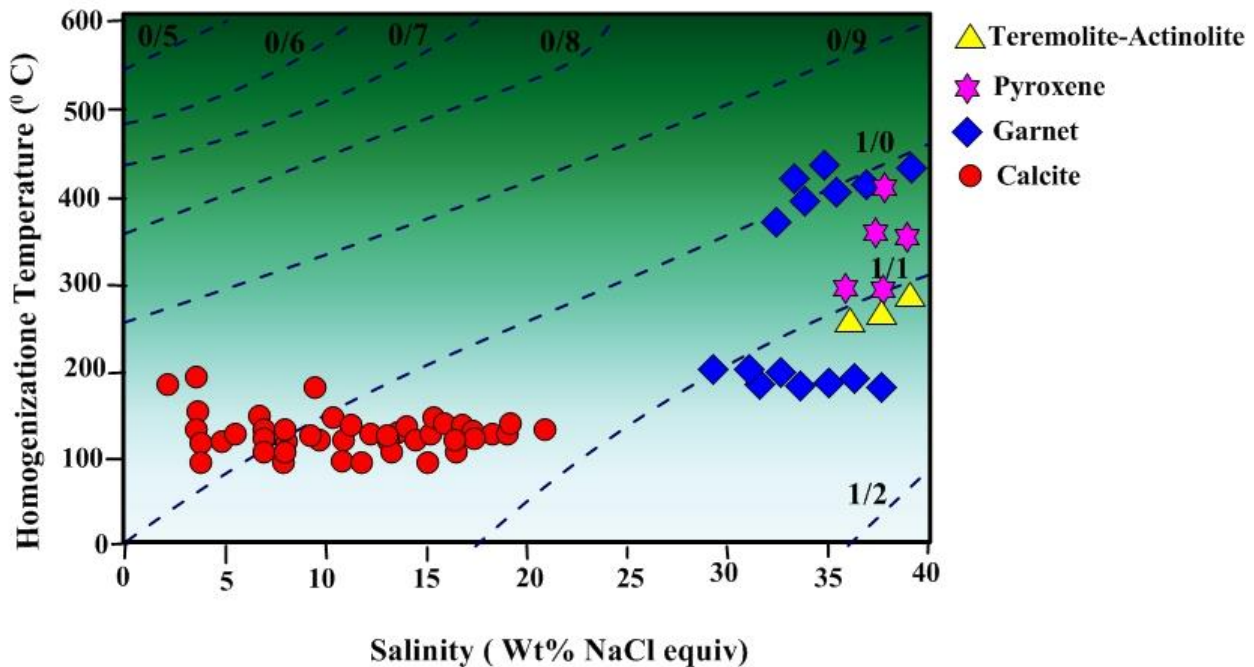


شکل ۷-۸. هیستوگرام فراوانی میزان شوری بر حسب درصد وزنی معادل نمک NaCl برای هر یک از انواع میانبارهای سیال در کانی‌های منطقه‌ی معدن جو.

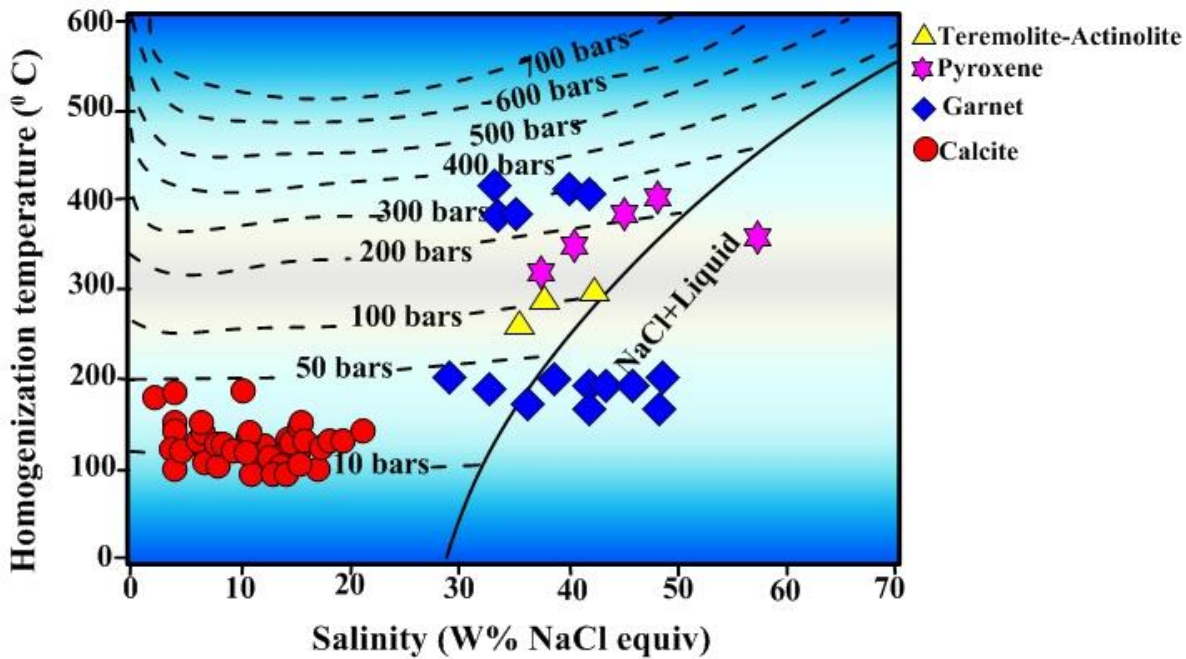
۷-۵-۳- محاسبه چگالی، فشار و عمق به دام افتادن میانبارهای سیال

زمانی که اطلاعات به دست آمده در مورد دمای همگن شدن میانبارهای سیال با اطلاعات داده‌های شوری ترکیب می شوند، می توان چگالی سیال را بدون در نظر گرفتن شرایط به تله افتادن آن تعیین کرد. تغییرات چگالی به ویژه با توجه به مکانیسم‌های جریان سیال و تکامل تغییرات ویژه در چگالی

سیال، بخصوص در سیستم‌هایی که می‌توانند وقفه‌هایی در فرآیند جریان سیال ایجاد کنند، مهم است. با استفاده از نمودارهایی که بر اساس دمای همگن شدن و شوری سیالات برای محاسبه چگالی و فشار بخار طراحی شده است، چگالی سیالات برای کانی کلسیت محدوده بین ۱ تا ۱/۱ و برای گارنت-های پیشرونده ۱ و گارنت نوع پسرونده ۱/۱ می‌باشد، در کل چگالی سیالات برای مجموعه کانی‌ها از ۱ تا ۱/۱ متغیر می‌باشد. (شکل ۷-۹) و فشار بخار با توجه به شکل ۷-۱۰ در بازه ۱۰ تا ۴۰۰ بار قرار می‌گیرد.

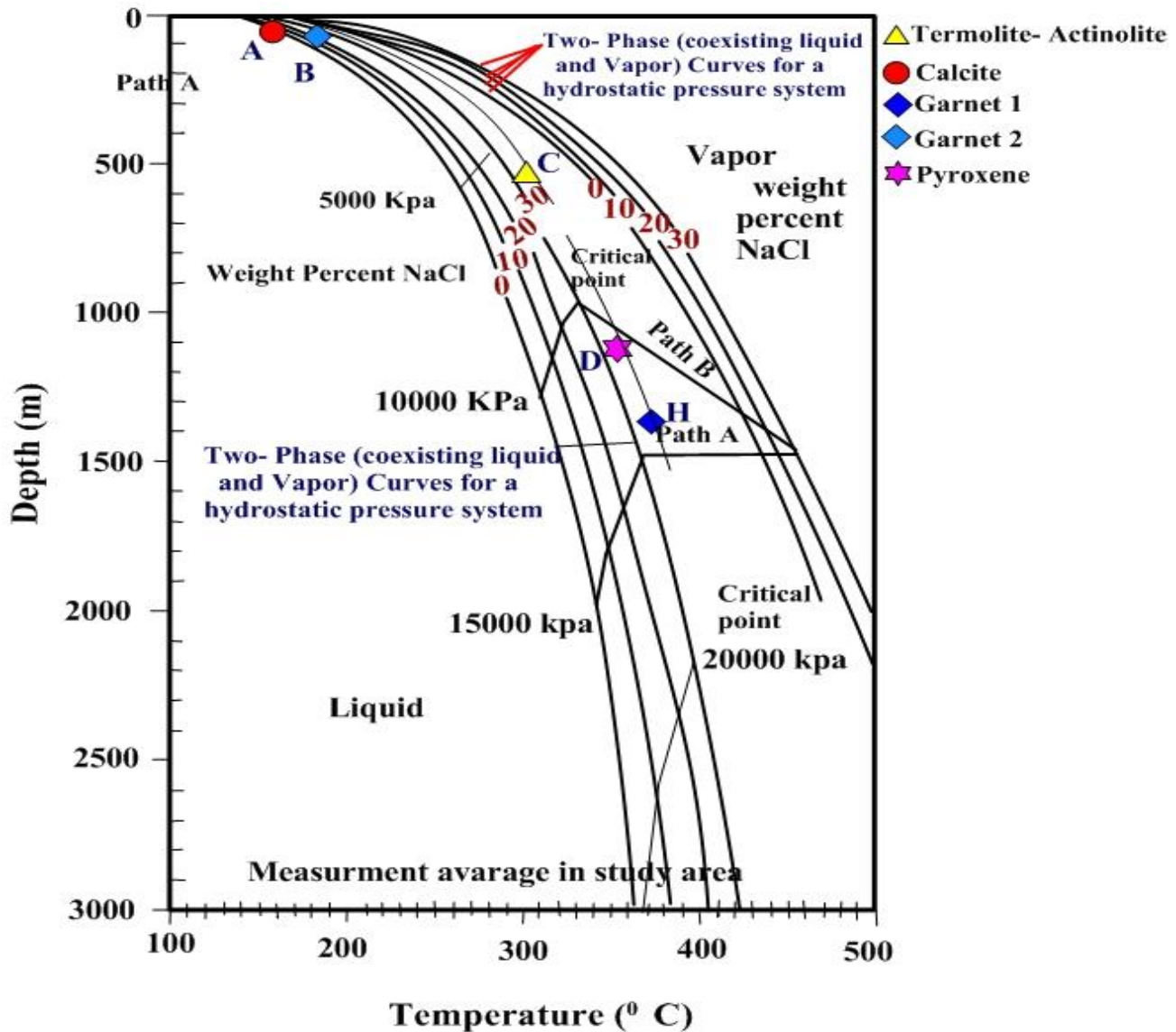


شکل ۷-۹. نمودار دما - شوری جهت تعیین چگالی محلول‌های NaCl-H₂O اشباع از بخار (Wilkinson, 2001).



شکل ۷-۱۰. نمودار تعیین فشار بخار محلول بر حسب دمای همگن شدن و شوری، Driesner and Heinrich (2007).

نمودار دما- فشار- عمق (Haas, 1971, 1976; Sourirajan and Kennedy, 1962) در شکل ۷-۱۱ نشان داده شده است. طبق این نمودار کانی کلسیت و گارنت پسروده در عمق ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر قرار گرفته‌اند، ترمولیت - اکتینولیت در عمق ۶۰۰ و پیروکسن عمق ۱۲۰۰ و گارنت نوع پیشرونده در عمق ۱۴۰۰ قرار گرفته است. براساس مقادیر کمینه، بیشینه دما همگن‌شدگی و شوری، عمق تقریبی کانی‌سازی تخمین زده شده بین ۱۰۰ تا ۱۴۰۰ متر می‌باشد.

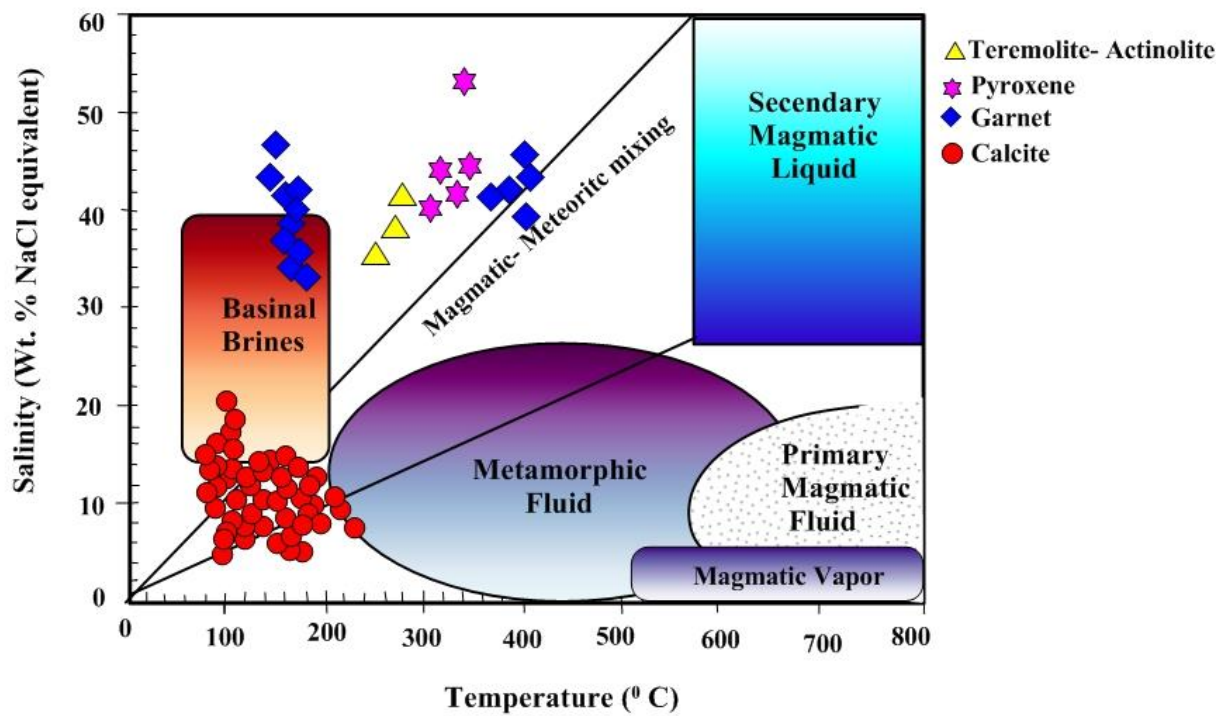


شکل ۷-۱۱. نمودار دما-فشار- عمق جهت تعیین عمق تشکیل کانسار (Haas, 1971, 1976; Sourirajan and Kennedy, 1962)، که در آن عمق تقریبی بدام افتادن میانبارهای سیال در نمونه‌های مطالعه شده مشخص گردیده است.

۷-۶- منشاء و تکامل سیال کانسار ساز

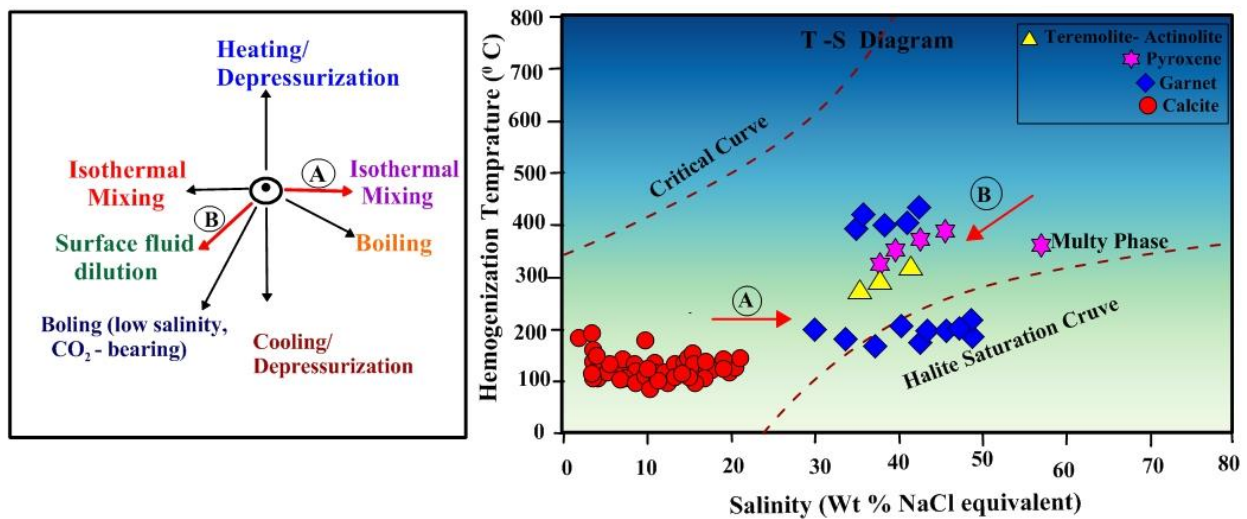
در اصل چهار عامل تغییر دما (سرد شدن شاره‌های کانه‌ساز)، تغییر فشار، تغییرات شیمیایی ناشی از واکنش سیال کانه‌ساز با سنگ میزبان و تغییرات شیمیایی ناشی از پدیده آمیختگی و جوشش در شکل‌گیری ذخایر معدنی و نهشت کانه‌ها از اهمیت بالایی برخوردارند (Barnes., 1979). جوشش و

آمیختگی شاره‌ها دو عامل مهمی می‌باشند که معمولاً باعث فوق اشباع شدن شاره‌های ماگمایی و ایجاد شرایط لازم جهت ته‌نشست کانه‌ها در گستره سنگ‌های میزبان می‌شوند (Wilkinson., 2001). جهت بررسی فرآیندهای تکوین سیالات کانه‌ساز بر اساس شوری‌های اندازه‌گیری شده نسبت به دمای همگن‌شدگی از نمودار مرجع استفاده شد (Wilkinson., 2001) شکل (۷-۱۳). پراکنش شوری‌های اندازه‌گیری شده نسبت به دمای همگن‌شدگی در میانبراهای سیال دارای دو روند متفاوت آمیختگی هم‌دما و رقیق‌شدگی سطحی سیال می‌باشد. این فرآیندها مربوط به فاز دگر نهادی پسرونده می‌باشد. فرآیندهای آمیختگی هم‌دما و رقیق‌شدگی سطحی شاره‌ها از عوامل مهم در ناپایداری کمپلکس‌های کلریدی و همزمانی نهشت آهن در پهنه‌های اسکارنی و به دنبال آن تشکیل فازهای سولفیدی در مراحل پایانی کانی‌سازی است که در نتیجه‌ی کاهش ناگهانی فشار در شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه ایجاد شده اند (Tale fazel., Mehrabi., 2011). پدیده آمیختگی موجب کاهش دمای سیستم، کاهش دمای انحلال سیال و کاهش انحلال‌پذیری عناصر کانه‌ساز و نهشت ماده معدنی می‌شود (1985 Drummond., Ohmoto.). با توجه به دامنه تغییرات میزان شوری و دمای همگن شدن در میانبراهای سیالات کانی‌ساز، به نظر می‌رسد نوعی پدیده مخلوط‌شدگی (Mixing) رخ داده باشد. به عبارت دیگر سیال هیدروترمال و شور اولیه به احتمال زیاد با یک سیال با درجه شوری پایین‌تر (آب-های جوی) در انتهای مراحل کانه‌زایی مخلوط گردیده است شکل، هنگام تشکیل کانسار آهن معدن-جو آب‌های ماگمایی توده نفوذی با آب‌های سنگ‌های حوضه رسوبی که شامل شیل، توف و کربنات-های منطقه می‌باشد طی فرآیند متاسوماتیسم ایجاد شده است (۷-۱۲)، همچنین بلورهای NaCl در میانبراهای سیال نشان می‌دهد که کاتیون‌های آهن احتمالاً از طریق یون‌های کلر منتقل شده‌اند. میزان کلرید محلول‌های متاسوماتیکی احتمالاً بیشترین کنترل‌کننده انتقال و ته‌نشست آهن در اسکارن‌ها است (Mienret 1992). بنابراین ته‌نشست مگنتیت در اسکارن‌های سنگان به خوبی می‌تواند با حضور و انجام واکنش سیال‌های نمک‌دار حاوی آهن با سنگ دیواره تسهیل گردد (مظاهری، ۱۳۷۸).



شکل ۷-۱۲. نمودار تعیین خاستگاه شاره‌های گرمایی بر اساس داده‌های شوری و دمای همگن‌شدگی میانبارهای

شاری.

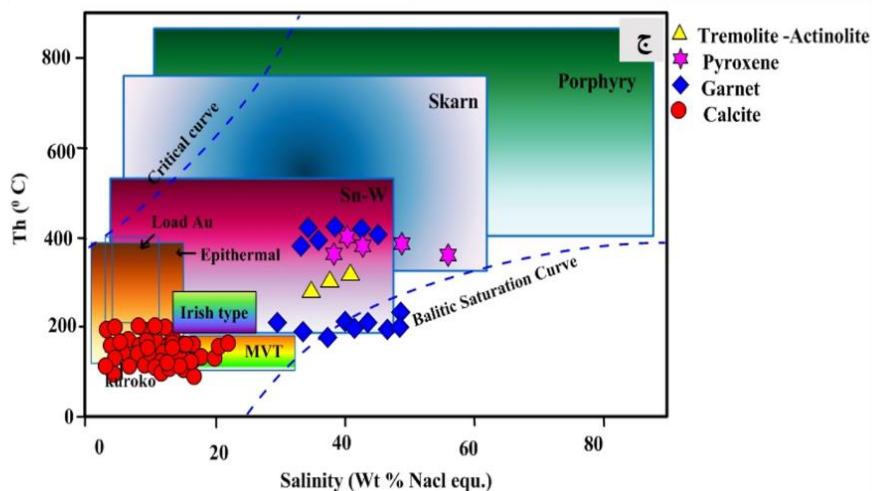
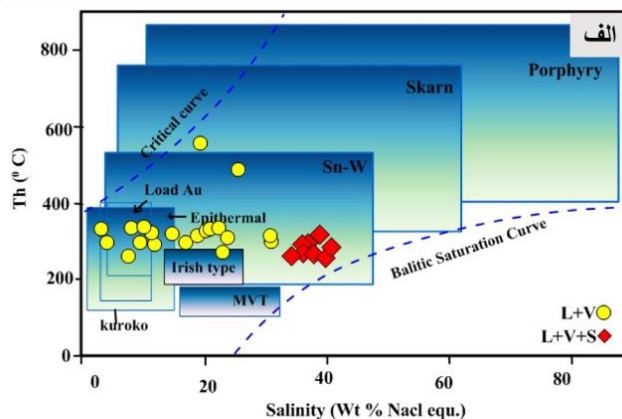
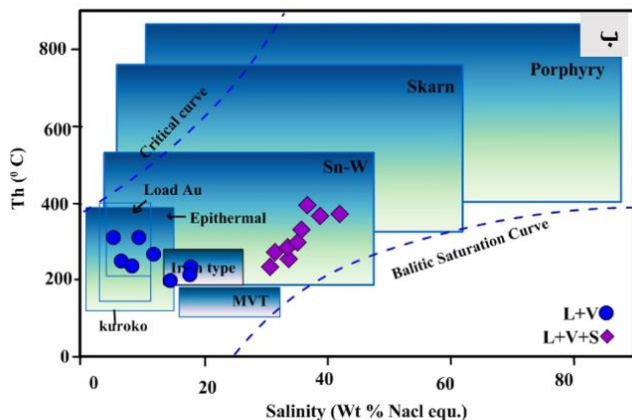


شکل ۷-۱۳. موقعیت قرارگیری نمونه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه در نمودار شوری در مقابل دمای همگن

شدن (Wilkinson, 2001).

۷-۷- تعیین تیپ کانه‌زایی بر اساس داده‌های میانبارهای سیال

بر اساس نمودار شکل (۷-۱۲) که بر پایه محدوده دمای همگن‌شدن و شوری میانبارهای سیال کانسارهای مختلف طراحی شده است (Wilkinson, 2001)، اکثر میانبارهای سیال مورد مطالعه در محدوده کانسارهای اسکارن قرار می‌گیرند که بیشتر از کانی‌های پیشرونده برای تعیین نوع کانسار استفاده شده است و کلسیت‌ها بیشتر در مرحله تاخیری قرار دارند. در این تحقیق نمودار دما-شوری کانسار آهن معدن جو با نمودارهایی از کانسارهای اسکارن آهن کبیرکوه جنوب غرب خواف-سنگان (زنگنه و همکاران، ۱۳۹۵)، اسکارن آهن-مس مزرعه، شمال اهر (غارسی و همکاران ۱۳۹۶) مقایسه شده است (شکل ۷-۱۴). همه‌ی این مستندات نشان می‌دهد که کانسارهای اسکارن آهن در دامنه متغیری از دما و شوری تشکیل می‌گردند. برای اینکه در رخداد این تیپ کانه‌زایی‌ها ترکیبی از فرایندهای ماگمایی- گرمابی نقش ایفا می‌نمایند. بسته به سهم نسبی سیالات با منشأ ماگمایی و جوی و نیز عمق جایگزینی میزان دما و شوری سیال کانه‌ساز متفاوت خواهد بود.



شکل ۷-۱۴. نمودار تعیین تیپ کانه‌زایی براساس شوری و دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001): الف) کانسار اسکارن آهن کبیر کوه جنوب غرب خواف- سنگان (جنوب شرق خراسان رضوی، ب) محدوده قرارگیری میانبارهای سیال کانسار اسکارن آهن مزرعه، شمال اهر (غارسی و همکاران ۱۳۹۶)، ج) کانسار اسکارن آهن معدن جو.

فصل هشتم

نتیجه‌گیری، تیپ و الگوی

تشکیل کانسار و

پیشنهادها

تعیین تیپ کانی‌زایی و ارائه‌ی مدلی برای پیدایش یک کانسار مستلزم انجام مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی، میکروترمومتری و شیمی میانبارهای سیال و... می‌باشد. در تحقیق حاضر بررسی‌های گسترده‌ای برای دستیابی به ویژگی‌های زمین‌شناسی و معدنی کانسار اسکارن آهن معدن جو و سنگ میزبان آن انجام شده است. در این فصل ابتدا به توصیف ویژگی‌های شاخص کانه‌زایی اسکارن آهن معدن جو (زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، دگرسانی، ژئوشیمی سنگ و کانسنگ و میانبارهای سیال) پرداخته شده است و سپس مدل تشکیل کانسار ارائه شده است و در نهایت نتیجه‌گیری و پیشنهادهای لازم در این راستا ذکر گردید.

۸-۲- ویژگی‌های مهم کانه‌زایی اسکارن آهن معدن جو

زمین‌شناسی: کانسار سنگ آهن سنگان خواف جزئی از کمربند ولکانوپلوتونیک خواف- تربت- حیدریه- بردسکن یا خواف درونه در پهنه خرد قاره ایران مرکزی و شمال شرق زیر پهنه لوت و در شمال شرق کشور می‌باشد که این کمربند طولی بیش از ۳۵۰ کیلومتر و پهنای متغیر از ۱۵- ۸۰ کیلومتر دارد. کمربند ماگمایی خواف با گسترش خاوری- باختری و خمیدگی به سمت جنوب شرق و در شمال گسل درونه (گسل بزرگ کویر) واقع شده است، و عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حد واسط و بعضی مافیک با سن ترشیاری تشکیل گردیده است، کانسار معدن جو که جزء آنومالی‌های شرقی مجتمع معدنی سنگان می‌باشد به ترتیب دارای واحدهای سنگی از قدیم به جدید شامل: رخنمون‌های ماسه‌سنگ شیلی، مادستون آهکی، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک کریستالیزه و دولومیتی، ماسه‌سنگ آهکی متعلق به دوره ژوراسیک، اسکارن، سنگ آهن، توف، مونزودیوریت، لاتیت (دیاباز)، آلکالی‌ریولیت، داسیت و ریوداسیت متعلق به ائوسن و رسوبات عهد حاضر متعلق به کواترنری می‌باشد.

دگرسانی و کانه‌زایی: به استناد بررسی‌های صحرایی- آزمایشگاهی و نتایج تجزیه XRD, در نتیجه سیالات گرمایی، منطقه معدن‌جو در مطالعات سطحی و زیرسطحی انواع دگرسانی‌های موجود در منطقه متناسب با نوع و ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌ها می‌باشند که شامل دگرسانی ۱- کربناتی، ۲- آرژلیک، ۳- کلریتی، ۴- سریسیتی، ۵- کربناتی-سیلیسی، ۶- اپیدوتی ۷- پروپیلیتیک می‌باشد. کانه‌زایی در منطقه معدن‌جو در دو مرحله پیشرونده و پسرونده صورت گرفته است، نهشت مگنتیت در پایان مرحله پیشرونده با تأثیر آب‌های جوی به سیستم و کانی‌های فلزی (اکسیدها و سولفیدها) در مرحله میانی یا مرحله تشکیل کانی‌های آبدار صورت می‌گیرد زیرا در این مرحله محیط برای شکستن کمپلکس‌های حامل فلزات مناسب می‌باشد بنابراین در منطقه کانه‌زایی بیشتر با فاز پیشرونده به سمت پسرونده و تأثیر آب‌های جوی به محیط همراه است. در منطقه معدن‌جو نفوذ سیالات حاوی آهن در فضاهای مناسب ایجاد شده در اثر فعالیت‌های تکتونیکی و شرایط مناسب باعث ته‌نشست کانه مگنتیت و فاز سولفیدی به صورت توده‌ای، لایه‌ای، برشی، دانه پراکنده (دانه‌پراکنده) در متن سنگ و رگه و رگچه‌ای شده است.

اسکارن، ساخت و بافت کانه‌زایی: بر پایه شواهد صحرایی، نمونه‌های دستی و میکروسکوپی، زون-های اسکارن منطقه شامل زون پیروکسن، زون پیروکسن+گارنت، زون گارنت، زون گارنت+پیروکسن، زون پیروکسن+ولاستونیت+مگنتیت، زون پیروکسن+فلوگوپیت، زون فلوگوپیت، زون ترمولیت+اکتینولیت+فلوگوپیت، زون موسکوویت+ترمولیت+آمفیبول، زون اپیدوت، زون موسکوویت+سریسیت+کلسیت+اپیدوت و زون مگنتیت اسکارن می‌باشند و بافت‌های کانی-سازی شامل رگه- رگچه‌ای، دانه‌پراکنده، پرکننده فضاهای خالی، صفحه‌ای، عدسی‌شکل و برشی می‌باشند. بافت‌های ثانویه شامل بافت جان‌شینی و باقی‌مانده می‌باشد.

ژئوشیمی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار: طبق نتایج حاصل از آنالیزهای ژئوشیمیایی و استفاده از نمودارهای مربوطه، نمونه سنگ‌های رسوبی منطقه طبق مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی شامل

واحد سنگ آهک میکرواسپارایتی، واحد مادستون آهکی و سنگ آهک دولومیتی را نشان می‌دهد. توده نفوذی منطقه در محدوده‌ی گرانیت و کوارتز مونزونیت قرار می‌گیرند. و نام سنگ طبق مطالعات کانی‌شناسی بیوتیت مونزوگرانیت نام‌گذاری شد و طبق رده‌بندی گرانیت نوع I قرار گرفته است. ماگمای سازنده واحدهای اصلی منطقه در قلمرو ماگماهای کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا سری شوشونیتی و از نظر درجه اشباع از آلومینیم، بیشتر مت‌آلومین و کمی پرآلومین قرار می‌گیرند. از نظر جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای جزایر قوسی، برخورد قاره‌ای و قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند. در مورد سنگ‌های آتشفشانی منطقه نیز مطابق با نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی ترکیب ریوداسیت تا تراکی داسیت را نشان می‌دهند.

ژئوشیمی کانسنگ: بر پایه‌ی تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های سطحی و زیرسطحی کانسنگ منطقه اسکارن آهن معدن جو مقادیر کمینه و بیشینه آهن ۱۱/۵ تا ۴۳/۲۲ درصد بوده است. عیار مس بین ۱۱/ تا ۸۰۶/۱۳ (ppm) متغیر است، تغییرات غلظت آلومینیوم در نمونه‌های کانسنگ منطقه کمتر از ۰/۱ تا ۶/۰۱ درصد می‌باشد. مقدار گوگرد از ۰/۱۶ تا ۳۳/۶۳ درصد متغیر می‌باشد. از نظر همبستگی آهن با عناصر وانادیوم، مس و گوگرد دارای همبستگی مثبت می‌باشد و با عناصر ایریدیوم، منگنز، فسفر و کروم دارای همبستگی منفی می‌باشند.

شیمی کانی‌های زون اسکارن: شیمی کانی به روی زون اسکارن منطقه انجام شده است و نتایج ترسیم مگنتیت‌های مربوط به منطقه معدن جو بر روی این نمودارها حاکی از آن است که این نمونه‌ها در گستره‌ی مگنتیت‌های گرمابی قرار می‌گیرند و نوع کانی‌سازی اسکارن می‌باشد. شیمی کانی اولیوین طبق نتایج و نمودارها فورستریت را نشان می‌دهد، گارنت‌های منطقه از نوع آندرادیت و کمی گروسولار می‌باشند و پیروکسن‌های منطقه ترکیب غالب دیوپسید تا حدودی هیدنبرژیت را نشان می‌دهد.

میانبارهای سیال: مطالعات انجام شده برای میانبارهای سیال در منطقه معدن جو بر روی کانی‌های کلسیت، گارنت، پیروکسن، ترمولیت- اکتینولیت انجام گرفت. میانبارهای سیال غالباً دوفازی (L+V) می‌باشند و نتایج نمودارهای ترسیم شده بر اساس این نوع میانبارها است. از نظر دمای همگن‌شدگی برای کانی کلسیت از ۹۵ تا ۱۹۰ درجه‌ی سانتی‌گراد متغیر است، برای کانی گارنت نوع پسرونده از دمای ۱۷۰ تا ۲۰۰ درجه و گارنت نوع پیشرونده از ۳۹۰ تا ۴۱۰ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد، برای پیروکسن از ۳۳۰ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد و برای ترمولیت- اکتینولیت ۲۷۰ تا ۳۰۰ درجه متغیر می‌باشد. طبق نتایج به دست آمده کانی کلسیت دارای شوری ۲/۰۱ تا ۲۰/۷۲ می‌باشد، برای گارنت از ۲۹/۵۳ تا ۴۹/۰۵ متغیر است، برای پیروکسن شوری بین ۳۷/۱۷ تا ۵۷/۵۷ متغیر می‌باشد و برای ترمولیت- اکتینولیت شوری از ۳۵/۴۰ تا ۴۲/۳۸ متغیر می‌باشد. چگالی سیالات برای کانی کلسیت محدوده بین ۱ تا ۱/۱ و برای گارنت‌های پیشرونده ۱ و گارنت نوع پسرونده ۱/۱ می‌باشد، در کل چگالی سیالات برای مجموعه کانی‌ها از ۱ تا ۱/۱ متغیر می‌باشد و فشار بخار در بازه ۱۰ تا ۴۰۰ بار قرار می‌گیرد. عمق تقریبی کانی‌سازی تخمین زده شده بین ۱۰۰ تا ۱۴۰۰ متر می‌باشد. بر اساس میانبارهای نمونه‌های مطالعه شده تیپ کانسار در محدوده اسکارن قرار گرفته است. بر اساس مطالعات انجام شده بر روی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه فرایند اختلاط سیال ماگمایی با سیالات جوی مهمترین فرایندهای ته‌نشست مگنتیت در منطقه معدن جو می‌باشد.

۸-۳- مقایسه کانسار آهن معدن جو با دیگر آنومالی‌های معدن سنگان و

کانسارهای اسکارن آهن ایران و جهان

ابتدا کانسار آهن معدن جو با دیگر آنومالی‌های مجتمع معدنی سنگان مقایسه شده است جدول (۸-۱)، کانسار آهن سنگان از آنومالی‌های غربی (کلسیمی) به سمت آنومالی‌های شرقی (منیزیمی) تغییر می‌کند. در مقایسه‌ای که بین کانسار آهن معدن جو و دیگر کانسارهای ایران و جهان انجام شد، مشخص شد تشکیل این اسکارن مشابه با دیگر اسکارن‌ها است و شباهت بیشتری با اسکارن آهن

چنگ کو (Chengchao)، یکی از آنومالی‌های ناحیه معدنی ادونگ (Edong) شرق کشور چین دارد، هر دو کانسار اسکارن کلسیمی و منیزیمی می‌باشند و کانسنگ غالب مگنتیت می‌باشد و همچنین از لحاظ کانی‌های زون اسکارنی مشابه هم می‌باشند (طبق جدول ۸-۲)

جدول ۸-۱. مقایسه کانسار آهن معدن جو با دیگر آنومالی‌های مجتمع سنگ آهن سنگان

مشخصات کانسار	کانسار آهن معدن جو	دیگر آنومالی‌های شرقی مناطق سم آهنی، سنجدک، فرزنه	آنومال‌های مرکزی و غربی
کانی‌سازی	مگنتیت با بافت دانه‌های، پراکنده و جانشیننی، پیریت و کالکوپیریت، کالکوسیت، هماتیت، اولیژیست،	هماتیت با بافت پراکنده و جانشیننی (مگنتیت کم). مگنتیت با بافت دانه‌های، هماتیت، گوتیت، پیریت و کالکوپیریت. باریت	مگنتیت با بافت دانه‌ای، منطقه‌بندی با ادخال‌های گانگ همراه پیروتیت، کالکوپیریت، بورنیت، پیریت، هماتیت و گوتیت
سنگ میزبان	اسکارن، سنگ‌های آهکی و دولومیتی کریستالیزه، سنگ‌های ولکانیکی، ماسه- سنگ، توف و شیل	سنگ‌های کربناته آهکی. اسکارن، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، توف، آهک دولومیتی، سیلتستون	آهک کریستالیزه، اسکارن، شیل، سیلتستون سو سنگ‌های ولکانیکی
دگرسانی و کانی‌های زون اسکارن	کربناتی، دولومیتی، سیلیسی، اپیدوتی، پروپیلیتیک، آرژیلی، سرپانتینی، کلریتی. گارنت، پیروکسن، فورستریت، فلوگوپیت، ترمولیت- اکتینولیت،	کلریتی، اپیدوتی، سریسیتی، سوسوریتی شدن. تورمالی شدن، سرپانتینی، کانی‌های اسکارنی گارنت، اکتینولیت، اسکاپولیت،	کربناتی، کلریتی، اپیدوتی، پروپیلیتیک، سرپانتینی، سریسیتی گارنت، فورستریت، اکتینولیت، اسکاپولیت، اپیدوت..
شکل کانی‌سازی	بافت توده‌ای، رگه‌رگچه‌ای، دانه پراکنده، جانشیننی و پرکننده فضای خالی،	رگه‌رگچه‌ای، دانه پراکنده، پرکننده حفرات، توده‌ای، عدسی شکل، رگه‌ای	توده‌ای، عدسی شکل، صفحه‌ای، رگه‌رگچه‌ای، دانه پراکنده و جانشیننی
عوامل موثر بر کانی‌سازی	سنگ شناختی و ساختاری	سنگ شناختی و ساختاری	سنگ شناختی و ساختاری
توده نفوذی	گرانیتی متا آلومینوس با پتاسیم بالا، کالک آلکالن، نوع مرتبط با زون‌های فرورانش و ماگمای قوس قاره‌ای.		
مراجع	مطالعات این پایاننامه	(آهی ۱۳۹۳)، حاجی علی (۱۳۸۶) مظهری (۱۳۹۳)	مظاهری (۱۳۷۷)، کریم‌پور (۱۳۶۹)، کرمانی و فورستر (۱۹۹۱)، گل- محمدی (۱۳۹۳)

جدول ۸-۲. مقایسه ویژگی‌های کانسار اسکارن آهن معدن جو با انواع کانسارهای اسکارن آهن ایران و جهان.

کانسار	سنگ میزبان	توده نفوذی مرتبط	زون‌های اسکارنی	نوع دگرسانی	کانی‌های متاسوماتیک ک پیشرونده	کانی‌های متاسوماتیک پسرونده	کانه‌ها	مرجع

آیتی ۱۳۹۵	مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت	ترمولیت- اکتینولیت اپیدوت کلریت	پیروکسن گارنت	پروپیلیتیک کلریتی اپیدوتی	اگزواسکارن کلسیمی	گرانودیویت - دیوریت	آهک‌های کرتاسه و شیل	کانسار آهن چوگان جنوب باختر کاشان
براتی و قلی‌پور ۱۳۹۲	مگنتیت، پیریت کالکوپیریت	ترمولیت- اکتینولیت، آمفیبول، اپیدوت،	پیروکسن، گارنت	اپیدوتی، کلریتی	اگزواسکارن کلسیمی	توده‌های آذرین عمقی	سنگ‌های آهکی و کالک- شیست	کانسار آهن ظفرآباد کردستان
Lei Yao Guiqin g Xie et all ., 2015	غالباً مگنتیت هماتیت خفیف کالکوپیریت و بورنیت	آمفیبول فلوگوپیت کلریت اپیدوت سرپانتین	گارنت، پیروکسن	کربناتی اپیدوتی سرپانتینی کلریتی	اگزواسکارن کلسیمی - منیزیمی	کوارتز مونزونیت پورفیری و دیوریت	کربنات و رسوبات آواری آهک‌های دولومیتی	چنگ‌کو) ناحیه معدنی ادونگ) شرق چین
Zhuang Duan, Jian- Wei Li ., 2017	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت کالکوسیت تیتانیت و آپاتیت	سرپانتین، فلوگوپیت	اسپینل فورستریت، دیوپسید	سرپانتینی، آلبیتی، کلریتی، اپیدوتی	اندو اسکارن - اگزواسکارن منیزیمی - کلسیمی	گنیس، گرانیت، چارنوکیٹ	کالک سیلیکات و مرمر	ژانگ جیو Zhangjiaw شمال چین

۸-۴- الگوی تشکیل کانسار آهن معدن جو

بر اساس نتایج بدست آمده از مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، روابط پاراژنتیکی کانی‌ها و کانه‌ها، دگرسانی‌ها، بررسی‌های ژئوشیمیایی و میانبارهای سیال مراحل تکوین و تکامل کانسار آهن معدن جو را میتوان طی چند مرحله به شرح زیر خلاصه کرد:

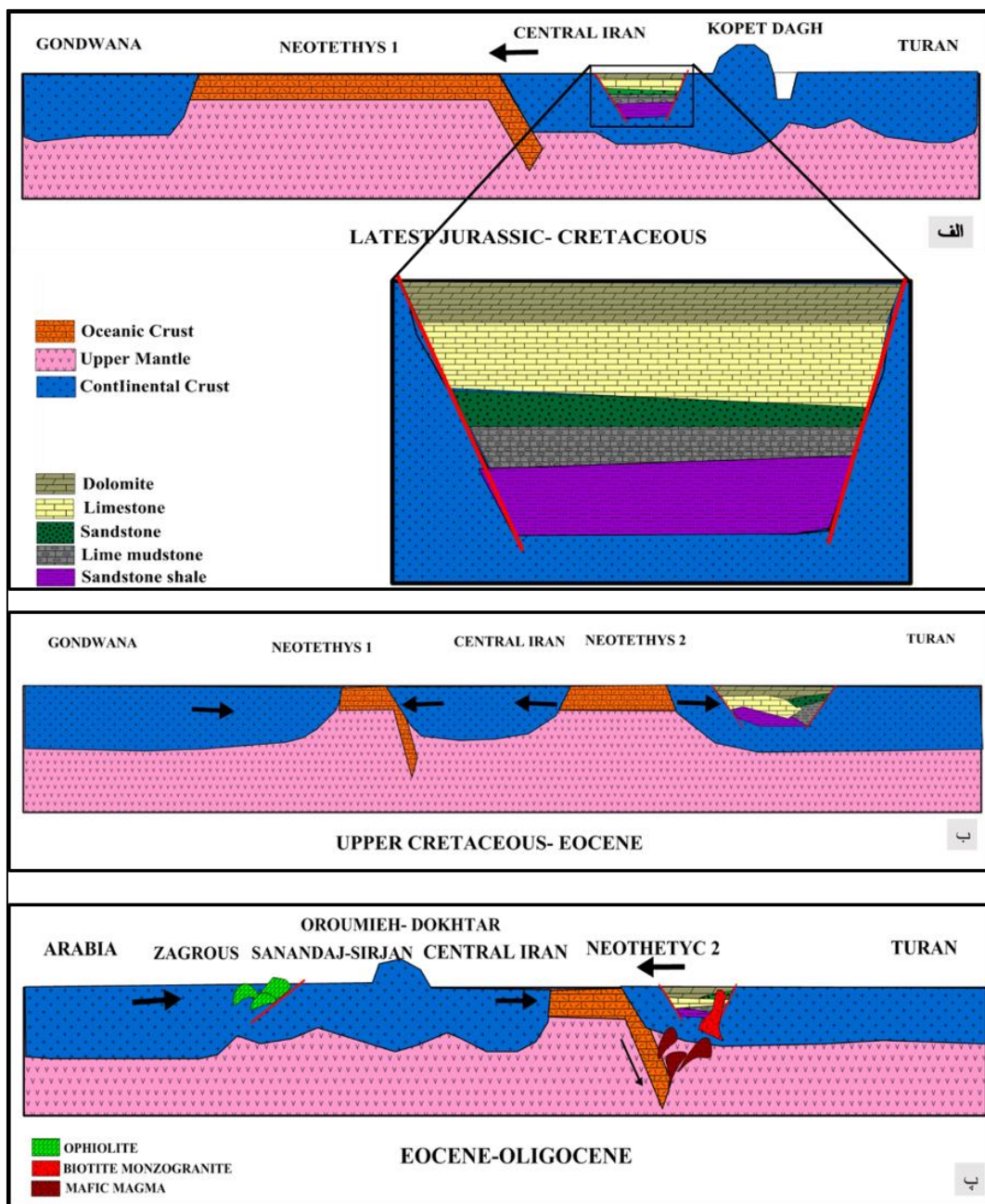
همزمان یا کمی پس از بسته شدن دریای پالئوتتیس (در اواخر پالئوزوئیک یا تریاس) زمینه برای جدایی ایران از گندوانا فراهم می‌شود. پوسته ایران تحت تأثیر نیروهای کششی مهم در این زمان بوده است، با این حرکت، شکستگی‌های عمیقی در پوسته ایران بوجود آمده که علاوه بر خروج مواد آتشفشانی فراوان از آنها، پلاتفرم ایران به خرد قاره‌هایی تقسیم شده و رفته‌رفته از هم فاصله گرفته‌اند. شکاف عمیقی در امتداد روراندگی اصلی زاگرس در پلاتفرم و پوشش آن در جنوب پدید آمد که با

گسترش آن زاگرس و بخشی از عربستان به زیر آب فرو رفت، اقیانوسی که بر اثر جدایی ایران از عربستان در تریاس به وجود آمد نئوتتیس ۱ نامیده شد. در اواخر تریاس نئوتتیس ۱ به حداکثر گسترش خود رسید (شکل ۸-۱-الف).

در خلال دوره ژوراسیک با حرکت رو به شمال صفحه هند، مرکز و مشرق ایران تحت تأثیر حرکات فشاری قرار می‌گیرند، با این حرکات موقعیت زمین‌ساختی ایران تغییر می‌کند و به صورت مرز همگرایی در می‌آید. از یک سو فعالیت آتشفشانی گسترش می‌یابد و از سوی دیگر نئوتتیس ۱ شروع به بسته شدن می‌کند. فعالیت‌های دگرگونی در پوسته ایران از نتایج دیگر این حرکت بوده است. مثلاً دگرگونی سنگ‌های سنندج-سیرجان نتیجه این حرکت بوده است. در اواخر کرتاسه- اوایل پالئوسن اقیانوس نئوتتیس ۱ کاملاً بسته شد و خرد قاره ایران به صفحه عربستان می‌پیوندد. گسل اصلی زاگرس در محل این جوش خوردگی قرار دارد. مجموعه افیولیتی و رادیولاریتی اطراف این گسل از شواهد این جوش خوردگی می‌باشد. در این مرحله پوسته ایران یکپارچه شده و رسوب‌های سنندج-سیرجان مجدداً دگرگون می‌شوند (شکل ۸-۱-ب). در ائوسن تا میوسن، با حرکت هرچه بیشتر پلاتفرم عربستان به سوی ایران فرورانش پوسته اقیانوس عربی به زیر پوسته قاره‌ای ایران ادامه می‌یابد و پوسته‌ی قاره‌ای ایران در موقعیت کمان ارومیه- دختر دچار بالآمدگی شده و فرایندهای کشش پوسته‌ای زمینه را برای پیدایش محیط‌ها و حوضه‌های کششی مرتبط با کم‌انهای آتشفشانی فراهم می‌نماید. در زمان ائوسن- الیگوسن در این حوضه‌های کششی تناوبی از سنگ‌های رسوبی- آتشفشانی (آذرآواری‌ها، گدازه، شیل، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک) نهشته شده است.

در زمان ائوسن همزمان با بسته شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس ۱ پوسته قاره‌ای ایران در بخش‌های مرکزی آن دچار کشش و بازشدگی می‌شود و زمینه برای تشکیل اقیانوس نئوتتیس ۲ فراهم می‌گردد (شکل ۸-۱-ب). در زمان ائوسن- الیگوسن پوسته اقیانوسی نئوتتیس ۲ به سمت شمال شرق و به زیر پوسته‌های قاره‌ای فرورانش می‌کند و مذاب‌های ناشی از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرو رو و

گوشته بالایی و آلایش آنها با سنگ‌های پوسته قاره‌ای سبب تشکیل توده‌های نفوذی با ترکیب اسیدی تا حد واسط به سن احتمالی ائوسن بالایی -الیگوسن می‌گردد (شکل ۸-۱-پ). در منطقه معدنی سنگان تزریق این توده‌ها به داخل سنگ‌های آواری-کربناتی ژوراسیک بالایی - کرتاسه باعث ایجاد فرآیند متاسوماتیسم و تشکیل اسکارن‌های آهن شده است. مراحل تشکیل اسکارن و زایش مگنتیت و کانی‌های همراه در منطقه معدنی معدن جو در ادامه تشریح شده است.



شکل ۸-۱. الف: مقطع شماتیکی که نشان دهنده تشکیل و تکوین پوسته قاره‌ای ایران در زمان ژوراسیک پسین - کرتاسه برای منطقه معدن جو (با تغییر از Golonka, 2002). ب: بسته شدن اقیانوس نئوتتیس 1 در اواخر کرتاسه- پالئوسن و کشش پوسته قاره‌ای ایران در بخش‌های مرکزی و تشکیل پوسته‌های اقیانوسی داخلی ایران (نئوتتیس ۲) از زمان ائوسن، پ: فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته‌های قاره‌ای شمال شرقی ایران و تشکیل کمان آتشفشانی خواف - درونه.

۸-۵- مراحل تشکیل اسکارن آهن معدن جو

کانسارهای اسکارن به دنبال تزریق و متبلور شدن توده نفوذی درون سنگ‌های کربناته تشکیل می‌شوند

(Einaudi et al., 1981 Meinert L., 1992). به دنبال جایگیری توده نفوذی (اثر حرارتی) درون سنگ‌های درونگیر، دگرگونی مجاورتی صورت گرفته و با انتشار سیال‌های کانه‌ساز، متاسوماتیسم منجر به تشکیل اسکارن می‌شود. پدیده متاسوماتیسم با تغییراتی در سنگ‌ها همراه است. تغییرات شیمیایی ناشی از واکنش سیال کانه‌ساز با سنگ میزبان (water-rock interaction) در سیستم‌های اسکارنی، در نتیجه عدم تعادل دمایی میان سیالات ماگمایی دما بالا با سردشدگی پایین و سنگ‌های دربرگیرنده ایجاد می‌شود که این پدیده موجب اختلاف در ترکیب شیمیایی سیال‌ها و نهشته‌شدن آهن و فلزهای همراه و تشکیل یون H^+ می‌شود. همزمان با این فرآیند، مقداری از سیالات موجود در توده نفوذی آزاد شده و با مخلوط شدن با آب‌های ماگمایی و در سطوح بالاتر با آب‌های جوی، از طریق درز و شکستگی‌ها به طرف بالا صعود کنند. واکنش این سیالات با سنگ‌های اطراف منجر به کانی‌سازی می‌شود.

در منطقه معدن جو، توده گرانیتی (سرنوسر) که در شمال شرقی منطقه رخنمون دارد و طبق مطالعات کانی‌شناسی بیوتیت مونزوگرانیت نام گرفت. سن این توده نفوذی بر اساس مطالعات سن‌سنجی انجام شده روی کانی زیرکن به روش U-Pb سنی در حدود ۳۸-۴۰ میلیون سال تخمین زده شده است (گل‌محمدی، ۱۳۹۳). نفوذ این توده گرانیتی به داخل سنگ‌های آهکی ژوراسیک- کرتاسه، باعث دگرگونی، متاسوماتیسم و تشکیل اسکارن آهن در منطقه شده است. بر اساس شواهد موجود روند احتمالی تشکیل اسکارن به صورت زیر است.

- فاز پیشرونده - دگرگونی مجاورتی ایزو شیمیایی (Prograde stage)

در این مرحله جایگزینی توده نفوذی سرنوسر (ائوسن) به داخل سنگ‌های آهکی و دولومیتی و شار حرارتی ناشی از آن، باعث دگرگونی ایزوشیمیایی و تبدیل سنگ‌های آهکی خالص به مرمر و دولومیت و ناخالص به اسکارن شده است. در نتیجه آهک‌ها دچار تبلور مجدد شده و بلورهای کلسیت با بافت موزاییکی تشکیل شده‌اند (شکل ۸-۴-۸ A). (این مرحله مرحله آماده‌سازی کانه‌زایی می‌باشد).

- فاز پیشرونده - متاسوماتیزم و جایگزینی (Prograde stage)

به دنبال جایگیری و شروع تبلور توده نفوذی، سیالات موجود در ماگما به حد اشباع رسیده و به صورت یک فاز نآمیخته از آن جدا می‌شوند. با افزایش تبلور توده، حجم سیالات، زیادتر شده، نفوذ و مهاجرت این سیال‌ها به سنگ‌های در برگیرنده سبب تحرک و جابه‌جایی عناصر می‌شود. سیالات هیدروترمال که دارای عناصر Fe, Si و Mg همچنین مواد فرار و دیگر یون‌های فلزی می‌باشند که از توده نفوذی به داخل سنگ‌های کربناته منطقه نفوذ می‌کنند و بخش اگزو اسکارن را تشکیل می‌دهند. با ادامه نفوذ این سیالات اسیدی دما بالا و واکنش آنها با سنگ‌های کربناته و همچنین خروج مواد فرار (CO_2 , H_2O)، افزایش فشار سیال باعث ایجاد درزه و شکستگی‌هایی شده که این امر به نفوذپذیری سنگ‌ها کمک می‌کند (Stage 2). در این مرحله به دنبال نفوذ فاز سیال به داخل شکستگی‌ها و درزه‌های منطقه خصوصاً در مرکز منطقه و واکنش سیال با کانی‌های سنگ میزبان باعث ایجاد کانی‌های کالک سیلیکاته بی‌آب (گارت و پیروکسن) و دگرسانی متاسوماتیک پیشرونده تشکیل می‌شود (شکل ۸-۴-۸ A). در منطقه معدن جو در قسمت مرکز در مجاورت زون کانه‌زایی که سنگ میزبان آهکی بوده است کلسیت را مشاهده می‌کنیم که تحت تأثیر عوامل تکتونیکی برشی شده است، زون پیروکسن- و لاستونیت، زون گارت- پیروکسن. حضور مگنتیت در کنار گارت در زون گارت اسکارن در مرکز منطقه (به صورت توده‌ای - عدسی - صفحه‌ای) و شمال منطقه (به صورت پراکنده و برشی و در بعضی قسمت‌ها توده‌ای) نشان می‌دهد که مگنتیت دارای منشاء ماگمایی (

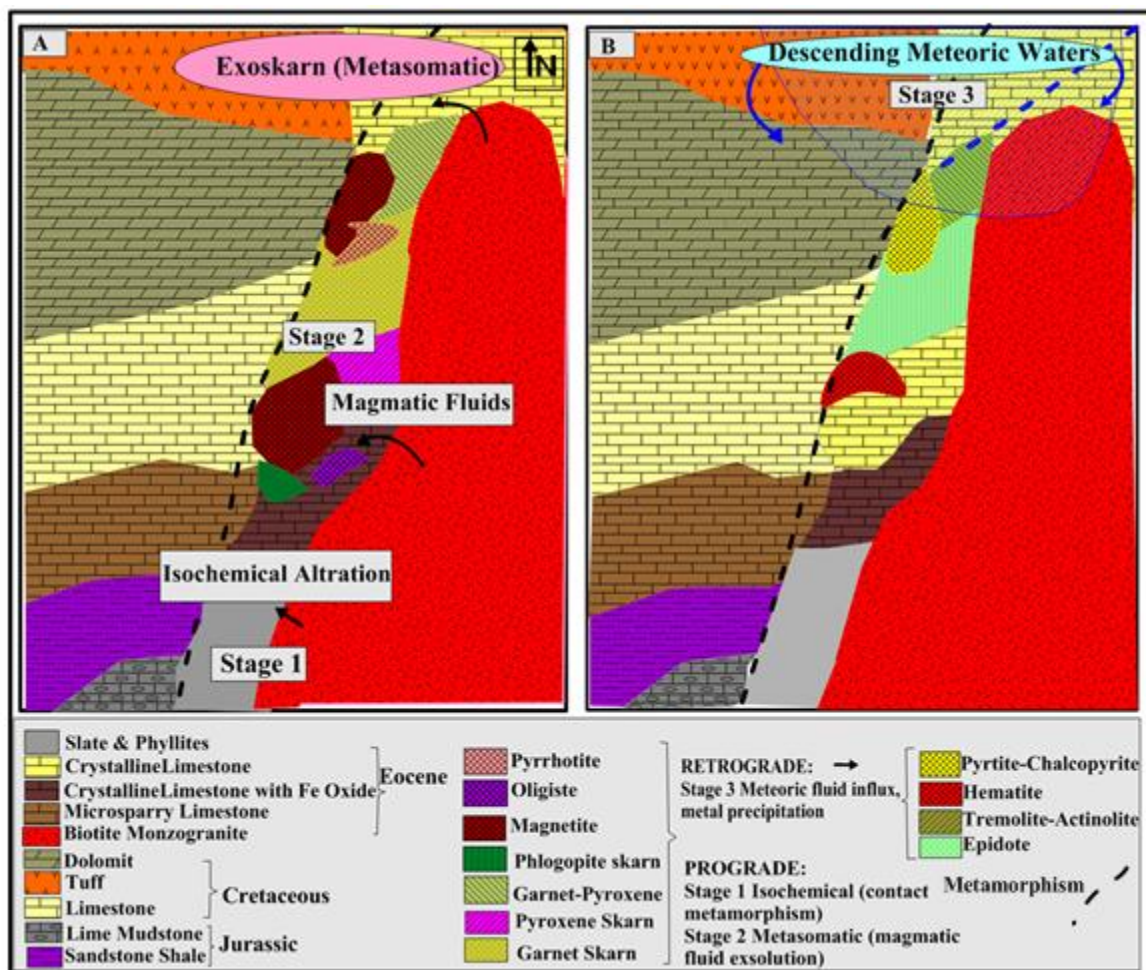
گرمایی) است. بر اساس مطالعات انجام شده ولاستونیت در زون پیروکسن اسکارن که در دمای بالای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است، نشان می‌دهد که کالک سیلیکات‌های بی‌آب مرحله اول اسکارنی-شدن، در گستره دمایی ۵۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. در قسمت شمال منطقه که سنگ‌های کربناته از نوع دولومیتی می‌باشند کانی‌های فورستریت، فاسایت نیز که در مرحله پیشرونده تشکیل شده‌اند در مطالعات زیرسطحی مشاهده شده‌اند. در این مرحله (مراحل پایانی مرحله پیشرونده) کانی مگنتیت ته‌نشین می‌شود (Robb., 2005).

-مرحله پسرونده (قهقرایی، Retrograde) (Stage 3)

مرحله پسرونده با تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی و نفوذ آب‌های جوی حرارت پایین و مخلوط‌شدن با سیال هیدروترمال همراه است، نتایج حاصل از مطالعات میانبارهای سیال نیز فرایند مخلوط‌شدگی را تایید می‌کند. طی مرحله پسرونده، در اثر فرآیندهای هیدرولیز و کربن‌گیری، کانی‌های سیلیکاته بی-آب تشکیل شده به کانی‌های آبدار تبدیل می‌شوند. در این مرحله گارنت به اپیدوت، هماتیت و کلسیت، پیروکسن به سیلیکات‌های آبدار (ترمولیت-اکتینولیت)، که در قسمت شمال منطقه رخنمون دارد تبدیل شده‌اند. اپیدوت از معمول‌ترین کانی‌های تشکیل‌شده در این مرحله می‌باشد. در این مرحله کاهش دما و مصرف H^+ توسط هیدرولیز کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب و کانی‌های کربناته (کلسیت) باعث ناپایداری کمپلکس‌های کلریدی در نتیجه ته‌نشست کانه‌های اکسیدی (مگنتیت) می‌شود. کانی‌سازی سولفیدی در این مرحله اتفاق می‌افتد (Einaudi et al., 1981) که شامل پیریت، کالکوپیریت و پیروتیت می‌باشد (شکل ۸-۴-B).

-مرحله اکسیداسیون یا سوپرژن (Oxidation stage)

آخرین مرحله کانی‌سازی در منطقه معدن جو دگرسانی سوپرژن است که باعث تشکیل کانی‌های مانند لیمونیت، گوتیت و هماتیت از کانی‌های هیپوزن اولیه در زون اکسیدان و در داخل شکستگی‌ها و فضا‌های خالی شده است، کلسیت و کوارتز نیز در این مرحله به سیستم اضافه شده است.



شکل ۸-۲. مراحل تشکیل کانسار آهن معدن جو.

۸-۶- نتیجه گیری

- کانسار آهن معدن جو یکی از آنومالی‌های شرقی مجتمع سنگ آهن سنگان است، و از نظر زمین‌شناختی در نوار آتشفشانی-ماگمایی خواف-تربت‌حیدریه-درونه (خواف-درونه) واقع می‌باشد.
- قدیمی‌ترین واحدهای زمین‌شناسی در محدوده‌ی معدن جو، واحد ماسه‌سنگ شیلی، مادستون آهکی، و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک در جنوب غربی منطقه است که به سمت شمال در مرز گسلی با توالی شیلی، توف، سنگ‌آهک و آهک دولومیتی کرتاسه قرار دارند. این واحدهای رسوبی با ماگماتیسم ترشیری و نفوذ توده‌های آذرین ائوسن تحت تأثیر قرار گرفته و دگرگون شده‌اند.

- در محدوده آهن معدن جو رخنمونی از توده‌های نفوذی مشاهده نمی‌شود، ولی در فاصله کمی به سمت شمال شرق منطقه، توده نفوذی بیوتیت مونزوگرانیتهی برونزد دارد، که از نظر ژئوشیمیایی در گروه گرانیته نوع I، ماگماهای کالک‌آلکالن پتاسیم بالا، متآلومین و کمی پرآلومین و گرانیته‌های کمان قاره‌ای قرار می‌گیرد.

- منطقه‌بندی کانی‌شناسی در اسکارن معدن جو شامل: پیروکسن، پیروکسن+گارنت، گارنت، پیروکسن+ولاستونیت+مگنتیت، مگنتیت، پیروکسن+گارنت+فلوگوپیت، فلوگوپیت، ترمولیت+اکتینولیت+فلاوگوپیت، و موسکوویت+سریسیت+کلسیت+اپیدوت+مگنتیت است.

- کانه‌زایی در منطقه به‌صورت‌های فازهای اکسیدی و سولفیدی طی دو مرحله پیشرونده و پسرونده (تاخیری) ایجاد شده است. در ابتدای مرحله پیشرونده کانی‌های بدون آب شامل گارنت و پیروکسن‌ها تشکیل شده‌اند. در مراحل واپسین فاز پیشرونده در نتیجه اختلاط سیالات گرمابی درون‌زاد محتوی فلز با آب‌های جوی فشار بخشی اکسیژن افزایش می‌یابد و به ترتیب مگنتیت، پیروتیت، هماتیت و اولیژیست تشکیل می‌شوند. در گام‌های نخستین مرحله پسرونده کانه‌های مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت شکل می‌گیرند. هماتیت، گوتیت و لیمونیت در نتیجه هوازدگی و اکسیداسیون سطحی برون‌زاد ایجاد شده‌اند.

- دگرسانی‌های گرمابی از نوع آرژیلیک، کلریتی، اپیدوتی، سریسیتی، سیلیسی، و کربناتی است. کانه-زایی در منطقه معدن جو به‌صورت توده‌ای، دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای، صفحه‌ای، عدسی‌شکل و پرکننده فضاهای خالی می‌باشد.

- مقادیر کمینه و بیشینه آهن در کانسنگ‌های منطقه ۱۱/۵۰ و ۴۳/۲۲ درصد، و عیار مس از ۱۱ تا ۸۰۶ گرم در تن تغییر می‌نماید. مقدار گوگرد از ۰/۱۶ تا ۳۳/۶۳ درصد، و عیار فسفر از ۰/۰۱ تا ۰/۰۳ درصد متغیر است. بر پایه شیمی کانی‌ها، مگنتیت‌های معدن جو منشاء گرمابی و با خاستگاه اسکارنی، اولیوین با ترکیب فورستریت، گارنت‌ها از نوع آندرادیت و کمی گروسولار، و پیروکسن‌ها ترکیب غالب دیوپسید تا حدودی هدربرژیت را نشان می‌دهند. مطالعه دما-فشارسنجی بر اساس

شیمی پیروکسن، دمای تشکیل کلینوپيروكسن‌های اسکارن معدن جو بین ۴۵۸ تا ۶۸۹ درجه سانتی-گراد و فشار ۲/۲۱ کیلو بار است.

- مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی‌های گارنت، پیروکسن، ترمولیت-اکتینولیت، و کلسیت دمای همگن‌شدگی از ۹۵ تا ۴۱۰، و شوری از ۲/۰۱ تا ۵۷/۵۷ درصد وزنی معادل نمک طعام، چگالی سیال از ۱ تا ۱/۱ و فشار بخار در دامنه ۱۰ تا ۴۰۰ بار تغییر می‌نماید. کانه‌زائی پیش‌رونده، تاخیری، و برونزاد در اسکارن معدن جو در عمق‌های ۱۴۰۰ تا ۱۰۰ متری رخ داده است، و فرایند اختلاط سیال ماگمایی با سیالات جوی مهمترین فرایند ته‌نشست مگنتیت در منطقه معدن جو می-باشد.

- در نهایت، رخداد معدنی آهن معدن جو کانسار نوع اگزواسکارن کلسیمی-منیزیمی معرفی می‌گردد.

۸-۷-پیشنهادهای

- تهیه نقشه زمین‌شناسی-معدنی در مقیاس ۱/۱۰۰۰، بطوریکه تمامی واحدهای سنگی، مناطق دگرسانی، ساختارهای تکتونیکی (گسل‌ها، چین‌ها، و درزه‌ها) و آثار کانه‌زائی بر روی این نقشه تفکیک شده باشد.

- انجام مطالعات تکتونیکی به منظور درک بهتر منطقه از لحاظ ارتباط کانه‌زایی با گسل‌های منطقه.

- طراحی و برداشت‌های ژئوفیزیکی با استفاده از روش مغناطیس‌سنجی برای تعیین شکل و گسترش کانه‌زائی در عمق (لازم به ذکر است که امتداد پروفیل‌های ژئوفیزیکی عمود بر امتداد واحدهای زمین‌شناختی، ساختارهای تکتونیکی و کانه‌زائی در نظر گرفته شود. این پیشنهاد به شرطی توصیه می‌شود که قبلاً این کار در منطقه آهن معدن جو انجام نشده باشد).

- طراحی و حفر گمانه‌های اکتشافی تکمیلی بر پایه تلفیق یافته‌های زمین‌شناسی، دگرسانی، اکتشافات ژئوفیزیکی و گمانه‌های اکتشافی مراحل پیشین.

- نمونه‌برداری از مغزه‌های حفاری برای مطالعات سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، دگرسانی، ژئوشیمی و ...

- انتخاب نمونه‌های معرف کانه‌زائی از مغزه‌های حفاری برای انجام آزمایش‌های تخصصی زمین‌شناسی از قبیل میانبارهای سیال با تعداد زیاد بر روی کانی‌های گارنت و پیروکسن مرحله پیش‌رونده، و کوارتز و کلسیت مرحله تاخیری، تجزیه میکروپروب الکترونی سیستماتیک بر روی کانی‌های مهم از قبیل گارنت، پیروکسن و مگنتیت، و مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد بر روی جفت‌های پیریت و کالکوپیریت، و اکسیژن بر روی مگنتیت برای پی بردن به منشأ سیال کانه‌ساز، درجه حرارت و عمق تشکیل کانه‌زایی و تعیین تیپ دقیق کانه‌زائی.

منابع فارسی

- آقائباتی س.ع، (۱۳۸۵)، "زمین‌شناسی ایران: تهران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، ص ۵۸۵.
- آهی ا، (۱۳۹۳)، "کانی‌شناسی، زمین‌گرماسنجی و ژنز کانسار سنگ‌آهن سم آهنی (آنومالی شرقی معدن سنگان- جنوب شرقی منطقه خواف)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۶۳-۶۶.
- ارجمندزاده ر، (۱۳۹۰)، "مطالعات کانی‌سازی، ژئوشیمی، سن‌سنجی و تعیین جایگاه تکتونو ماگمایی توده‌های نفوذی در اندیس معدنی ده‌سلم و چاه‌شلجمی، بلوک لوت، شرق ایران"، رساله دکتری (PH.D.) زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۳۶۹.
- اشتوکلین ی، افتخارنژاد، ج، و هوشمندزاده، ع، (۱۳۵۲)، "بررسی مقدماتی زمین‌شناسی در لوت مرکزی و شرق ایران"، گزارش شماره ۲۲ ف: سازمان زمین‌شناسی کشور.
- افتخارنژاد ج، (۱۳۵۹)، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی" نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.
- بومری م، (۱۳۷۱)، "منشاء کانسارهای سنگ‌آهن سنگان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- بی‌اچ پی شرکت مشاور، (۱۹۹۱)، "گزارش مطالعات مکان‌سنجی مقدماتی" کانسار سنگ-آهن سنگان خواف.
- حاجی‌علی م، (۱۳۸۶)، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن سنگان (آنومالی شرقی)، خواف، خراسان رضوی"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.
- حسنی پاک ع ا، شریف‌الدین م، (۱۳۹۱)، "تحلیل داده‌های اکتشافی"، انتشارات دانشگاه تهران، تعداد صفحات ۱۰۱۰ چاپ سوم.
- زنگنه قاسم آبادی م، بومری م، بیابانگرد، ح.ا، (۱۳۹۵)، "بررسی چگونگی تشکیل اسکارن شمال غربی کبیرکوه با استفاده از داده‌های سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و شاره‌های درگیر جنوب غرب خواف (جنوب شرق خراسان رضوی)" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و پنجم، ص ۳۵-۴۸.

- سلاطی الف، کریم پور، م، ح، (۱۳۹۱)، "سن سنجی زیرکن (U-PB)، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd و پتروژنز گرانیتوئیدهای اکسیدان منطقه کبیرکوه (جنوب غربی خواف)"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی ۴(۲): ۲۸۵-۳۰۱.
- سلیمی ر، و اشرف پور، ا، (۱۳۸۶)، "مدل‌سازی توصیفی کانسارها" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین ص ۵۱۸.
- شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد، (۱۳۶۹)، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۲۹۷.
- علوی م، (۱۳۵۸)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خواف" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- غارسی م، رسا، ای، یزدی، م، (۱۳۹۶)، "بررسی کانی‌سازی اسکارن مزرعه، شمال اهر، با تاکید بر مطالعه میانبارهای شاری" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران سال بیست و ششم، ص ۲۲۹-۲۴۴.
- قاسمی پور ر، (۱۳۵۵)، "گزارش شرکت باریت ایران"، آرشیو دفتر فنی اکتشاف معدن سنگ آهن سنگان.
- قربانی م (۱۳۸۱)، "دیبچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۹۵ ص.
- کاهنی ش، (۱۳۸۳)، "مطالعات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی توده‌های کانسار سنگ آهن سنگان خواف" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد ۲۳۰ ص.
- کرمانی و فورستر، (۱۹۹۱) "بررسی پتروگرافی، مینرالوژی و ژئوشیمیایی کانسار آهن سنگان شمال شرق ایران" سومین همایش معدن ایران.
- کریم پور م. ح، "زمین‌شناسی کاربردی"، انتشارات صالح، نشر مشهد، ۱۳۷۴.
- کریم پور م. ح، و ملک‌زاده شفارودی آ، (۱۳۸۶)، "ژئوشیمی و کانی‌شناسی زون‌های اسکارنی و سنگ‌شناسی سنگ منشاء کانسار آهن سنگان خراسان رضوی" فصلنامه علوم زمین، سال هفدهم، شماره ۶۵ ص ۱۰۸-۱۲۵.
- گل‌محمدی ع، مظاهری، س. ا، ملک‌زاده شفارودی، ا، کریم پور، م. ح، (۱۳۹۳)، "سن سنجی زیرکن با روش U-Pb و ژئوشیمی توده‌های گرانیتی سرخر و برمانی شرق معدن سنگ آهن سنگان خواف" مجله پترولوژی اصفهان، سال پنجم، شماره ۱۷، ص ۸۳-۱۰۲.

- مرادی نقدر م، کریم‌پور، م. ح، ملک‌زاده شفارودی، ا، (۱۳۹۱)، " زمین‌شیمی، سن‌سنجی U-Pb زیرکن و ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd سنگ‌های مونزونیتی نجم‌آباد، جنوب گناباد" مجله پترولوژی، شماره یازدهم، ص ۷۷-۹۶.
- مظاهری س. ا، (۱۳۷۸)، "مطالعه سیال‌های درگیر (Fluid Inclusions) در اسکارن‌های خواف" هجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- مظاهری س. ا، (۱۳۸۰)، " مطالعه‌ی گرانیته‌های نوع I در کوه سرنوسر خراسان" مجموعه مقالات پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تهران، ص ۲.
- مظاهری س. ا، (۱۳۷۷)، " مطالعه شیمی کانی‌ها در اسکارن‌های آهن‌دار سنگان خراسان" هفدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۱۸۹-۱۹۶.
- نبوی م. ح، (۱۳۵۵)، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۱۰۹.

Reference

- Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M and Mitchell J. G. (2000). "Petrogenetic evolution late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 102, pp. 67-95.
- Atherton M.P., Petford N. (1993). "Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust". *Nature*, v. 362, p. 144–146.
- Atkinson, W.W., Jr., and Einaudi, M.T., 1978, "Skarn formation and mineralization in the Contact Aureole at Carr Fork, Bingham," *Utah: Econ. Geol.*, v. 73, no. 7, p. 1326-1365.
- Audetat A, Gunther D, Heinrich CA. (1998). "Formation of a magmatic-hydrothermal ore deposit: Insights with LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions", *Science*, 279(5359): 2091-2094.
- Audetat A, Pettke T, Heinrich CA, Bodnar R J. (2008). "The Composition of Magmatic-Hydrothermal Fluids in Barren and Mineralized Intrusions", *Economic Geology*, 103(5): 877-908.
- Aydin F., Thompson R. M., Karsli O., Uchida H., Burt J. B. and Downs R. T. (2009) "C2/c pyroxene phenocrysts from three potassic series in the Neogene alkaline volcanics, NE Turkey: their crystal chemistry with petrogenetic significance as an indicator of P–T conditions" *Contrib. Mineral. Petrol*, 158 (1), 131-147.
- Barnes H. L. (1997). "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", John Wiley & Sons, p.420-583.
- Benkerrou, C., and Fonteilles, M., (1988), "Vanadian garnets in calcareous metapelites and skarns at Coat an Noz," *Belle Isle en Terre (Cotes du Nord), France: Amer. Mineralogist*, v. 74, p. 852-858.
- Berberian, M., (1973), "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": *Geol. Surv. Iran, Int.*, 27, 35 p.
- Bestel M., Gawronski T., Abart R., Rhede D., "Compositional zoning of garnet orphyroblasts from the polymetamorphic Wölz Complex, Eastern Alps", *Mineralogy and Petrology*, 97, 3-4 (2009) 173-188.

- Bucher, k., 2011. "Petrogenesis of Metamorphic Rocks" (6th ed of Winklers textbook). New York: Springer –Verlag.
- Burnham C.W. (1979)." Magmas and hydrothermal fluids". In: Barnes, H.L. (Ed). Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed., 71-136. New York: John Wiley and Sons, 798 p.
- Burt, D. B. (1977) "Mineralogy and petrology of Skarn Deposits". Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia 33(2): 859-873.
- Chappell B,W and White A.J.R. (1974). "Two contrast granite types": Pacific Geologyv, pp. 35-43.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. (2001) "two contrasting granite types": 25 years later, Australian journal of earth sciences, 48, 489-499.
- Ciobanu, CL, Cook, NJ, and Pring A, (2004)," Bismuthtellurides as gold Scavengers". Mineral Deposit Reseachmeeting the Global Challenge (J.W. Mao F.P. Bierlein. Eds.): Springer, Berlim, P. 1383-1386.
- Corbett, G.J. and Leach, T.M. (1998) "Southwest Pacific rim gold–copper systems": structure, alteration and mineralization. Society of Economic Geologists, Special Publication, 6, 237 pp.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J. (1979) "The Interpretation of Igneous Rocks". George Allen & Unwin, 450 pp.
- Deer W.A, Howie R.A. and Zussman J. (1992), “An Introduction to the Rock-Forming Minerals”, Longman Scientific and technical, New York, 528p
- Drummond S.E., Ohmoto H., "Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems", Economic Geology, 80 (1985) 126–147.
- Dupuis C., Beaudoin G.,”Discriminant diagrams for iron-oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types”,Mineralium Deposita, 46 (2011) 319-335.
- Dziggel A, Wullf K, Kolb J, Meyer F.M, and Lahaye Y. (2009) "Significance of Oscillatory and Bell- Shaped Growth Zoning in Hydrothermal Garnet: Evidence from the Navachab Gold Deposit, Namibia”, Chemical Geology, V. 262, pp 262-276.
- Einaudi M. T, Meinert L. D, and Newberry R. J. (1981) “Skarn deposits” Economic Geology, V. 75, pp 317-391.

- Einaudi M. T. (1982) "Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. In *Advances in Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*", S. R. Titley (ed.) Tucson, Arizona: University of Arizona Press. pp 139-183.
- Einaudi M.T. and Burt D.M. (1982) "Introduction-terminology, classification and Composition of skarn deposits" *Economic Geology*, V. 77, pp 745-754.
- Einaudi, M., Meinert, L.D. and Newberry, R.J. (1981) Skarn deposits. "Economic Geology", 75th Anniversary Volume, 317–391.
- Einaudi, M.T., 1977, "Petrogenesis of copper-bearing skarn at the Mason Valley mine", Yerington district, Nevada: *Econ. Geol.*, v. 72, p. 769-795.
- Ferry, J.M. 1976. "Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area", south-central Maine: mineral reactions and graphical analysis. *Am. J.Sci.* 276:841-882.
- Forster, H., 1978, "Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran geo", *Sec, Lond, V, 135, P, 443-445.*
- Galley A.G., Hannington M.D., Jonasson I., (2007). "Volcanogenic massive sulphide deposits", *Journal of Mineral Deposits of Canada*, 5, pp 141-161.
- Giggenbach, W. F. (1987)__(1992) SEG distinguished lecture: "magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries": *Econ. Geol.* 87,1927-1944.
- Golmohammadi A., Karimpoure.M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., Mazaheri S.A., (2014) " Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran", *Ore Geology Reviews*, PP-545-563.
- Golonka j. (2002). "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic", *Tectonophysics* 381 (2004), pp. 235– 273.
- Guilbert H. M. and Park. C. F. (1997) "The geology of ore deposits", W. H. Freeman., pp. 983.
- Gulbin Yu. L., "Compositional zoning in garnet and kinetics of metamorphic crystallization", *Geol. Ore Deposits*, vol. 55, spec. issue 8 (2013) 1-17.
- Guy, B; Faure, N., Le Loc, H. G.,Varenne, J. L., 1988, "Etude microthermometrique des inclusions fluides des skarns a tungstene de Costabonne (Pyrenees, France)": *Comptes Rendus de l'Academie des*

Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre. 307, (1), p. 33-38.

- Haas J. L. (1971) "The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure" *Econ. Geology.*, 66, 6, pp 940-946.
- Hall D.L, Cohen L.H. and Schiffman P. (1988) "Hydrothermal alteration associated with the Iron Hat iron skarn deposit, eastern Mojavi Desert, San Bernardino County California" *Economic Geology*, V. 83(3), pp 568-587.
- Hall D.L, Cohen L.H. and Schiffman P. (1989) "Hydrothermal alteration associate with the Iron Hat iron skarn deposit, eastern Mojavi Desert, San Bernardino County California" *Economic Geology*, V. 83(3), pp 568-587.
- Irvine T. N. J., Baragar W. R. A. F. (1971). "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), pp. 523-548.
- James A.H. (1976). "Hypothetical diagrams of several porphyry copper deposits". *Economic Geology* 66, pp. 43-47.
- Jamt veit, Bjorn, Wogelius R. A, and Fraser D. G., 1993, "Zonation patterns of skarn garnets, records of hydrothermal system evolution": *Geology*, v. 21. (2). p. 113-116.
- John D. A., Ayuso R. A., Barton M. D., Blakely R. J., Bodnar R. J., Dilles J. H., Gray, Floyd, Graybeal F. T., Mars J. C., McPhee D.K., Seal R.R., Taylor R.D and Vikre P.G., (2010). "Porphyry copper deposit model, chap. B of Mineral deposit models for resource assessment": U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report. 5070–B, 169 p.
- Johnson, J.P. and Cross, K.C. (1990) "Geochronological and Sm–Nd isotopic constraints on the genesis of the Olympic Dam Cu–U–Au–Ag deposit, South Australia". In M. Pagel (ed.), *Source, Transport and Deposition of Metals*. Balkema, pp. 395–400.
- Landtwing MR., Furrer C., Redmond PB. (2010). "The Bingham Canyon porphyry Cu–Mo–Au deposit. III. Zoned copper–gold ore deposition by magmatic vapor expansion". *Economic Geology* 105: 91–118.

- Leaman and Staude (2002), "Mineralogical Characteristics Of Copper Flotation Products Frome Cayeli Mine", Turkey and Their Influence To Mineral Processing.
 - Lentz D. R, and Walker J. A, and Stirling J. A. R. (1995) "Millstream Cu-Fe skarn deposit: an example of a Cu-bearing magnetite-rich skarn system in northern New Brunswick" *Exploration and Mining Geology*, V. 4, pp 15-31.
 - Lentz D. R. (1994) "Exchange reactions in hydrothermally altered rocks: examples from biotite- bearing assemblages" In Lentz, D.R., ed., *Alteration and Alteration Processes Hvi hhhNotes*, 11, pp. 69-99.
 - Lotfi.Mir Mohammad Sadeghi.M, Omrani.S.J, (1993), "Mineral Distribution Map of Iran".
 - Maniar P.D. and Piccoli P.M. (1981) "Tectonic discrimination of granitoids" *Geological of Society American Bulletin*", V.101, pp 635-643.
 - Maniar, P.D., and Picooli, P.M. (1989) "Tectonic discrimination of granitoids", *Geo. Soc. Of Am. Bull.*, Vol. 101, 635-643.
 - Meinert L. D, Dipple M.G, and Nicolescu S. (2005) "World Skarn Deposits" *Economic Geology*, V. 100, pp.299-336.
 - Meinert L., Dipple G and Nicolescu S. (2005). "World skarn deposits, in Hedenquist", J.W., etal., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume: Littleton, Colorado, Society of Economic Geologists*, pp. 299-336.
 - Meinert L.D. (1992). "Skarns and skarn deposits", *Geosciences Canada*, 19(4), pp. 145-162.
- Meinert L.D. (1995) "Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits: chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: *Magmas, Fluids and Ore Deposits*", Thompson, J.F.H. (Ed.) *Mineralogical Association of Canada*, V. 23, pp 400-418.
- Meinert L.D. (1998) "Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration" *Exploration and Mining Geology*, V.6, pp 208-185.
 - Meinert L.D., (1984), "Mineralogy and petrology of Iron skarns in western British Columbia, Canada", *Economic Geology*, V. 79, pp 869-882.
 - Meinert, L.D. (1992)" Skarns and skarn deposits". *Geoscience Canada*, 19, 145–162.

- Meinert, L.D., 1982," Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico", *Economic Geology*, v. 77, p. 919-949.
- Middlemost E.A. K. (1994) "Naming materials in the magma and igneous rock system" *Science Reviews.*, 37, pp. 215-224.
- Morimoto ,n.(1988) "nomenclature of pyroxene. *American mineralogist*" 73,1123-1133.
- Morimoto N, and Chairman B. (1989) "Nomenclature of pyroxens" *International Mineralogical Journal*, V. 27, pp 143-156.
- Nadoll P., Angerer T., Mauk J L., French D., Walshe J., "The Chemistry of hydrothermal magnetite" A review, *Ore Geology Reviews* (2014) 1-70.
- Nakano T, Takahara H, and Naorimasa N. (1990) "Intracrystalline distribution of major element in zoned garnet from skarn in the Chichibu mine, central Japan; illust by color-coded maps" *Mineralogical Association of Canada*, V. 27, pp 499-507.
- Nimis P. and Taylor W. R. (2000) "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1 Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-incpx thermometer" *Contrib. Mineral. Petrol*, 139, 541-554.
- Pearec J.A. Harris N.B.W. Tindle A.G. (1984) "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks" *Journal of petrology*, 25, pp. 956- 983.
- Pirajno F. (2009), "Hydrothermal Processes and Mineral Systems", Springer Science Business Media B.1250p.
- Putirka K. D. (2008) "Thermometers and barometers for volcanic systems, in: Minerals, inclusions and volcanic processes, edited by: Putirka, K. and Tepley, F." *Rev. Mineral. Geochem*, 69, 61-120.
- Ray G.E. (1995) "The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks" *Economic Geology*, V. 90(4),pp 920.
- Redmond PB, Einaudi MT, Inan EE, Landtwing MR, and Heinrich CA. (2004). "Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems – New insights from the Bingham porphyry ore deposit", *Utah. Geology* 32: 217–220.

- Reyes, A. G. (1990) "Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment". *Volcanol. Geothermal Res.* 43,279-309.
- Richards and Sholeh (2016). "The Tethyan Tectonic History and Cu-Au Metallogeny of Iran", SEG Special Publication 19.
- Robb L. (2005) "Introduction to Ore Formin Processes", Blackwell Publishing, 373p.
- Robb L. (2005) "Introduction to Ore Formin Processes", Blackwell Publishing, p. 313-317.
- Roedder, E., 1984. "Fluid inclusions. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy", vol. 12, 644 p.
- Rollinson H. (1993), "Using Geochemical data: Evolution, presentation, interpretation", Longman Scientific and Technical, London.
- Sedorff E., Dilles J.H., Proffett J. M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A and Barton M. D. (2005). "Porphyry deposits Characteristics and origin of hypogene features": Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, 251–298.
- Shand S.J. (1943) "Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite" New York: John Wiley and Sons.
- Shepherd T., Rankin A. H and Alderton D. H. M. (1985). "A Practical guide to fluid inclusion studies. Blackei", USA Chapman and Hall New York, 239 p.
- Sillitoe, R.H., 1973, "The tops and bottoms of porphyry copper deposits": *Economic Geology*, v. 68, p. 700-815.
- Sillitoe, R.H., 1993a, "Ores in volcanoes; in Zachrisson , E., ed., Proceedings of the Seventh Quadrennial IAGOD Symposium": E. Schweizerbart'sc Verlag sbuch hand lung, Stuttgart, p. 1-10.
- Sobolev AV. (1996). "Melt Inclusions in Minerals as a Source of Principle", *Petrological Information. Petrology*, 4(3):209-220.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989). "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts": implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in ocean basins: Geol Soc Lond Spec Pub.*, v. 42, p. 313–345.

- Tale fazel E., Mehrabi B., Khakzad A., Kianpour R., “Stages and Mineralization Conditions of Dardvey Iron Skarn Based on Mineralogy and Fluid Inclusion Evidences, Sangan Area (Khorasan Razavi)”, Scientific quarterly journal of geosciences, 82 (2011) 139-150.
- Taylor, B. E. and Liou, J. G. (1978) “The low temperature stability of andradite in CO- H fluids” American Mineralogist, V. 63, pp 378-393.
- Rollinson H. (1993), “Using Geochemical data: Evolution, presentation, interpretation”, Longman Scientific and Technical, London.
- Thompson R. N. (1982). “Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology”, 18(1), pp. 49-107.
- Turner, F. J. (1968) Metamorphic Petrology: "Mineralogical and Field Aspects. New York: McGraw-Hill.Walker", G. (1963) The Breiddalur central volcano, eastern Iceland: Q. J. Geol. Soc.Lond. 119, 29-63.
- Ulrich T, Gunther D, Heinrich C A. (1999). "Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits", Nature, 399(6737): 676-679.
- Ven den Kerkhof A.M., Hein U.F. (2001), "Fluid inclusion petrography". Lithos, v. 55, p. 27–47.
- Wilkinson J. J. (2009). “Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits” . Lithos,55(1), pp. 229-272.
- Wilkinson, J.J., 2001. "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos",55(1-4):229- 272.
- Wilson M. (1990). "Igneous Petrology: A global tectonic approach" Unwin Hyman Ltd., pp. 46.
- Wu S ., Zheng Y., Geng R., Jin L., Bao B.,Tan M., Guo F. (2017)." Geology, fluid inclusion and isotope constraints on ore genesis of the post-collisional Dabu porphyry Cu–Mo deposit, Southern Tibet". Ore Geology Reviews.
- Wu, F. Y., Jahn B. M., Wilde, S. A., Lo, C-H., Yui, T-F., Lin, Q., Ge, W-C. and Sun D-Y. (2003) "Highly fractionated I-type granites in NE Chine, I: geochronology and petrogenesis". Lithos 66: 241-273.
- Xiao-Wen H., Liang QI., Yumiao M., “Trace element geochemistry of magnetite from the Fe(- Cu) deposits in the Hami region, eastern Tianshan orogenic belt, NW China”, Acta Geologica Sinica 88 (2014) 176–195.

- Yavuz F. (2013) “WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry” *Am. Mineral*, 98(7), 1338-1359.

Abstract

The Madanjoo iron ore deposit is located in 18km north Sangan, 45km southeast Khaf, 300km southeast Mashhad, the Khorasan Razavi province in the northeast of Iran. This area is a part of the Khaf-Kashmar-Bardaskan or Khaf-Drouneh volcanic-plutonic belt in the Central Iran micro-continental zone and at the northeast of the Lut block. The Madanjoo iron is one of the eastern anomalies of the Sangan iron ore complex. The rock units of the area include Jurassic shaly sandstone, lime mudstone, and sandstone, Cretaceous shale, tuff, microsparite to sparite limestone and dolomitic limestone sequences, late Eocene (38-40 Ma) biotite monzogranite (a little outside the research area), late Eocene skarn rocks, and Quaternary sediments. Biotite monzogranite is classified in type I granites, high-potassium calc-alkaline magmas, meta-alumina and slightly peraluminous, and continental arc granitoids. The Jurassic and Cretaceous rock units are metamorphosed into contact with Eocene intrusive and transformed to the skarn rocks, and away from the skarn zone, Jurassic clastic rocks transformed into slate facies and Cretaceous carbonate rocks have been recrystallized and marmorized. The mineralogical zonation in the Madanjoo skarn includes: pyroxene; pyroxene+garnet; Garnet; pyroxene+wollastonite+magnetite; magnetite; pyroxene+garnet+phlogopite; phlogopite; tremolite+actinolite+phlogopite; and muscovite+sericite+calcite+epidote+magnetite zones. The influence of hydrothermal fluids, the rock units has been affected by the argillic, chloritic, epidotic, sericitic, silicic and carbonate alterations. In the Madanjoo area, progressive skarn consists of anhydrous minerals i.e., Ca-rich garnet and clinopyroxene, In the late stages of the progressive phase, as a result of mixing of hypogenic hydrothermal fluids with meteoric waters and reducing of fluid pressure, the oxygen fugacity increases and form magnetite, pyrrhotite, hematite and olivine, respectively. In the early stages of retrograde phase was formed magnetite, pyrite and chalcopyrite. The minerals such as hematite, goethite and limonite formed during the supergene surface erosion and oxidation. The main structures of mineralization are massive, disseminated, vein-veinlets, plat-shape, lens-shape, and open-space filling.

Minimum and maximum contents of Fe in the Madanjoo ores are 11.50% and 43.22%, and Cu, S, and P amounts vary from 11 to 806 ppm, 0.16 to 33.63%, and 0.01 to 0.03, respectively. Iron have positive correlation with V, Cu, and S, and negative correlation with Ir, Mn, P, and Cr. The study of minerals chemistry illustrate that magnetite composition from the Madanjoo ore deposit is the same with that of hydrothermal and skarn origin. Olivine (forsterite), garnets (andradite and minor grossular) and pyroxenes (diopside and minor hedenbergite) are important minerals in the Madanjoo skarn. The thermo-barometric study based on pyroxene chemistry display that the formation temperature of clinopyroxenes in the skarn zone between 458 and 689°C and a pressure of 2.21 kbar.

Fluid inclusion microthermometry studies on garnet, pyroxene, tremolite-actinolite, and calcite minerals demonstrate that homogenization temperature vary from 95°C to 410°C, salinity from 2.01 to 57.57 wt.%NaCl, fluid density about 1 to 1.1 g/cm³, and vapor pressure from 10 to 400 bars. Progressive, retrograde and supergene ore mineralization in the Madanjoo skarn occurred at depths of 1400 m to 100 m, and mixing of hypogene hydrothermal fluids with meteoric waters have an important role in magnetite deposition. Finally, the Madanjoo iron occurrence is introduced as calcium-magnesium exoskarn-type ore deposit.

Keywords: mineralogy, alteration, geochemistry, fluid inclusion, iron skarn, madanjoo.



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences
Department of Petrology and Economic Geology
MS thesis

**Mineralogy, alteration, geochemistry and genesis of
Madanjoo iron deposit, sangan iron ore mine Southeast of
Khaf**

By: Maryam Fotovat Jami

Supervisor:

Dr. Masoud Alipour Asl

Dr. Abas Golmohammadi

September 2019