

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه شاهرود
دانشکده علوم
گروه زمین‌شناسی

پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی منطقه لجنه و کانه‌زایی مرتبط با آن

نگارش:

الهام تاتاری

استاد راهنما:

دکتر مریم شیبی

استاد مشاور:

دکتر فردین موسیوند

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد گرایش پترولوژی

شهریور ۱۳۹۳

تعهد نامه

اینجانب **احمد علی پور** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته **مهندسی صنایع** دانشکده **علوم پایه**
دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **مهندسی صنایع**
..... **کلیه حقوق** تحت راهنمایی **دکتر سید علی حسینی** می شوم.

- 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 می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا پلتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاقی تسلی رعایت شده است .

تاریخ

امضای دانشجو
.....
.....
.....

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. 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 نمی باشد.

• متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان نامه وجود داشته باشد .



دانشگاه تبریز

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

باسمه تعالی

شماره:

تاریخ:

ویرایش:

فرم صورت جلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) نتیجه ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای الهام تاتاری رشته زمین شناسی - گرایش پترولوژی تحت عنوان پترولوژی و ژئوشیمی توده های نفوذی منطقه لجنه و کانه زایی مرتبط با آن که در تاریخ ۹۳/۶/۲۵ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه: بسیار خوب - امتیاز ۱۵) دفاع مجدد مردود

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۴- قابل قبول (۱۵/۹۹ - ۱۴)

۳- خوب (۱۷/۹۹ - ۱۶)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

امضاء	مرتبه علمی	نام و نام خانوادگی	عضو هیأت داوران
	استادیار	دکتر مریم شبی	۱- استاد راهنما
	استادیار	دکتر فردین موسیوند	۲- استاد مشاور
	استاد	دکتر عزیزاله طاهری	۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی
	استادیار	دکتر قاسم قربانی	۴- استاد ممتحن
	استادیار	دکتر مهدی رضایی	۵- استاد ممتحن

امضاء

رئیس دانشکده:

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده :

گروه :

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم الهام تاناری.....
 تحت عنوان: پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی منطبقه لجنه و کانه‌زایی مرتبط با آن

در تاریخ ۹۳/۶/۲۵ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد *پروفرسی*
 مورد پذیرش قرار گرفت. *محمد علی میرزا*
 مورد ارزیابی و با درجه

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی : دکتر فردین موسیوند		نام و نام خانوادگی : دکتر مریم شجی
	نام و نام خانوادگی :		نام و نام خانوادگی :

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی : دکتر عزیزگو طاهری		نام و نام خانوادگی : دکتر فاسم قربانی
			نام و نام خانوادگی : دکتر مهدی رضایی
			نام و نام خانوادگی :
			نام و نام خانوادگی :

تقدیم به

اولین آموزگارانم: پدر بزرگوار و مادر عزیزتر از جانم

و

برادران و خواهران مهربانم

خداوند بزرگ را سپاس می‌گوییم که به من این فرصت را داد تا یکبار دیگر در راه علم و دانش گام بردارم. پس از حمد و ستایش پروردگار و فرستادن درود و سلام خدا بر محمد (ص) و خاندان مطهرش، بر خود واجب و لازم می‌دانم تا از بزرگ‌ترین حامیانم در عرصه زندگی، پدر عزیزم، یگانه مادر فداکار و صبورم، خواهر ان و برادران عزیزتر از جانم که در طی سال‌های تحصیل اینجانب زحمات زیادی را متقبل شده‌اند و تمامی موفقیت خود را مدیون دعا و پشتیبانی آن‌ها هستم از صمیم قلب سپاسگزارم و سلامت و بهروزشان را از درگاه خداوند منان آرزومندم.

بر خود واجب می‌دانم که از محضر پربرکت استادان بزرگواری که در مدت سه سال خوشه‌چین خرمن دانش و معرفتشان بودم صمیمانه سپاسگذاری کنم.

شایسته است پیش از همه از زحمات بی‌شائبه استاد محترم، سرکار خانم دکتر مریم شیبی که قبول زحمت کرده و راهنمایی این پایان‌نامه را بر عهده گرفتند و از مرحله آغازین تا دوره تدوین و اتمام، با برطرف نمودن نقایص آن، راهنمایی‌های ارزنده‌ای نمودند قدردانی کرده و برای ایشان آرزوی سلامت و سعادت می‌نمایم.

بر خود فریضه می‌دانم سپاس بی‌پایان را به پیشگاه استاد مشاور ارجمندم، جناب آقای دکتر فردین موسیوند که در طی مدت تحصیلی و انجام پایان‌نامه دلسوزانه این حقیر را یاری نمودند و از هیچ لطفی دریغ نوزیدند، تقدیم دارم. برایم بسیار مسرت‌بخش است که افتخار شاگردی این اساتید بزرگوار را همواره به دوش کشم.

از اساتید محترم جناب آقای دکتر قربانی و آقای دکتر رضایی که قبول زحمت نموده و داوری این رساله را پذیرفتند، کمال تشکر و امتنان را دارم.

همچنین لازم می‌دانم از تمامی دوستان و همکلاسی‌های گرامی که هر کدام به نحوی مرا در تهیه این رساله یاری نموده‌اند، تشکر و قدردانی نمایم.

الهام تاتاری

شهریور ماه ۱۳۹۳

چکیده

کانسار آهن لجنه در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق شهر شاهرود و در شمالی‌ترین بخش واحد ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. محدوده کانسار مورد مطالعه از سنگ‌های آهکی پرمین و سنگ‌های آهکی مارنی کرتاسه تشکیل شده است. تعدادی توده نفوذی با طیف ترکیبی سینیت تا مونزودیوریت به درون واحدهای کربناته مذکور نفوذ کرده و سبب اسکارن‌زایی شده‌اند. نتایج آنالیزهای نقطه‌ای انجام شده بر روی برخی از کانیهای مجموعه دیوریتی حاکی از آنست که این سنگها دارای پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین و پیروکسن نوع اوژیت هستند. ترکیب شیمیایی پیروکسن این سنگها بیانگر تبلور این کانی در دمای ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و ۸ تا ۱۰ کیلوبار فشار و تشکیل آنها در محیط پشت قوسی است. شیمی بیوتیت‌های موجود اولیه لجنه در محل تماس با ماده معدنی به مجموعه کانیهای شاخص درون اسکارن یعنی گارنت، پیروکسن متاسوماتیک، اسکاپولیت، اکتینولیت و اپیدوت تبدیل شده است. ترکیب گارنت‌ها نیز از نوع گروسولار-آندرادیت است و تنها درصد ناچیزی از اسپسارتین دارند. ترکیب کلینوپيروکسن موجود در مجموعه‌های درون اسکارن دیوپسید می‌باشد. شواهد صحرایی، نمونه‌برداری سیستماتیک و مطالعه مقاطع میکروسکوپی نشانگر یک منطقه‌بندی دگرسانی از درون توده نفوذی (درون اسکارن) به حاشیه آن (برون اسکارن) است. برون اسکارن‌ها بر اساس کانی‌شناسی به پنج گروه شامل فلوگوپیت اسکارن، اسکارن اسکاپولیت‌دار، اسکارن گارنت‌دار، اسکارن دارای کلسیت-منیتیت نواری و اسکارن‌های رگه‌ای گارنت‌دار تقسیم‌بندی می‌شوند. نتایج حاصل از شیمی این کانیها نشان می‌دهد که فلوگوپیت‌های موجود در فلوگوپیت‌اسکارن ویژگی بیوتیت‌های گرمایی را نشان می‌دهند. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه کانی‌های کدر موجود در مجموعه‌های اسکارنی، معمولاً در شرایط احيایی منیتیت با هماتیت همزیست است. با عبور سیالات گرمایی طی برهم‌کنش سنگ/ سیال عناصری مانند Mg, Cr و Mn شسته شده و در بعضی نقاط تجزیه شده پدیده مارتیتی شدن در منیتیت‌ها مشاهده می‌شود. شواهدی از دگرسانی پروپلیتیک در توده‌های ساب و لکانیک دیوریت پورفیری کانسار دیده می‌شود. طی این دگرسانی مجموعه کانی‌های گرمایی و درجه حرارت پایین اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و سریسیت به خرج تخریب پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده‌اند. دگرسانی فیلیک در سینیت‌های منطقه رخ داده و با مجموعه کانی‌های شاخص کوارتز-سریسیت-اپیدوت و پیریت مشخص می‌شود. کانه‌زایی صورت گرفته در منطقه شامل کانی‌های اولیه منیتیت، هماتیت، پیریت، اسفالریت و کانی‌های ثانویه مالاکیت، آزوریت، گوتیت و لیمونیت می‌باشد که بیشتر به صورت توده‌ای، نیمه‌توده‌ای، نواری و رگه‌ای جایگزین شده‌اند. بر اساس مقایسه کانه‌زایی و مجموعه کانی‌های شاخص کانسار آهن لجنه با دیگر کانسارهای اسکارنی، این کانسار در ردیف اسکارن‌های کلسیمی-منیزی قرار می‌گیرد.

کلمات کلیدی: دگرسانی، اسکارن‌زایی، تجزیه شیمیایی نقطه‌ای، لجنه، شاهرود.

نامه: لیست مقالات مستخرج از این پایان

- ۱- تاتاری الف. شیپی م. موسیوند ف.، ۱۳۹۰، " نتایج تحقیقات مقدماتی بر روی توده نفوذی و اسکارن آهن لجنه (جنوب شرق شاهرود)"، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۶.
- ۲- تاتاری الف، شیپی م، موسیوند ف.، ۱۳۹۱، "پهنه‌بندی دگرسانی و مراحل اسکارن‌زایی در کانسار آهن لجنه (جنوب شرق شاهرود)"، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز، ص ۸.
- ۳- تاتاری الف. شیپی م. قلی‌زاده ک.، ۱۳۹۲، " شواهد پتروگرافی دگرسانی‌های پتاسیک و سدی-کلسیک در توده‌های نفوذی کانسار آهن لجنه (جنوب شرق شاهرود)"، سی و دومین گردهمایی تخصصی علوم زمین، دانشگاه مشهد، ص ۷.

فهرست مطالب

عنوان

چکیده..... و

لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه..... ز

فهرست مطالب..... ح

فهرست شکل‌ها..... ل

فهرست جداول..... ث

فصل اول: کلیات

مقدمه..... ۲

۱-۱- موقعیت جغرافیایی ناحیه اکتشافی و راه‌های ارتباطی..... ۲

۱-۲- ژئومورفولوژی..... ۲

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه..... ۳

۱-۴- جغرافیای انسانی..... ۴

۱-۵- مطالعات قبل..... ۴

۱-۶- اهداف..... ۷

۱-۷- روش مطالعه و تحقیق..... ۸

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه

مقدمه..... ۱۲

۲-۱- نگرشی بر زمین‌شناسی ایران مرکزی..... ۱۲

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه..... ۱۵

۲-۲-۱- پالئوزوئیک..... ۱۵

۲-۲-۱-۱- سازند جمال (واحد P)..... ۱۵

- ۱۸.....موزوئیک ۲-۲-۲
- ۱۸..... واحد سنگ آهک‌های مارنی K ۱-۲-۲-۲
- ۱۸..... سنوزوئیک ۳-۲-۲
- ۱۸..... واحدهای آذرین ۱-۳-۲-۲
- ۲۰..... سینیت ۱-۱-۳-۲-۲
- ۲۱..... دیوریت ۲-۱-۳-۲-۲
- ۲۳..... دیوریت پورفیری ۳-۱-۳-۲-۲
- ۲۴..... مونزودیوریت ۴-۱-۳-۲-۲
- ۲۵..... آندزیت ۵-۱-۳-۲-۲
- ۲۵..... دگرگونی همبری در دولومیت‌های آهکی واحد P ۲-۳-۲-۲
- ۳۱..... دگرگونی همبری در آهک‌های مارنی واحد K ۳-۳-۲-۲
- ۳۱..... پهنه آبرفتی عهد حاضر Q ۴-۳-۲-۲
- ۳۲..... زمین‌شناسی ساختمانی عمومی منطقه ۵-۳-۲-۲
- ۳۲..... گسل‌های معکوس ۱-۵-۳-۲-۲
- ۳۴..... زمین‌شناسی اقتصادی ۶-۳-۲-۲

فصل سوم: پتروگرافی توده‌های نفوذی و شیمی کانی‌ها

- ۳۶..... مقدمه
- ۳۷..... ۱-۳- پتروگرافی

- ۳۸..... واحد سینیتی ۱-۲-۳
- ۴۷..... واحدهای دیوریتی b و c..... ۳-۲-۳
- ۵۳..... شیمی پیروکسن..... ۱-۳-۲-۳
- ۵۸..... تعیین شاخص‌های فیزیکوشیمیایی..... ۳-۳-۲-۳
- ۵۹..... دماسنجی و فشارسنجی..... ۱-۳-۳-۲-۳
- ۶۰..... تخمین فوگاسیته اکسیژن..... ۲-۳-۳-۲-۳
- ۷۵..... واحد دیوریت پورفیری d..... ۴-۲-۳
- ۷۹..... واحد مونزودیوریتی e..... ۵-۲-۳

فصل چهارم: پهنه بندی اسکارن و کانه‌نگاری

- ۸۸..... مقدمه..... ۸۸
- ۸۸..... درون اسکارن..... ۱-۴
- ۸۹..... مجموعه گارنت+ اسکاپولیت..... ۱-۱-۲-۴
- ۸۹..... مجموعه گارنت+ اکتینولیت..... ۲-۱-۴
- ۹۲..... مجموعه گارنت+ پیروکسن..... ۳-۱-۴
- ۹۹..... مجموعه پیروکسن+ اسکاپولیت+ اپیدوت..... ۴-۱-۴
- ۱۰۰..... مجموعه پیروکسن+ ولاستونیت+ اپیدوت+ اکتینولیت..... ۵-۱-۴
- ۱۰۷..... برون اسکارن..... ۲-۴
- ۱۰۸..... فلوگوپیت اسکارن..... ۱-۲-۴
- ۱۱۴..... اسکارن اسکاپولیت‌دار..... ۲-۲-۴

- ۱۱۵.....۳-۲-۴- کلسیت - منیتیت اسکارن.....
- ۱۱۷.....۴-۲-۴- اسکارن گارنت دار.....
- ۱۲۰.....۵-۲-۴- اسکارن رگه‌ای گارنت دار.....
- ۱۲۷.....۳-۴- کانه نگاری.....
- ۱۲۸.....۱-۳-۴- کانه زایی.....
- ۱۴۱.....۲-۳-۴- بررسی ژئوشیمیایی کانسنگ.....
- ۱۴۳.....۴-۴- توالی پاراژنزی.....
- ۱۴۸.....فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات.....

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- نقشه نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه.....۳
- شکل ۱-۲- الف) تصویر ماهواره‌ای از مورفولوژی کلی منطقه مورد مطالعه ب) تصویری از رخنمون سنگ‌های آهک دولومیتی جمال و آهک‌های مارنی کرتاسه.....۵
- شکل ۱-۳- تصویری از پوشش گیاهی در منطقه مورد مطالعه.....۶
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه آهن لجنه بر روی نقشه واحدهای ساختاری ایران.....۱۴
- شکل ۲-۲- تصویری از موقعیت محدوده کانسار مورد مطالعه.....۱۶
- شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی ساده شده کانسار آهن لجنه.....۱۷
- شکل ۲-۴- الف- دورنمایی از دولومیت‌های توده‌ای واقع در بخش‌های A و B کانسار.....۱۸
- شکل ۲-۴- ب- دورنمایی از آهک‌های مارنی بخش‌های C و D کانسار.....۱۸
- شکل ۲-۵- دورنمایی از دولومیت‌های توده‌ای سازند جمال واقع در جنوب غرب کوه‌های پیرکوه.....۱۹
- شکل ۲-۶- نمایی از دولومیت‌های توده‌ای سازند جمال واقع در بخش A کانسار.....۱۹
- شکل ۲-۷- دورنمایی از گوشه شمال غربی کانسار.....۲۰
- شکل ۲-۸- توده سینیتی با سیستم درزه و شکستگی‌های مزدوج در زیر طبقات کربناته.....۲۱
- شکل ۲-۹- نمایی از توده دیوریتی دگرسان.....۲۲
- شکل ۲-۱۰- توده دیوریت پورفیری واقع در بخش C کانسار.....۲۳
- شکل ۲-۱۱- تصویری از توده مونزودیوریتی واقع در بخش D کانسار.....۲۵
- شکل ۲-۱۲- نمایی از دایک آندزیتی با روند شمال غرب- جنوب شرق.....۲۵

- شکل ۲-۱۳- نمایی از توده آندزیتی با روند شرقی- غربی..... ۲۶
- شکل ۲-۱۴- تصویری از نمونه دستی دایک..... ۲۷
- شکل ۲-۱۵- تصویر میکروسکوپی دایک با بافت پورفیری..... ۲۸
- شکل ۲-۱۶- الف و ب- تصویر میکروسکوپی اپیدوت‌های ثانویه..... ۲۹
- شکل ۲-۱۷- نمایی از مرمر که تحت تأثیر دگرگونی ایزوشیمیایی دولومیت‌های آهکی پدید آمده است..... ۲۹
- شکل ۲-۱۸- تصویری از بافت برشی..... ۲۹
- شکل ۲-۱۹- تصویری از بافت استالاگیتی مرمر..... ۳۰
- شکل ۲-۲۰- تصویری از هجوم سیالات کانه‌دار به درون درز و شکاف‌های میزبان کربناته..... ۳۱
- شکل ۲-۲۱- تصویری از آهک‌های مارنی در مرز مستقیم با توده مونزودیوریتی..... ۳۲
- شکل ۲-۲۲- تصویری از تأثیر گسل بر روی کانه‌زایی آهن..... ۳۳
- شکل ۲-۲۳- تصویری از تأثیر گسل بر روی کانه‌زایی آهن..... ۳۳
- شکل ۲-۲۴- نمایی از منیتیت‌های توده‌ای واقع در بخش A کانسار..... ۳۴
- شکل ۳-۲- تصویری از توده سینیتی a_1 واقع در بخش A کانسار..... ۳۹
- شکل ۳-۳- الف) تصویر میکروسکوپی توده سینیتی a_1 با بافت گرانولار ب) تصویر میکروسکوپی توده سینیتی a_1 که در آن اثر عبور سیال کانه‌دار مشاهده شده است..... ۴۰
- شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی زیرکن که به صورت ادخال در زمینه ارتوکلاز مشاهده می‌شود..... ۴۱

- شکل ۳-۵- تصویری از توده سینیتی با بافت دانه متوسط که متحمل دگرسانی فیلک شده و رگه‌های حاوی گوتیت در آن قابل مشاهده است.....۴۳
- شکل ۳-۶- تصویر میکروسکوپی توده سینیتی a_2 که تحت تأثیر دگرسانی فیلک قرار گرفته.....۴۳
- شکل ۳-۷- الف) تصویر میکروسکوپی رگه‌های کوارتز- اپیدوتی که تحت تأثیر دگرسانی فیلک از توده سینیتی عبور کرده‌اند۴۴
- شکل ۳-۷- ب) تصویر میکروسکوپی کانی‌های پیریت و گوتیت در نور انعکاسی که تحت تأثیر دگرسانی فیلک در زمینه پیروکسن تشکیل شده‌اند.....۴۴
- شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی توده سینیتی a_3 با بافت پورفیروئیدی.....۴۴
- شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلاز که دارای منطقه‌بندی می‌باشد و در آن ادخال‌هایی از اسفن مشاهده می‌شود.....۴۵
- شکل ۳-۱۰- الف) تصویر میکروسکوپی تجمعات شعاعی اکتینولیت که از دگرسانی پیروکسن و بیوتیت تشکیل شده‌اند۴۶
- شکل ۳-۱۰- ب) تصویر میکروسکوپی بلورهای گوه‌ای اسفن که به وفور در زمینه توده سینیتی a_3 مشاهده می‌شوند.....۴۶
- شکل ۳-۱۱- الف) تصویر میکروسکوپی توده دیوریتی C_2 با بافت گرانولار۴۸
- شکل ۳-۱۱- ب) تصویر میکروسکوپی توده دیوریتی b_1۴۸
- شکل ۳-۱۲- نمودار سه تایی Ab-An-Or و ترکیب فلدسپار موجود در واحد دیوریتی.....۵۰
- شکل ۳-۱۳- موقعیت ترکیبی آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلازهای تجزیه شده در توده دیوریتی b_1 واقع در بخش A کانسار در نمودار سه تایی Ab-An-Or.....۵۰

شکل ۳-۱۴- الف) تصویر BSE پتاسیم فلدسپار که مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته و در آن اذخالی‌هایی از کانی‌های کدر مشاهده می‌شود. ۵۰

شکل ۳-۱۴- ب) تصویر BSE پلاژیوکلاز که مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته و دارای اذخالی‌هایی از کانی‌های کدر می‌باشد. ۵۲

شکل ۳-۱۵- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی پیروکسن که از حاشیه به بیوتیت تبدیل شده و دارای اذخالی‌هایی از اسفن می‌باشد. ۵۴

شکل ۳-۱۶- تصویر BSE مربوط به پیروکسن تجزیه شده توده دیوریتی b_2 که از حاشیه به اکتینولیت تبدیل شده و دارای اذخالی‌هایی از آپاتیت و کانی‌های کدر می‌باشد. ۵۵

شکل ۳-۱۷- الف و ب) تصاویر BSE پیروکسن‌هایی که از مرکز به حاشیه مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته شده است. ۵۵

شکل ۳-۱۸- موقعیت ترکیبی نقاط تجزیه شده پیروکسن در واحدهای C_1 و C_2 بر روی نمودار سه‌تایی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت. ۵۶

شکل ۳-۱۹- تعیین سری ماگمایی نمونه‌های دیوریتی با استفاده از ترکیب شیمی پیروکسن. الف) نمودار SiO_2 در مقابل Al_2O_3 و ب) TiO_2 در مقابل Al_2O_3 ۵۸

شکل ۳-۲۰- الف) و ب) نمودارهای سه متغیره $SiO_2-Na_2O-TiO_2$ و Ti در برابر Al کل برای تعیین موقعیت تکتونیکی واحد دیوریتی با استفاده از شیمی پیروکسن. ۵۹

شکل ۳-۲۱- الف) تعیین دمای پیروکسن با استفاده از روش سوسو. ۶۰

شکل ۳-۲۱- ب) تعیین فشار تبلور پیروکسن با استفاده از نمودار سوسو. ۶۱

شکل ۳-۲۲- تخمین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن. ۶۲

شکل ۳-۲۳- موقعیت ترکیبی نقاط تجزیه شده بیوتیت بر روی نمودار سه‌تایی $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti-MgO$ $Fe^{2+}(+Mn^{2+})$ ۶۳

- شکل ۳-۲۴- نمودار سه‌تایی $10\text{TiO}_2\text{-MgO-MgO+FeO}_t$ متمایز کننده بیوتیت‌های اولیه و ثانویه.....۶۴
- شکل ۳-۲۵- شیمی بیوتیت‌های موجود در واحد دیوریتی جهت تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدها.....۶۴
- شکل ۳-۲۶- نمودار تعیین محیط تکتونیکی گرانیت‌ها با استفاده از اکسیدهای MgO , Al_2O_3 و FeO^* موجود در ساختمان بیوتیت.....۶۵
- شکل ۳-۲۷- موقعیت کانی‌های کدر موجود در توده دیوریتی C_2 بر اساس نمودار سه‌تایی $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$۶۸
- شکل ۳-۲۸- تصویر BSE منیتیت‌های تجزیه شده که در آن تیغه‌هایی از ایلمنیت مشاهده می‌شود و با هم بافت در هم رشدی نشان می‌دهند.....۶۸
- شکل ۳-۲۹- تصویر BSE اسکاپولیت‌های موجود در توده دیوریتی C_2۷۰
- شکل ۳-۳۰- تصاویر مغزه‌های برداشت شده و واحدهای سنگی شناسایی شده در بخش B کانسار.....۷۲
- شکل ۳-۳۱- تصویر شماتیکی از توده نفوذی، و سنگهای میزبان که بر اساس مطالعه مغزه‌های حفاری شده در بخش B کانسار ترسیم شده است.....۷۳
- شکل ۳-۳۲- تصویری از توده دیوریتی b_3 که در اثر گسترش درون‌اسکارن به رنگ سفید چرک تبدیل شده است.....۷۴
- شکل ۳-۳۳- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی تزریق پاکتی از گارنت در اثر گسترش درون‌اسکارن در توده‌های دیوریتی b_2 و b_3۷۵
- شکل ۳-۳۴- تصویر میکروسکوپی اکتینولیت‌های منشوری که طی گسترش درون‌اسکارن در توده دیوریتی b_3 مشاهده می‌شوند.....۷۵

شکل ۳-۳۵- تصویری از توده دیوریت پورفیری در مرز زیرین ماده معدنی که متحمل دگرسانی پروپیلیتیک شده است..... ۷۶

شکل ۳-۳۶- تصویری از گسترش دگرسانی پروپیلیتیک در توده دیوریت پورفیری..... ۷۷

شکل ۳-۳۷- تصویر میکروسکوپی توده دیوریت پورفیری با بافت گرانولار که متحمل دگرسانی پروپیلیتیک شده..... ۷۷

شکل ۳-۳۸- الف) تصویر میکروسکوپی پیروکسن که تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتیک به اپیدوت، اکتینولیت و کلسیت تبدیل شده ۸۰

شکل ۳-۳۸- ب) تصویر میکروسکوپی هورنبلند که تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتیک به اپیدوت؛ اکتینولیت و کلسیت تبدیل شده است..... ۸۰

شکل ۳-۳۹- تصویر میکروسکوپی بیوتیت که تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتیک از حاشیه به اکتینولیت تبدیل شده..... ۸۱

شکل ۳-۴۰- تصویری از توده مونزودیوریتی با بافت گرانولار..... ۸۱

شکل ۳-۴۱- الف) تصویر میکروسکوپی توده مونزودیوریتی با بافت گرانولار ۸۳

ب) تصویر میکروسکوپی آلبیت با ماکل صفحه شطرنجی..... ۸۳

شکل ۳-۴۲- الف) تصویر میکروسکوپی بیوتیت‌های آذرین به رنگ قهوه‌ای ۸۵

شکل ۳-۴۲- ب) تصویر میکروسکوپی پیروکسن که به طور کامل به بیوتیت و کانی‌های کدر دگرسان شده..... ۸۵

شکل ۳-۴۲- پ) تصویر میکروسکوپی بیوتیت که در امتداد سطوح رخ توسط پره‌نیت جایگزین شده است..... ۸۵

شکل ۳-۴۲- ت) تصویر میکروسکوپی بلورهای کشیده آپاتیت و اپیدوت در زمینه توده مونزودیوریتی..... ۸۵

- شکل ۴-۱- تصویر میکروسکوپی از عدسی گارنت- اسکاپولیت درون توده دیوریتی b_2 ۹۰
- شکل ۴-۲- تصویر BSE کانی گارنت که تحت تأثیر گسترش درون اسکارن در توده دیوریتی تشکیل شده و از حاشیه به منیتیت تبدیل شده است..... ۹۰
- شکل ۴-۳- الف) تصویر میکروسکوپی گارنت‌های قهوه‌ای روشن مایل به سبز که در اثر گسترش درون اسکارن در توده دیوریتی b_3 تشکیل شده‌اند..... ۹۱
- شکل ۴-۳- ب) تصویر میکروسکوپی تجمعات اکتینولیت منشوری ثانویه در اثر دگرسانی کانی‌های مافیک تشکیل شده و همراه با گارنت‌های گرمابی در توده دیوریتی b_3 دیده می‌شود..... ۹۱
- شکل ۴-۴- الف) تصویر میکروسکوپی توده دیوریتی با بافت گرانولار ۹۳
- شکل ۴-۴- ب) تصویر میکروسکوپی نوار گارنت گرمابی درون توده دیوریتی c_1 همراه با پیروکسن‌های ثانویه..... ۹۳
- شکل ۴-۵- تصویر میکروسکوپی اسکارن نواری گارنت+ پیروکسن..... ۹۳
- شکل ۴-۶- موقعیت ترکیبی گارنت‌های تجزیه شده موجود در توده دیوریتی c_1 واقع در بخش B کانسار بر روی نمودار سه‌تایی آندرادیت- گروسولار- (اسپسارتیت + آلمانین)..... ۹۴
- شکل ۴-۷- الگوی منطقه‌بندی گارنت موجود در واحد دیوریتی c_1 ۹۶
- شکل ۴-۸- الگوی منطقه‌بندی اعضای نهایی گارنت موجود در واحد دیوریتی c_1 ۹۶
- شکل ۴-۹- تصویر BSE و موقعیت ترکیبی نقاط تجزیه شده پیروکسن بر روی نمودار سه‌تایی انستاتیت- فورستريت- ولاستونیت..... ۹۸
- شکل ۴-۱۰- بافت درهم رشدی بلورهای گروسولار دارای منطقه‌بندی ضعیف با کلسیت و دیوپسید..... ۹۸

شکل ۴-۱۱- تصویر میکروسکوپی قالب اکتینولیت که توسط پیروکسن‌های ثانویه و اسکاپولیت پر شده و رگه اپیدوت ثانویه که در مجموعه درون‌اسکارنی واقع در بخش B کانسار دیده می‌شود..... ۱۰۱

شکل ۴-۱۲- تصویر میکروسکوپی مجموعه درون‌اسکارن با بافت گرانوبلاستی..... ۱۰۲

شکل ۴-۱۳- برخی از تصاویر میکروسکوپی مجموعه پیروکسن + ولاستونیت + اپیدوت + اکتینولیت..... ۱۰۲

شکل ۴-۱۴- تصویر BSE کانی ولاستونیت (Wo) که از حاشیه تبدیل به مسکویت (Mus) شده است..... ۱۰۳

شکل ۴-۱۵- موقعیت کانی‌های کدر موجود در مجموعه پیروکسن + ولاستونیت + اپیدوت + اکتینولیت بر روی نمودار $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$ ۱۰۵

شکل ۴-۱۶- نمودار تغییرات عناصر در مجموعه پیروکسن + ولاستونیت + اپیدوت + اکتینولیت..... ۱۰۵

شکل ۴-۱۷- تصویر BSE منیتیت‌های موجود در مجموعه پیروکسن + ولاستونیت + اپیدوت + اکتینولیت. که در برخی قسمت‌های آن شواهد مارتیتی شدن مشاهده می‌شود..... ۱۰۶

شکل ۴-۱۸- تصویری از فلوگوپیت اسکارن که در مرز زیرین میزبان کربناته به رنگ سبز مشاهده می‌شود..... ۱۰۹

شکل ۴-۱۹- تصویری از نمونه دستی فلوگوپیت اسکارن..... ۱۰۹

شکل ۴-۲۰- الف و ب- تصاویر میکروسکوپی فلوگوپیت اسکارن با بافت گرانوبلاستی واقع در بخش B کانسار..... ۱۱۰

شکل ۴-۲۱- موقعیت ترکیبی نقاط تجزیه شده فلوگوپیت بر روی نمودار سه‌تایی $AlVI+Fe^{3+}+Ti, MgO$ ، $Fe^{2+}(Mn^{2+})$ ۱۱۱

شکل ۴-۲۲- نمودار سه‌تایی $10TiO_2, MgO, MgO+FeOt$ متمایز کننده بیوتیت‌های اولیه و ثانویه..... ۱۱۱

- شکل ۴-۲۳- موقعیت کانی‌های کدر در فلوگوپیت اسکارن بر روی نمودار $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ ۱۱۳
- شکل ۴-۲۴- نمودار تغییرات عناصر فرعی و کمیاب در فلوگوپیت اسکارن ۱۱۳
- شکل ۴-۲۴- تصویر میکروسکوپی اسکارن اسکاپولیت‌دار واقع در قسمت شمالی بخش A کانسار ۱۱۵
- شکل ۴-۲۵- تصویری از کلسیت- منیتیت اسکارن با بافت شاخص نواری واقع در بخش D کانسار ۱۱۶
- شکل ۴-۲۶- تصویری از کلسیت- منیتیت اسکارن با بافت شاخص نواری واقع در بخش D کانسار ۱۱۶
- شکل ۴-۲۷- تصویری از نمونه دستی کلسیت- منیتیت اسکارن ۱۱۷
- شکل ۴-۲۸- تصویری از نمونه دستی کلسیت- منیتیت اسکارن با بافت نواری ۱۱۸
- شکل ۴-۲۹- تصویر میکروسکوپی کلسیت- منیتیت اسکارن با بافت نواری ۱۱۸
- شکل ۴-۳۰- تصویر شماتیک مکانیزم تشکیل کلسیت- منیتیت اسکارن نواری واقع در بخش D کانسار ۱۱۹
- شکل ۴-۳۱- تصویر میکروسکوپی اسکارن گارنت‌دار واقع در بخش D کانسار ۱۲۰
- شکل ۴-۳۲- تصویر میکروسکوپی رگه اسکارنی گارنت‌دار که به داخل ماده معدنی نفوذ کرده و در آن دانه‌های کوچک گارنت قابل مشاهده‌اند ۱۲۱
- شکل ۴-۳۳- برخی از خصوصیات میکروسکوپی اسکارن رگه‌ای گارنت‌دار واقع در بخش A کانسار ۱۲۱
- شکل ۴-۳۴- نمودار سه تایی آندرادیت- گروسولار- (اسپسارتیت + آلماندین) که توزیع ترکیب گارنت‌های اسکارن رگه‌ای موجود در بخش A کانسار را نشان می‌دهد ۱۲۲

- شکل ۴-۳۵- نمودار تغییرات درصد وزنی اسپسارتین گارنت‌های رگه‌ای بخش A کانسا.....۱۲۳
- شکل ۴-۳۶- نمودارهای تغییرات درصد وزنی گروسولار- آلماندین- پیروپ- اسپسارتین گارنت‌های رگه‌ای بخش A کانسار.....۱۲۳
- شکل ۴-۳۷- نمودار $T-XCO_2$. خطوط نقطه‌چین موقعیت مرزهای گارنت.....۱۲۶
- شکل ۴-۳۸- قطعاتی زاویه دار از سنگ میزبان کانه که با رگه‌هایی از گارنت، کلسیت، اپیدوت، ملاکیت و آزوریت حاصل فعالیت سیال گرمابی دربرگرفته شده است.....۱۲۷
- شکل ۴-۳۹- تصویری از ته‌نشست ماده معدنی به صورت افقی مستقل در مرز زیرین سنگ میزبان کربناته.....۱۲۸
- شکل ۴-۴۰- تصویری از ساخت برشی در ماده معدنی که تحت تأثیر شکستگی هیدرولیکی سیال کانه‌دار و هضم میزبان کربناته ایجاد شده است.....۱۲۹
- شکل ۴-۴۱- تصویری از حفرات و فضاهای خالی میزبان کربناته.....۱۲۹
- شکل ۴-۴۲- تصویری از تأثیر سیالات کانه‌دار بر میزبان کربناته.....۱۳۰
- شکل ۴-۴۳- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی منیتیت که از حاشیه به هماتیت تبدیل شده.....۱۳۲
- شکل ۴-۴۴- تصویری میکروسکوپی منیتیت با بافت انتشاری.....۱۳۳
- شکل ۴-۴۵- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی منیتیت به ترتیب در نور طبیعی و پلاریزه که از حاشیه تحت تأثیر مارتیتی شدن به هماتیت تبدیل شده است.....۱۳۳
- شکل ۴-۴۶- تصویری از نمونه دستی الیژیست که از بخش C کانسار برداشت شده است.....۱۳۴
- شکل ۴-۴۷- تصویری از دگرسانی پیریت به گوتیت.....۱۳۵
- شکل ۴-۴۸- الف) تصویری میکروسکوپی پیریت که به صورت سیمانی، مگنتیت و اسفالریت را احاطه کرده.....۱۳۶

- شکل ۴-۴۹- نمودار محدوده پایداری منیتیت- هماتیت- پیریت و پیروتیت.....۱۳۷
- شکل ۴-۵۰- تصویری از کانی‌زایی مالاکیت و آزوریت به صورت قشری در بخش‌های سطحی کانسار.....۱۳۸
- شکل ۴-۵۱- تصویری از کانه‌زایی منگنز به صورت شاخه درختی بر روی منیتیت.....۱۳۸
- شکل ۴-۵۲- تصویری از نمونه دستی لیمونیت که تحت شرایط سطحی و هوازده تشکیل شده است.....۱۳۹
- شکل ۴-۵۳- تصویری از منیتیت که توسط قشری از گوتیت دربر گرفته شده۱۴۰
- شکل ۴-۵۴- تشکیل قشری نازک از رشته‌های ژپیس بر روی ماده معدنی.....۱۴۱
- شکل ۴-۵۵- نمودار همبستگی طلا و عناصر همراه.....۱۴۲
- شکل ۴-۵۶- بررسی توالی پاراژنزی کانی‌های مختلف و ارتباط بین آنها.....۱۴۴
- شکل ۴-۵۷- الف) تصویر میکروسکوپی کانی کدر که از حاشیه به اپیدوت و اکتینولیت تبدیل شده است.....۱۴۵
- شکل ۴-۵۷- ب) تصویر میکروسکوپی رگه کلسیتی که فلوگوپیت و اسکاپولیت را قطع کرده است.....۱۴۵
- شکل ۵-۱- تصاویر شماتیک مدل احتمالی مراحل تکامل اسکارن در کانسار آهن لجنه.....۱۵۳

فهرست جداول

- جدول ۱-۱- داده های هواشناسی ده ساله ترود..... ۶
- جدول ۱-۳- نشانه ها و علائم به کار رفته جهت نمایش کانیها؛ برگرفته از کرتز..... ۳۷
- جدول ۲-۳- نتایج تجزیه شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در توده دیوریتی C₂..... ۵۱
- جدول ۳-۳- نتایج تجزیه شیمیایی فلدسپارهای موجود در توده دیوریتی b₁ واقع در بخش A
کانسار..... ۵۳
- جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی پیروکسنهای موجود در واحد دیوریتی c واقع در بخش B
کانسار..... ۵۷
- جدول ۵-۳- نتایج تجزیه شیمیایی بیوتیت‌های موجود در توده دیوریتی C₂ واقع در بخش B
کانسار..... ۶۷
- جدول ۶-۳- نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های کدر موجود در توده دیوریتی C₂ واقع در بخش B
کانسار..... ۶۹
- جدول ۷-۳- نتایج تجزیه شیمیایی دو نقطه از اسکاپولیت‌های موجود در توده دیوریتی
C₂..... ۷۱
- جدول ۱-۴- نتایج تجزیه شیمیایی گارنت‌های موجود در نوار گارنت توده دیوریتی c₁ واقع در بخش B
کانسار..... ۹۷
- جدول ۲-۴- نتایج تجزیه شیمیایی دو نمونه از پیروکسن‌های موجود در نوار درون‌اسکارنی توده دیوریتی
C₁..... ۹۹
- جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های کدر موجود در مجموعه پیروکسن+ولاستونیت+ اپیدوت+
اکتینولیت..... ۱۰۶

- جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی فلوگوپیت‌های موجود در فلوگوپیت اسکارن موجود در بخش B کانسار..... ۱۱۲
- جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های کدر موجود در فلوگوپیت اسکارن..... ۱۱۴
- جدول ۴-۶- نتایج تجزیه شیمیایی گارنت‌های موجود در رگه اسکارنی گارنت‌دار واقع در بخش A کانسار..... ۱۲۵
- جدول ۴-۷- درصد اکسیدهای مختلف اندازه‌گیری شده در دونمونه از کانسنگ با استفاده از روش XRF..... ۱۴۲
- جدول ۴-۸- نتایج تجزیه شیمیایی دو نمونه از کانسنگ به روش ICP..... ۱۴۲
- جدول ۵-۱- مشخصات بخش‌های مختلف کانسار آهن لجنه..... ۱۵۴
- جدول ۵-۲- مقایسه کانسار آهن لجنه با کانسارهای مشابه در ایران..... ۱۵۵
- جدول ۵-۳- مقایسه کانسار آهن لجنه با کانسارهای مشابه در جهان..... ۱۵۶
- منابع فارسی..... ۱۵۹
- منابع لاتین..... ۱۶۰

فصل اول

کلیات

مقدمه

در این فصل موضوع و اهداف تعریف شده در این پژوهش معرفی و به طور اجمالی به موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی محدوده مورد مطالعه پرداخته می‌شود. علاوه بر این آب و هوا، ریخت‌شناسی و تاریخچه مطالعات قبلی منطقه نیز ارائه می‌گردد.

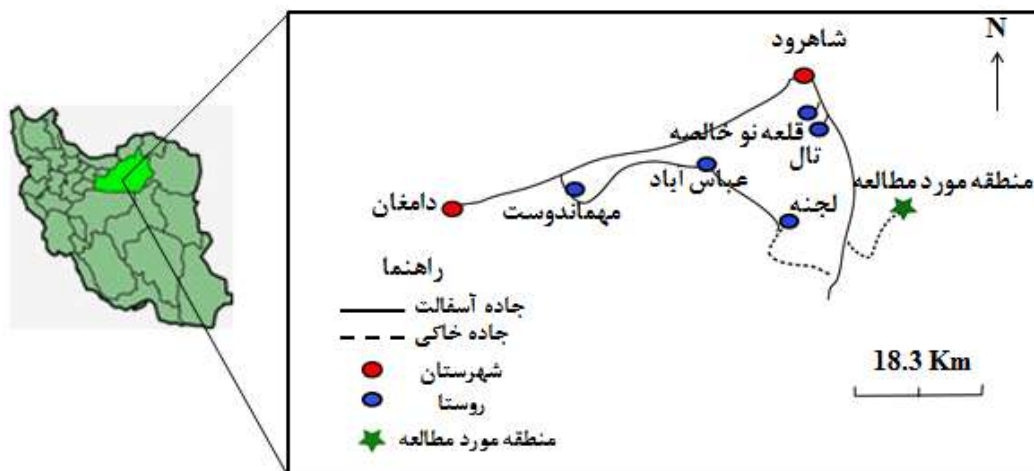
۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های ارتباطی

کانسار آهن لجنه در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود (در جنوب شرق برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی بسطام و برگه ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان) و ما بین طول‌های جغرافیایی $55^{\circ}03'$ تا $55^{\circ}09'$ و عرضهای جغرافیایی $36^{\circ}19'$ تا $36^{\circ}23'$ واقع شده است. این منطقه واقع در شمالی‌ترین بخش پهنه ایران مرکزی، در قسمت شمالی پیرکوه و حدود ۸ کیلومتری شرق کلاته لجنه واقع شده است. کلاته لجنه که نام این کانسار از آن گرفته شده است، در حاشیه جنوبی جاده شاهرود به ترود (۲۸ کیلومتری شاهرود) قرار گرفته است. دسترسی به این کانسار از طریق جاده آسفالته شاهرود- ترود امکان پذیر می‌باشد. پس از پیمودن ۳۰ کیلومتر ابتدایی این مسیر، جاده خاکی کلاته لجنه به سمت جنوب منشعب می‌شود. کانسار آهن موجود در فاصله حدود ۱۰ کیلومتری از محل این کلاته واقع شده است (شکل ۱-۱).

این منطقه از طرف تهران از طریق جاده سمنان - شاهرود - جاده ترود - لجنه و از طرف مشهد از طریق جاده مشهد - شاهرود - جاده ترود - لجنه قابل دسترسی است.

۱-۲- ژئومورفولوژی

سنگ‌های آهکی و دولومیت‌های پرمین (سازند جمال) ارتفاعات منطقه را می‌سازند که کمتر تحت تأثیر فرسایش قرار گرفته و ستیغ‌ها و پرتگاه‌های بی‌شماری در آنها شکل گرفته است.



شکل ۱-۱- نقشه نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

سنگ‌های آهکی مارنی کرتاسه که به راحتی فرسایش یافته و گستره‌ای پهناور از شمال منطقه را به شکل تپه مهور دربردارند. انباشته‌های آبرفتی کواترنر، گستره دشتی منطقه را می‌سازند (شکل ۱-۲).

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه

این ناحیه در چارچوب مناطق کویری با آب و هوای تقریباً گرم و خشک قابل ارزیابی است. حوضه‌های تبخیری نمکی چاه جم که نمودی از ویژگی آب و هوای کویری است، حکایت از شرایط آب و هوایی خاص ناحیه می‌نماید. مجموعه رخساره‌های قاره‌ای موجود در بخش جنوبی شاهروود به عنوان منبع اصلی تأمین کننده املاح این گستره نمکی به شمار می‌آید. به گونه‌ای که میزان املاح موجود در آبهای زیر سطحی دشت جنوبی و بلندی‌های جنوب شاهروود به چندین ده گرم در لیتر می‌رسد.

منطقه مورد مطالعه دارای آب و هوای نیمه خشک تا معتدل بوده و به علت واقع بودن در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی و بخش جنوبی البرز در اواخر پاییز و فصل زمستان بارندگی خوبی در منطقه رخ می‌دهد (جدول ۱-۱). به همین دلیل پوشش گیاهی منطقه مناسب جهت دامداری می‌باشد. سایر پوشش

های گیاهی منطقه بوته‌های کوتاه قد می باشد. همچنین به دلیل فراوانی املاح در آب‌های زیرزمینی و نبود جریان‌های سطحی، این ناحیه از نظر پوشش گیاهی فقیر می باشد. افزون بر بوته‌های کویری، هیچ گونه درختی در این ناحیه دیده نمی‌شود (شکل ۱-۳).

۴-۱- جغرافیای انسانی

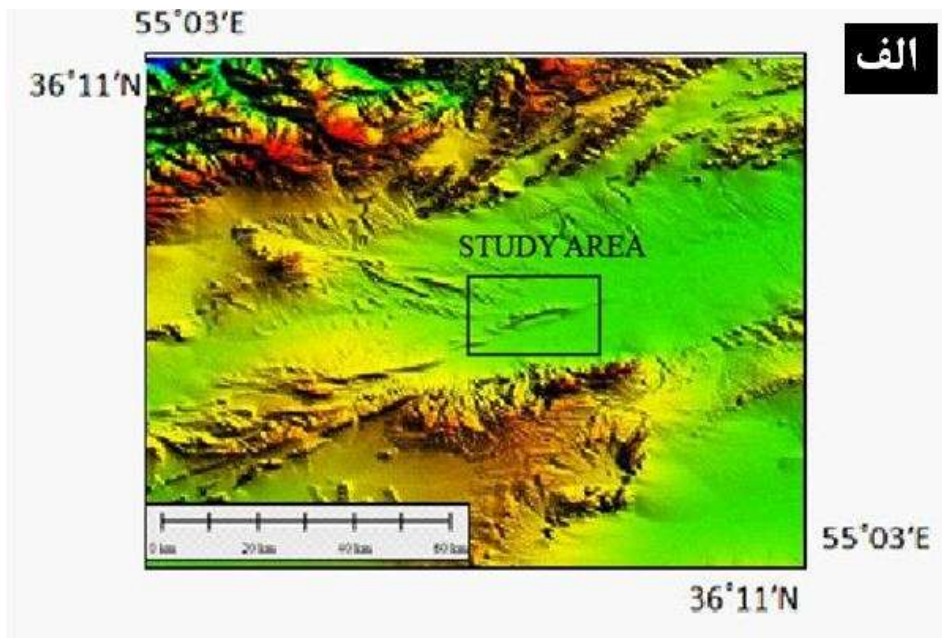
به دلیل شرایط خاص آب و هوایی، نبود جریان‌های سطحی در خور توجه، بالا بودن میزان املاح در آب‌های زیرزمینی مانع از تمرکز و رشد جمعیت در این ناحیه شده است و به طور کلی می توان گفت که این ناحیه تقریباً خالی از سکنه است.

نزدیک ترین قطب های جمعیتی به این منطقه مورد مطالعه، روستاهای تال و قلعه نو خالصه است که حدود ۵۰ نفر جمعیت داشته و در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال ناحیه مورد مطالعه قرار دارند.

۵-۱- مطالعات قبلی

در منطقه مورد مطالعه، مطالعاتی به شرح زیر انجام گرفته است:

- صالحی‌راد (۱۳۶۹) با تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان، به بررسی آتشفشانی‌های موجود در منطقه، سنگ‌های آهکی و رخساره‌های دگرگونی پرداخته است.
- عابدیان (۱۳۷۳) طرح اکتشاف آهن کانسار لجنه را اجرا کرده است. فعالیت های اجرایی این طرح اکتشافی، در محدوده ای به وسعت ۲/۵ کیلومتر مربع (۶۲۵ هکتار) انجام شد.



شکل ۱-۲- الف) تصویر ماهواره‌ای از مورفولوژی کلی منطقه مورد مطالعه (به کمک نرم‌افزار Global mapper و نیز Google earth پردازش و تهیه شده است) که نشان‌دهنده گسترش رسوبات آبرفتی کواترنری در محدوده مورد مطالعه می‌باشد. ب) تصویری از رخنمون سنگ‌های آهک دولومیتی جمال و آهک‌های مارنی کرتاسه.

۱۱۲	میانگین بارندگی سالانه (میلی متر)
۱۷,۲	میانگین درصد رطوبت نسبی
۱۹	میانگین درجه حرارت سالیانه
۲۷	تعداد روزهای یخبندان

جدول شماره ۱-۱- داده های هواشناسی ده ساله ترود (ایستگاه هواشناسی ترود).



شکل ۱-۳- تصویری از پوشش گیاهی در منطقه مورد مطالعه.

- در این مطالعه، نقشه زمین شناسی معدنی در مقیاس ۱/۲۰۰۰ تهیه گردیده است. همچنین تعداد ۱۲ ترانسه عمود بر امتداد ماده معدنی و ۷ عدد چاهک با استفاده از بیل و کلنگ حفر گردید.

- این تعداد حفریات شامل ۶ مورد ترانشه و ۳ حلقه چاهک در محدوده جنوبی، ۳ ترانشه و ۲ حلقه چاهک در محدوده میانی و ۳ ترانشه و ۲ حلقه چاهک در محدوده شمالی حفر شده است. نمونه برداری‌ها به صورت تکه‌ای (Samplig Chip) انجام شده و تعداد نمونه‌ها بیش از ۸۰ نمونه است. تجزیه عناصر مختلف نمونه‌های فوق‌الذکر نمایانگر متوسط آهن ۰/۸۰٪، مس ۰/۸٪ و طلا ۰/۰۳۸ گرم در تن در کانسار مورد مطالعه است.
- حاجی حسینی و قاسمی (۱۳۸۲) اقدام به تهیه نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ بسطام نموده است. در این مطالعه، موقعیت جغرافیایی، شرایط آب و هوایی، ژئومورفولوژی، موقعیت ساختاری منطقه در زمین‌شناسی ایران، چین‌نگاری، نهشته‌های کواترنری، توده‌های نفوذی، زمین‌شناسی ساختمانی، تکامل زمین‌شناختی و زمین‌شناسی اقتصادی منطقه مورد بررسی قرار گرفته است.
- عزیزیان (۱۳۸۸) کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی کانسنگ را در منطقه مورد مطالعه در قالب رساله کارشناسی ارشد ارائه کرده است. جنبه‌های پترولوژیکی در این پژوهش، ضعیف بوده و نیز مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی آن دارای نواقص زیادی می‌باشد. از جمله معایب کارهای صحرایی می‌توان به عدم پیمایش صحیح، عدم بازدید از تمام واحدهای سنگی، نمونه‌برداری اندک و کاملاً تصادفی از برخی واحدهای سنگی موجود در منطقه اشاره کرد. همچنین پتروگرافی توده‌های نفوذی، میزبان کربناته، کانه‌زایی و شواهد دگرسانی کاملاً سطحی و به صورت ناقص و ضعیف بررسی شده است. در این پژوهش، بیشتر بررسی‌های مربوط به توده نفوذی و میزبان کربناته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ بسطام اقتباس گردیده است.

۱-۶- اهداف

از آنجا که تاکنون پژوهش دقیقی بر روی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانیها و ماده معدنی موجود انجام نشده است و گزارشی علمی و صحیح در مورد چگونگی تشکیل اسکارن آهن

لجنه انجام نشده است ضرورت انجام یک کار تحقیقاتی اصولی و جامع بر روی این مجموعه سنگی به شدت احساس می‌گردید. لذا از مهمترین اهداف این پژوهش می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- تعیین روابط صحرائی بین واحدهای سنگی موجود در منطقه از لحاظ سنی و ساختاری؛
- بررسی پتروگرافی دقیق واحدهای مختلف نفوذی، سنگهای میزبان، اسکارن و ماده معدنی؛
- بررسی شواهد انواع دگرسانی، چگونگی تشکیل و گسترش آنها در توده نفوذی و سنگهای میزبان آنها؛
- تجزیه شیمی نقطه‌ای بر روی تعدادی از کانی‌های توده نفوذی و اسکارن به منظور شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌ها و محیط تکتونیکی منطقه مورد مطالعه؛
- ارائه مدلی شماتیک برای پتروژنز اسکارن آهن مورد مطالعه.

۱-۷- روش مطالعه و تحقیق

جهت نیل به اهداف یاد شده مراحل و روشهای زیر انجام گرفته شده است:

- شناخت مقدماتی منطقه مورد مطالعه از طریق گردآوری اطلاعات مطالعه پایان نامه‌ها و گزارشات مرتبط، تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی (۱/۲۵۰۰۰۰۰ گرگان و ۱/۱۰۰۰۰۰۰ بسطام)، داده‌های ماهواره‌ای و مطالعه کارهای انجام شده مرتبط با موضوع در سایر نقاط جهان.
- بازدید صحرائی و نمونه‌برداری سیستماتیک از واحدهای سنگی رسوبی، آذرین و دگرگونی موجود در منطقه متناسب با اهداف پژوهشی مورد نظر در تابستان و زمستان ۱۳۹۰ به مدت ۸ روز.
- تهیه مقاطع نازک (۷۲ عدد)، صیقلی (۱۱ عدد) و نازک-صیقلی (۶ عدد) از واحدهای مختلف سنگی این مجموعه (واحدهای میزبان ماده معدنی، سنگهای نفوذی، اسکارن و ماده معدنی) جهت مطالعات پتروگرافی و تجزیه شیمی نقطه‌ای برخی از کانی‌های مهم.

- مطالعات دقیق میکروسکوپی جهت شناسایی روابط بافتی- کانی شناسی و سنگ شناسی بر روی مقاطع تهیه شده.
- تجزیه شیمی نقطه‌ای بر روی تعدادی از کانی‌های مهم توده نفوذی و اسکارن و تهیه تصاویر BSE در آزمایشگاه کانی شناسی مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی.
- استفاده از نرم‌افزارهای (GIS) Arc map، Illustrator، Coreldraw، Global mapper، Igp، و Rockwork متناسب با اهداف مختلف در این پژوهش.
- در نهایت، تلفیق نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و تجزیه شیمیایی انجام گرفته بر روی تعدادی از کانی‌ها و ارائه مدلی برای پتروژنز کانسار آهن لجنه.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه شامل رخساره‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی به سن پرمین تا کواترنری می‌باشد. اگرچه در سالهای اخیر، مطالعاتی بر روی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه صورت گرفته، اما همه آنها با کاستی‌ها و معایب علمی زیادی همراه بوده است. بیشتر این مطالعات شامل زمین‌شناسی عمومی منطقه می‌باشد که توسط محرابی (۱۳۶۹)، حاج حسینی و قاسمی (۱۳۸۲) که در قالب نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان و ۱/۱۰۰۰۰۰ بسطام منتشر شده است. مطالعات بیشتر بر روی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه توسط سازمان صنایع و معادن استان سمنان (۱۳۷۳)، در طرح اکتشافی آهن لجنه و نیز رساله کارشناسی ارشد عزیزیان (۱۳۸۸) صورت گرفته است.

در این فصل تلاش می‌شود ضمن نگرشی بر زمین‌شناسی ایران مرکزی، منطقه مورد مطالعه از دیدگاه زمین‌شناسی و واحدهای سنگی مختلف رسوبی، آذرین و دگرگونی معرفی شود. از آنجا که ماده معدنی در بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه رخنمون داشته و هر کدام از این بخشها با توده‌های نفوذی متفاوتی همراه هستند، محدوده مورد بررسی به چهار قسمت A، B، C و D تقسیم شده و خصوصیات سنگ‌شناسی هر بخش به صورت جداگانه مورد بررسی قرار می‌گیرند.

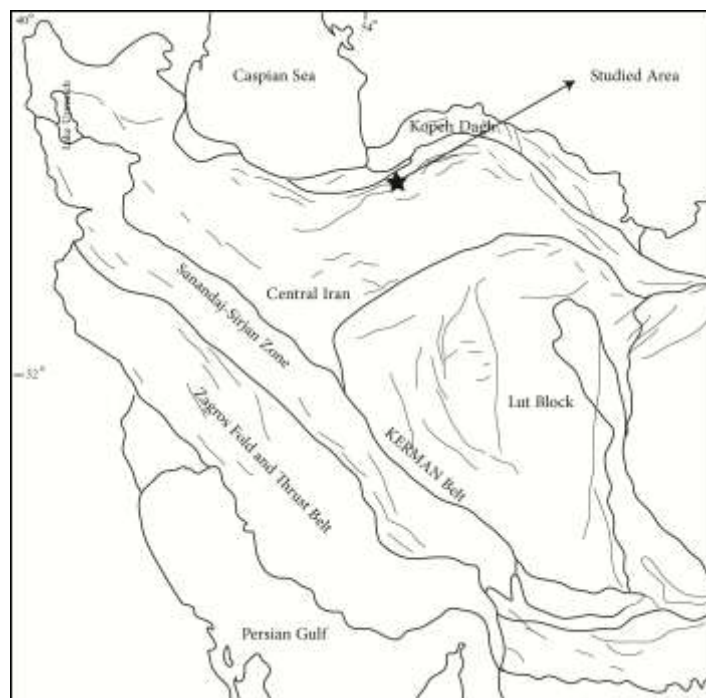
۱-۲ - نگرشی بر زمین‌شناسی ایران مرکزی

منطقه لجنه در شمالی‌ترین بخش پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱-۲). این پهنه به شکل مثلثی است که از شرق به بلوک لوت، از شمال به کوههای البرز و از جنوب غرب به پهنه سنندج - سیرجان محدود است (نبوی، ۱۳۵۵). در این منطقه سنگهای آتشفشانی و نفوذی

زیادی گسترش دارند و بیشتر آنها که سطح بزرگی را می‌پوشانند مربوط به سری ائوسن می‌باشند. از آنجا که بیشتر واحدهای سنگی رخنمون یافته در ناحیه مورد بررسی، به بعد از ائوسن تعلق دارند، لذا در اینجا تنها به شرح سرگذشت ایران مرکزی بعد از این دوره اکتفا می‌نماییم (اقتباس از هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷). در اواخر زمانهای کرتاسه - پالئوسن ایران مرکزی تحت تأثیر چین خوردگی شدیدی قرار گرفته است که آثار این چین خوردگی را می‌توان در دگرشیبی موجود بین رسوبات ائوسن و سنگهای قدیمی‌تر به وضوح مشاهده نمود. پی‌آمد این حرکات که خود سرآغاز شدیدترین رخداد آلیپی محسوب می‌شود، شروع فعالیت آتشفشانی ائوسن در سراسر ایران مرکزی می‌باشد. این آتشفشانی‌ها با ترکیب اسیدی تا بازیک در یک محیط دریایی انجام شده است. محصول آنها به صورت گدازه‌های زیردریایی، تشکیلات آتشفشانی- رسوبی و انواع گدازه های خروجی بر جای مانده است.

پی‌آمد فعالیت آتشفشانی ائوسن، سرانجام در زمان الیگوسن به حرکات کوهزایی شدیدی منجر شده است که این جنبش‌ها با فاز کوهزایی پیرنه مطابقت دارد. اکثر توده های نفوذی گرانیتی، دیوریتی و پاره ای از سنگهای نیمه عمیق و همچنین فعالیت های پلوتونی و نیز کانی سازی پر اهمیت مس و مولیبدن در ایران به این فاز وابسته است (درویش زاده، ۱۳۷۰).

در اثر فاز کوهزایی پیرنه، پسروری دریا از ایران مرکزی انجام گرفته است و پیشروی بعدی آن تنها بخشی از غرب ایران مرکزی را فرا گرفته است که به صورت یک حوضه کم‌عمق ارتباط خود را تا اواخر میوسن با دریای آزاد حفظ نموده است. سایر بخشهای منطقه به صورت سرزمین‌های بالآآمده‌ای باقی مانده‌اند و یا حوضه های بسته کم‌عمق را تشکیل داده‌اند که در بین ارتفاعات کوهستانی محصور بوده‌اند. بدین ترتیب در ایران مرکزی رسوبات ائوسن - الیگوسن نسبت به رسوبات میوسن - پلیوسن گسترش کمتری دارند. رسوبات نئوژن بیشتر در محیط های خشکی



شکل ۱-۲- نقشه واحدهای ساختاری ایران (برگرفته از واکر^۱، ۲۰۰۶). موقعیت منطقه لجنه با ستاره مشکی مشخص شده است.

تشکیل گردیده است که بیشترشان ماسه سنگ، مارن، کنگلومرا و تشکیلات تبخیری می باشند. گسترش رسوبات دوره کواترنر به خصوص رسوبات تبخیری در ایران مرکزی قابل توجه است. به طور کلی فعالیت های ماگمایی ایران مرکزی در طول ائوسن (خروجی) و الیگوسن (نفوذی) از شدت قابل توجهی برخوردار بوده ولی در نئوژن از گسترش و شدت آن کاسته شده است. در اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن توده های نفوذی فراوانی از جمله توده های نفوذی موجود در منطقه لجنه در ایران تشکیل شده است؛ رشیدنژاد عمران، ۱۳۷۱ با مطالعه توده های نفوذی منطقه باغو (شمال ناحیه ترود) و بر اساس روابط چینه شناسی نشان داده است که این توده ها دارای سن ائوسن پسین - الیگوسن آغازین هستند. به علاوه گروهی دیگر از محققین مانند: داود زاده (۱۹۷۲) دیوریت - گرانودیوریت منطقه نائین؛ عمیدی (۱۹۷۵) توده های پلوتونیک نطنز و محدوده

¹ - Walker

گاوخونی؛ کایلا و همکاران (۱۹۷۹) توده های گرانودیوریتی و دیوریتی بین ساوه و اشتهارد؛ و پورحسینی (۱۹۸۱) توده های پلوتونیک نطنز را قاطع سری ولکانیکی ائوسن دانسته و سن آنها را به بعد از ائوسن نسبت داده‌اند.

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

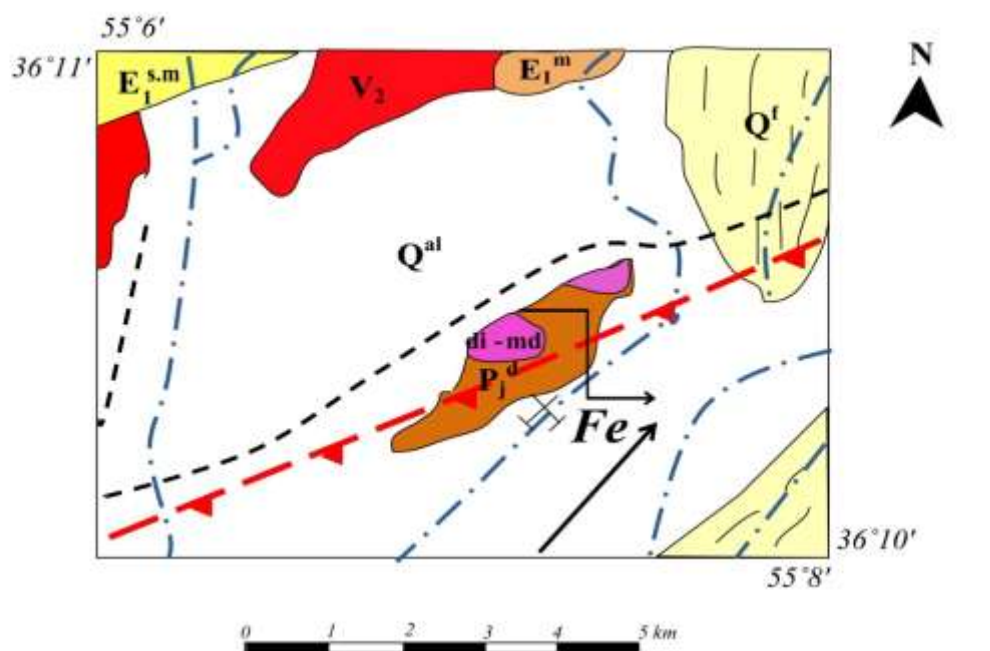
منطقه لجنه واقع در شمالی‌ترین بخش واحد ساختمانی ایران مرکزی، در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان و ۱/۱۰۰۰۰۰ بسطام رخنمون دارد (شکل ۲-۲). محدوده کانسار مورد مطالعه به طور عمده در چهار بخش اصلی A، B، C و D بررسی می‌شود. بخش‌های A و B عمدتاً از سنگ‌آهک‌های خاکستری تیره، دولومیت‌های خاکستری روشن تا سفید توده‌ای پرمین و نیز از توده‌های دیوریتی و سینیتی تشکیل شده است. بخش‌های C و D نیز از سنگ‌آهک‌های خاکستری روشن کرتاسه، مارن‌های ژئوپس‌دار با میان‌لایه‌های آهکی و ماسه‌سنگی ائوسن، سنگ‌های آندزیتی و نیز توده‌های مونزودیوریتی ائوسن-الیگوسن تشکیل شده است.












۲-۲-۱- پالئوزوئیک

۲-۲-۱-۱- سازند جمال (واحد P)

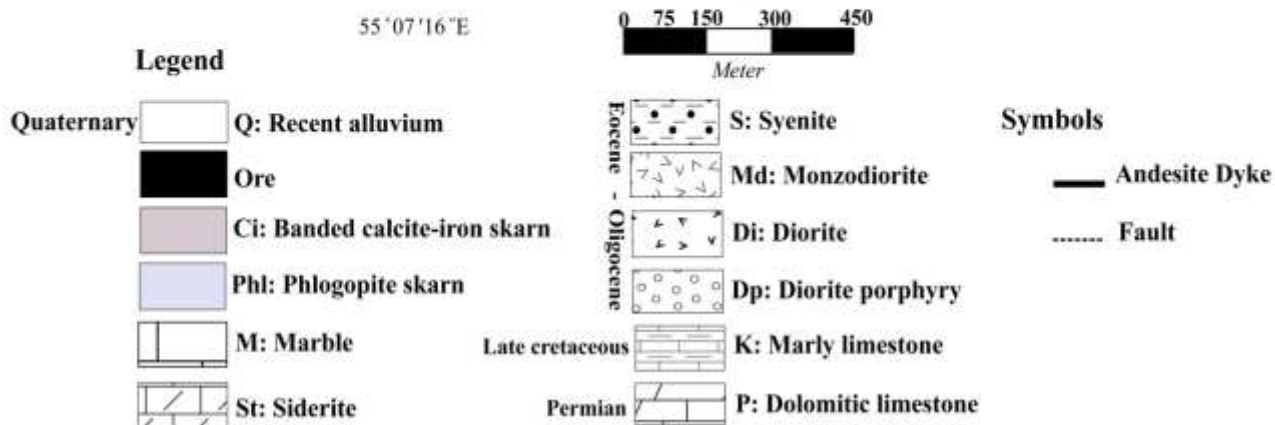
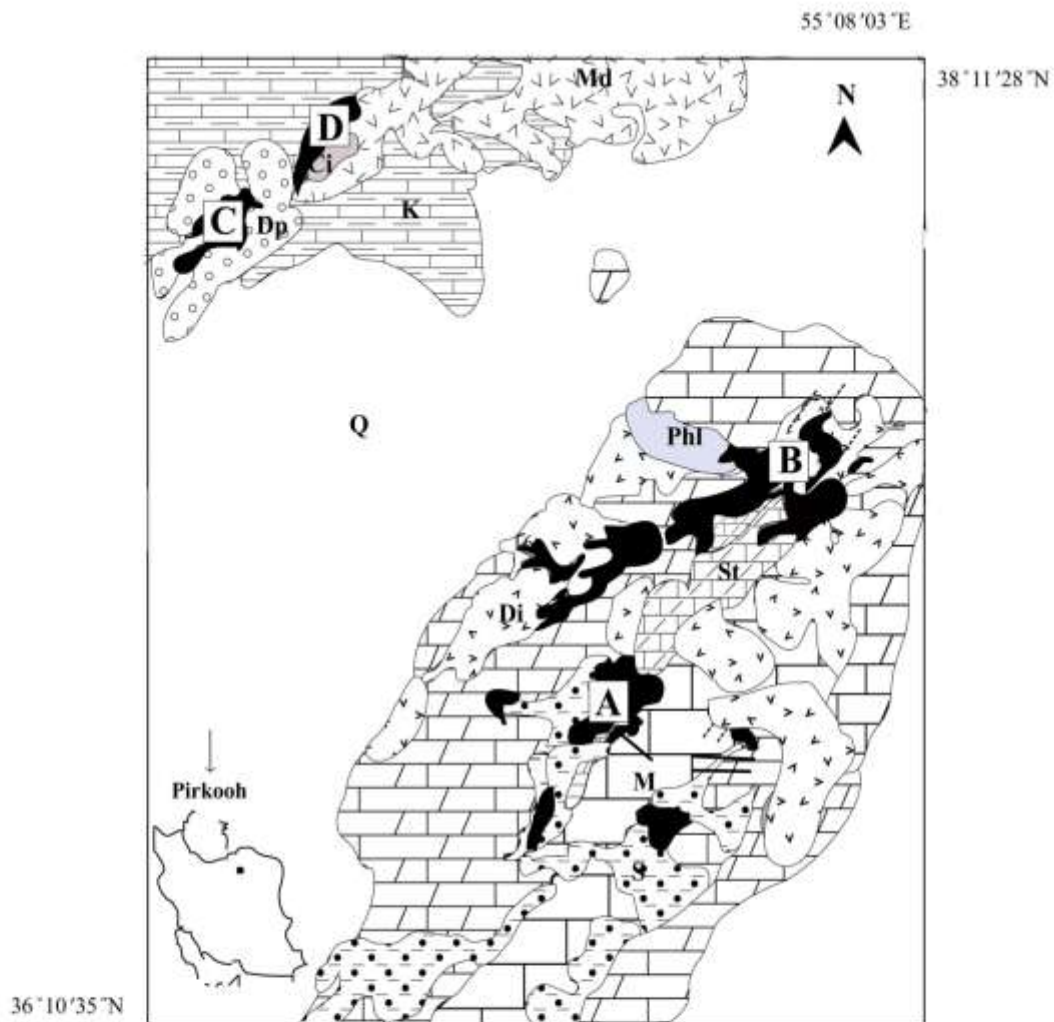
نام این سازند از کوه جمال در رشته کوه‌های شتری در شرق ایران مرکزی گرفته شده است (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۵). ضخامت سازند جمال ۴۷۳ متر و شامل آهک توده ای تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری تیره می‌باشد. واحد P شامل دولومیت خاکستری روشن تا سفید توده ای است که از دو بخش آهک زیرین و دولومیت زیرین پدید آمده است (شکل‌های ۲-۳، ۲-۴، الف، ۲-۵ و ۲-۶). این واحد از سنگ آهک خاکستری رنگ، سنگ‌آهک با تبلور دوباره خاکستری تیره و سنگ آهک دولومیتی خاکستری روشن تا زردرنگ با لایه بندی ستبر لایه تا توده‌ای پدید آمده است.

در این واحد فسیل فوزولینا، خرده‌های فسیلی گاستروپود، براکیوپود، اکینوئید و ساقه کرینوئید مشاهده می‌شود (محرابی، ۱۳۸۲). رخنمون‌های این واحد در گستره جنوب شرقی منطقه، شمال پیرکوه به صورت بخشی جدا افتاده در پهنه آبرفتی کواترنری مشاهده می‌شود.



Legend		Symbols		
Quaternary		Q^{al} : Recent Alluvium		Dirt road
		Q^f : Alluvial fan		Fault
Eocene-Oligocene		E_1^m : Gypsiferous marl with intercalation of limestone		Drainage
		V_2 : Intermediate volcanic to subvolcanic rocks		Ore indication
		$E_1^{s.m}$: Calcareous sandstone with gray marl with intercalation fossiliferous limestone		
Permian		di - md : Diorite- Monzodiorite		
		P_f^d : Light gray to white massive dolomite		

شکل ۲-۲- تصویری از موقعیت کانسار مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ بسطام، حاج حسینی و قاسمی، ۱۳۸۲).

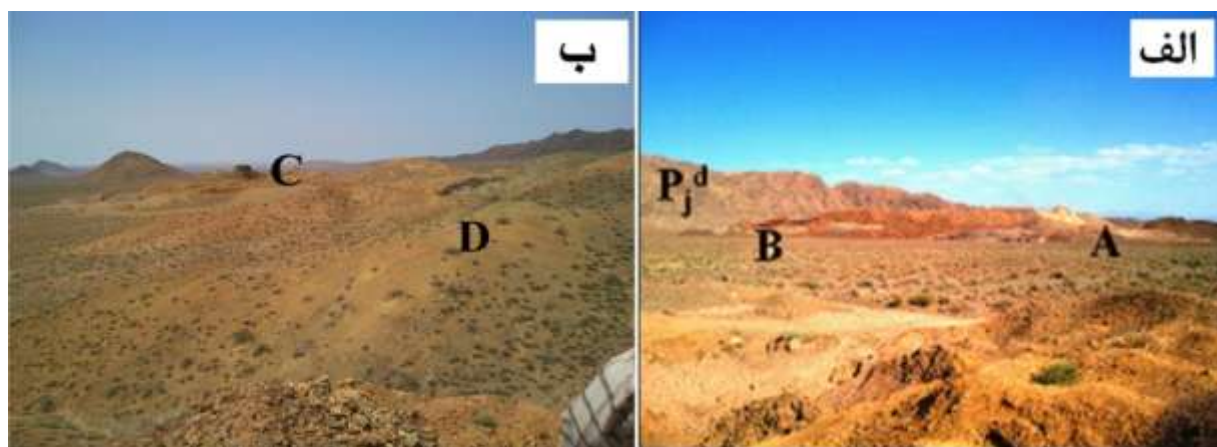


شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی ساده شده کانسار آهن لجنه که بر روی آن محدوده تقریبی توده‌های نفوذی ائوسن پسین- الیگوسن با میزبان آهک دولومیتی پرمین و آهک‌های مارنی کرتاسه مشاهده می‌شود. این کانسار از چهار بخش A، B، C و D تشکیل شده است.

۲-۲-۲- مزوزوئیک

۱-۲-۲-۲- واحد سنگ آهک‌های مارنی K

این واحد از سنگ آهک و سنگ آهک مارنی خاکستری رنگ پدید آمده و دربردارنده فسیل شاخص اینوسراموس است (شکل‌های ۲-۳ و ۲-۴- ب و ۲-۷). مطالعه میکروفسیل‌های لایه‌های سنگ آهک میکریتی آن معرف سن کرتاسه پسین (کامپانین) است. شیب لایه‌های این واحد به سمت جنوب شرقی بوده و همبری زیرین آن با کنگلومرای نئوژن دگرشیب است (محرابی، ۱۳۸۲).



شکل ۲-۴- الف) دورنمایی از دولومیت‌های توده‌ای واقع در بخش‌های A و B کانسار (دید به سمت جنوب شرق).
ب) دورنمایی از آهک‌های مارنی بخش‌های C و D کانسار (دید به سمت جنوب).

۲-۲-۳- سنوزوئیک

۱-۳-۲-۲- واحدهای آذرین

نفوذی‌های عمده رخنمون یافته در این منطقه به ترتیب بیشترین وسعت شامل توده‌های دیوریتی، مونزودیوریتی و سینیتی است. این توده‌ها در اثر ماگماتیسم گسترده پایان ائوسن و اوایل الیگوسن تشکیل شده‌اند. توده‌های نفوذی با توجه به موقعیت منطقه مورد مطالعه همانند دیگر توده‌های گرانیتی و مونزونیتی منطقه ساوه، توده‌های نفوذی بین ساوه و اشتهارد (کایا و همکاران، ۱۹۷۸)،



شکل ۲-۵- دورنمایی از دولومیت‌های توده‌ای سازند جمال واقع در جنوب غرب کوه‌های پیرکوه (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۲-۶- نمایی از دولومیت‌های توده‌ای سازند جمال واقع در بخش A کانسار (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۲-۷- دورنمایی از گوشه شمال غربی کانسار که از بالا به پایین شامل توالی‌های با راستای شمال شرقی- جنوب غربی ماسه‌سنگ و مارن خاکستری مایل به قهوه‌ای تیره، آهک مارنی به رنگ خاکستری روشن مایل به کرمی که به صورت دگرشیب بر روی هم واقعند.

توده های گرانودیوریتی دربند (کایا و همکاران، ۱۹۷۸)، توده های گرانودیوریتی رزک که ماگماتیسم آن را به بعد از ائوسن و ائوسن- الیگوسن نسبت داده اند، دارای سن پس از پرمین و نئوژن می‌باشند. توده‌های نفوذی و ساب‌ولکانیک در این منطقه توسط محلول‌های گرمابی شدیداً دگرسان شده و زون‌های دگرسانی پروپیلیتیک و فلیک یا ترکیبی از آنها را به وجود آورده است.

۲-۲-۳-۱-۱- سینیت

این توده به صورت رخنمون‌های خیلی کوچکی در در قسمت جنوبی بخش A کانسار رخنمون دارد (شکل ۲-۳). سینیت‌ها در سه رخنمون جداگانه در واحد P نفوذ کرده و در آن کانه‌زایی اکسید آهن به صورت منیتیت به مقدار اندکی مشاهده می‌شود. دورترین رخنمون سینیت‌ها با فاصله حداکثر از ماده معدنی در جنوبی ترین بخش منطقه مورد مطالعه واقع شده است و به صورت توده‌ای کوچک دارای مرزی مشخص با میزبان کربناته است (شکل ۲-۸). رخنمون توده‌های سینیتی دیگر موجود

در این بخش از کانسار در واحدهای کربناته نزدیک به ماده معدنی و در گودال‌های حاصل از حفاری‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۸). بر اساس مطالعات صحرایی، سینیت‌ها با بافت تمام بلورین دانه متوسط و به رنگ کرمی مایل به صورتی با درشت‌بلورهای ارتوکلاز، پیروکسن و کانی‌های کدر مشاهده می‌شوند. محتوای بالای ارتوکلاز و رنگ صورتی مایل به سبز این توده را از دیگر توده‌های نفوذی منطقه متمایز می‌سازد. سیستم درز و شکستگی‌های موجود در این توده، وجود رگه و رگچه‌های منیتیت، پیریت و کلسیت، عبور سیالات گرمایی کانه‌دار را تأیید می‌کند. علاوه بر این، شواهد اندکی از اسکارن‌زایی در سینیت‌ها و واحدهای اطراف آن وجود دارد.



شکل ۲-۸- توده سینیتی با سیستم درزه و شکستگی‌های مزدوج در زیر طبقات کربناته که در آن درشت‌بلورهای ارتوکلاز و کانی‌های کدر بیشتر به چشم می‌خورند (دید به سمت شمال شرق).

۲-۲-۳-۱-۲- دیوریت

این توده در بخش A کانسار به صورت لایه‌ای تقریباً عریض به طول چند صد متر و نیز در بخش B کانسار به صورت آپوفیزهایی به ترتیب در مرز زیرین میزبان کربناته و ماده معدنی رخنمون دارد

(شکل ۲-۳). رخنمون این توده‌ها در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ بسطام در قسمت شمالی و غربی پیرکوه با روند شمال شرقی- جنوب غربی مشاهده می‌شود (حاج حسینی و قاسمی، ۱۳۸۲). توده‌های دیوریتی منطقه از جنوب به سمت شمال کانسار، گسترش چشمگیری را نشان می‌دهند. بر اساس شواهد صحرایی دارای بافت دانه‌درشت و به رنگ خاکستری متوسط مایل به سبز که در آن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به خوبی قابل مشاهده‌اند. در برخی قسمت‌ها دگرسانی به قدری شدید بوده که رنگ توده از خاکستری به سفید کثیف گراییده است (شکل ۲-۹). سنگ آهک‌های دولومیتی میزبان این توده‌های نفوذی تا حد زیادی تبلور مجدد یافته، به مرم‌ر دگرگون شده و رنگ آنها به سفید گراییده است.



شکل ۲-۹- نمایی از توده دیوریتی دگرسان که در آن به سختی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن قابل مشاهده‌اند.

۲-۲-۳-۱-۳- دیوریت پورفیری

این توده‌ها به صورت آپوفیزهای کوچکی در مرز زیرین میزبان کربناته و ماده معدنی واقع در بخش C کانسار رخنمون داشته و دارای روند شمالی- جنوبی می‌باشند (شکل ۲-۳). بر اساس شواهد صحرائی به رنگ خاکستری مایل به سبز بوده و دارای بافت دانه متوسط تا دانه ریز که در آن درشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به وضوح قابل مشاهده‌اند. در این واحد، کانه‌زایی منیتیت و هماتیت به صورت رگه‌های الیژیست دیده می‌شود. در این توده‌ها دگرسانی پروپیلیتیک به خوبی گسترش پیدا کرده است (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰- توده دیوریت پورفیری واقع در بخش C کانسار که دارای مرزی مستقیم با ماده معدنی می‌باشد (دید به سمت شمال غرب).

۲-۲-۳-۱-۴- موزودیوریت

رخنمون‌های کوچک این توده واقع در بخش D کانسار به صورت رخنمون مثلثی شکل واقع در واحد K (سنگ آهک‌های مارنی کرتاسه) مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳). بر اساس شواهد صحرایی دارای بافت دانه‌درشت به رنگ خاکستری متوسط تا روشن مایل به سبز می‌باشد که در آن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و پیروکسن به خوبی قابل مشاهده‌اند (شکل ۲-۱۱). این توده‌ها به لحاظ ویژگی‌های بافتی و نیز کانی‌شناسی از توده‌های دیوریتی و دیوریت پورفیری قابل تمایز هستند (بافت دانه‌درشت‌تر و محتوای آلکالی‌فلدسپار بالاتر).



شکل ۲-۱۱- تصویری از توده موزودیوریتی واقع در بخش D کانسار (دید به سمت شرق).

۲-۲-۳-۱-۵- آندزیت

آندزیت‌ها تنها واحدهای آتشفشانی موجود در منطقه هستند در بخش A کانسار به صورت دایک‌های با روندهای شمال غربی- جنوب شرقی و نیز شرقی- غربی مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۲-۳، ۲-۱۲ و ۲-۱۳). در نمونه دستی دارای بافت دانه ریز بوده و در آن درشت‌بلورهای هورنبلند به خوبی قابل مشاهده‌اند (شکل ۲-۱۴). بر اساس مطالعات میکروسکوپی، دایک‌های آندزیتی دارای بافت میکروولیتی پورفیریک بوده و عمدتاً از مجموعه کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و هورنبلند و مقادیر فرعی پیروکسن تشکیل شده است (شکل ۲-۱۵ و ۲-۱۶- الف و ب). در اثر تغییر و تحولات شدید دگرسانی موجود در منطقه، کانی‌های اولیه موجود تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته و بافت غربالی از خود نشان می‌دهند.



شکل ۲-۱۲- نمایی از دایک آندزیتی با روند شمال غرب- جنوب شرق (دید به سمت شمال غرب).

وجود رگه‌های حاوی اپیدوت‌های درشت ثانویه در دایک‌های آندزیتی، وجود دگرسانی گسترده در منطقه را تأیید می‌کند. بر اساس لنتز^۲ (۱۹۹۵) به نظر می‌رسد که تغییرات رنگ اپیدوت، از سبز تیره (غنی از آهن) به سبز روشن تا صورتی (فقیر از آهن) به سمت حاشیه رگه، حاکی از تغییر درصد پیستاسیت موجود در رگه است.



شکل ۲-۱۳- نمایی از توده آندزیتی با روند شرقی- غربی (دید به سمت غرب).

۲-۲-۳-۲- دگرگونی همبری در دولومیت‌های آهکی واحد P

با جایگزین شدن توده‌های نفوذی دیوریتی در دولومیت‌های آهکی سازند جمال، محدوده وسیعی از کانسار تحت تأثیر دگرگونی همبری قرار گرفته است. در طی متاسوماتیسم بین میزبان کربناته و توده نفوذی علاوه بر دما، حجم زیادی از سیال حاوی عناصر فلزی و غیر فلزی مبادله می‌شوند. بر اساس

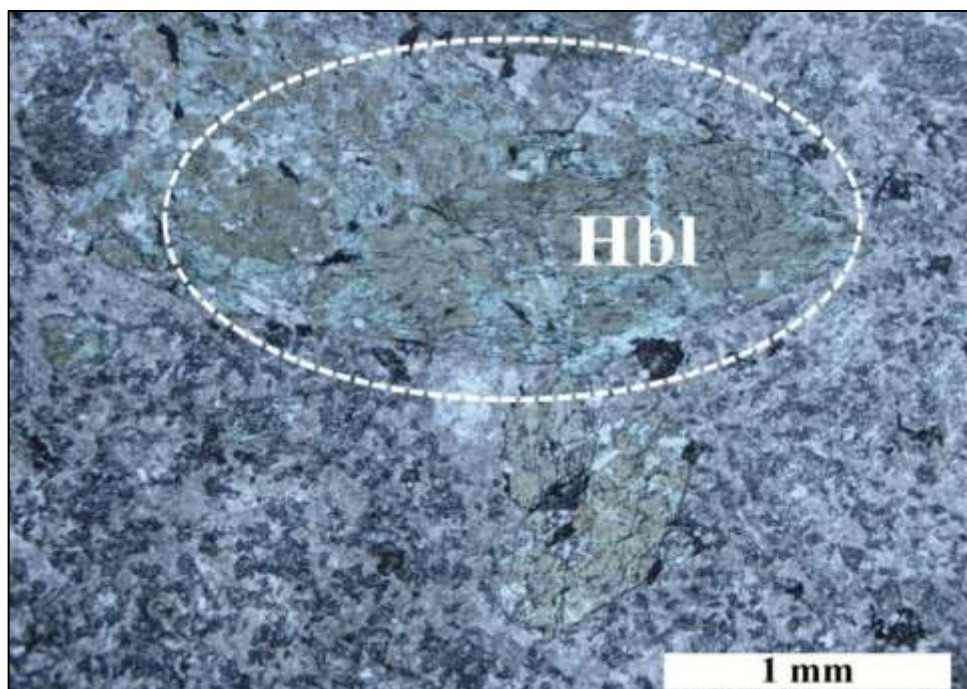
²-Lentz



شکل ۲-۱۴- تصویری از نمونه دستی دایک که در آن درشت بلورهای منشوری هورنبلند به خوبی قابل مشاهده‌اند.

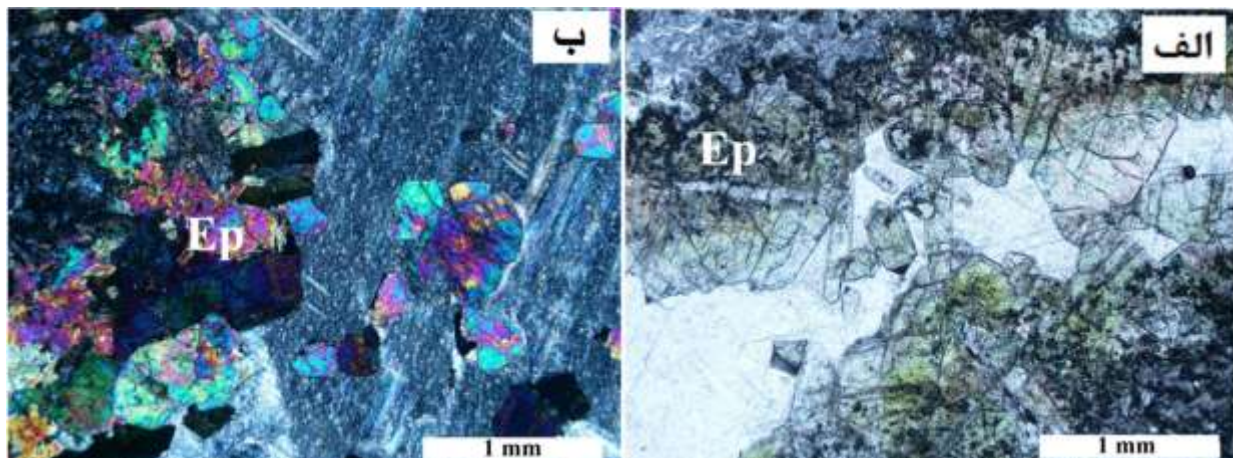
مشاهدات صحرایی و نیز مطالعات میکروسکوپی در مرحله اول با بالا آمدن توده نفوذی، اولین مرحله از دگرگونی رخ داده و سبب دگرگونی ایزوشیمیایی دولومیت‌های آهکی و تبدیل آن به مرمر شده است (شکل ۲-۱۷). در برخی نقاط پوششی از اکسید آهن روی مرمرها را فرا گرفته است. همچنین حجم زیادی از سیال گرمابی حاوی عناصر فلزی بویژه منیتیت و مقادیر اندکی پیریت و سیالات حاوی عناصر فلزی وارد توده‌های آهکی شده و با هضم قطعاتی از میزبان، بافت برشی ایجاد کرده است (شکل ۲-۱۸). در اثر عبور سیالات گرمابی، علاوه بر دگرگونی ایزوشیمیایی و تشکیل مرمر ساختارهای زیبایی از جمله تشکیل استالاگتیت‌های آهکی در بخش‌هایی از کانسار به چشم می‌خورند (شکل ۲-۱۹). برای ورود سیالات به درون سنگ و رخداد متاسوماتیسم، وجود درز و شکاف زیاد در سنگ ضروری است. منطقه مورد مطالعه کاملاً تکتونیزه می‌باشد. بنابراین برای ورود سیالات و پدیده متاسوماتیسم محیطی مناسب به شمار می‌آید (شکل ۲-۲۰). این پدیده با جابجایی عناصر همراه است که نتیجه آن تغییر در ترکیب کانی‌شناسی سنگ می‌باشد. تغییر در ترکیب کانی‌شناسی به نوبه خود می‌تواند تغییر در رنگ ظاهری را

به همراه داشته باشد. همچنین عناصر غیرفلزی در واحدهای کربناته جایگزین شده و در این میان کانی‌هایی نظیر گارنت، اسکاپولیت، فلوگوپیت در اثر برهم کنشهایی تحت عنوان اسکارن‌زایی تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی آهن در بخش‌های A ، B و C کانسار به صورت منیتیت با بافت توده‌ای و نیمه‌توده‌ای و در بخش D کانسار بیشتر به صورت آهن نواری است. در اسکارن‌های مورد مطالعه متناسب با ترکیب سیالات مشتق شده، نوع و بافت سنگ میزبان و نیز شرایط دگرگونی اسکارن‌زایی در قالب درون‌اسکارن و برون‌اسکارن رخ داده است.

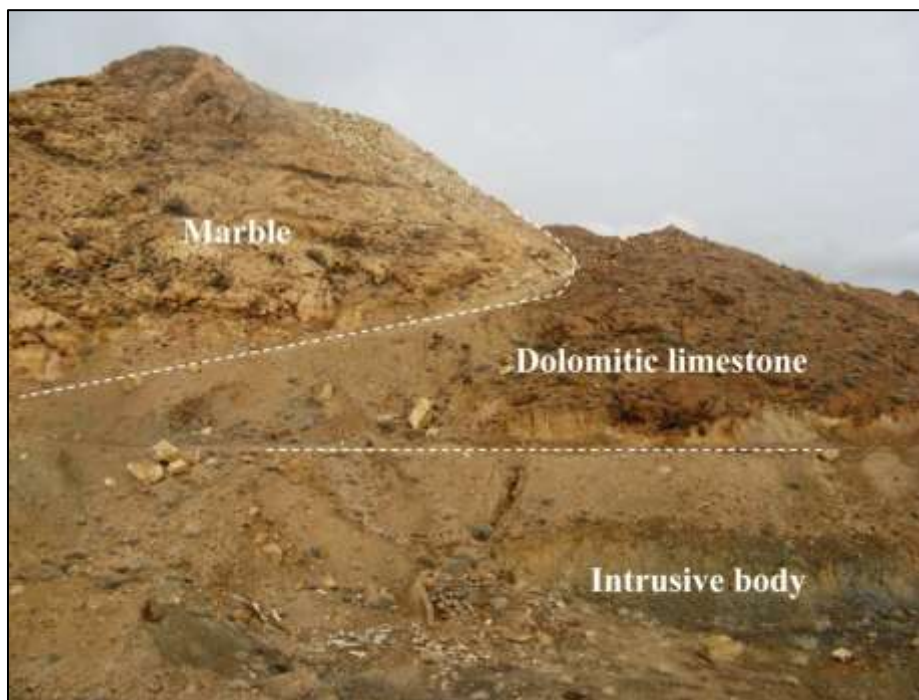


شکل ۲-۱۵- تصویر میکروسکوپی دایک با بافت پورفیری که در آن درشت بلورهای طولی و عرضی شش گوش هورنبلند قابل مشاهده‌اند (PPL).

همچنین حجم زیادی از سیال گرمابی حاوی عناصر فلزی بویژه منیتیت و مقادیر اندکی پیریت و سیالات حاوی عناصر فلزی وارد توده‌های آهکی شده و با هضم قطعاتی از میزبان، بافت برشی ایجاد کرده است (شکل ۲-۱۸).



شکل ۲-۱۶- الف و ب- تصویر میکروسکوپی اپیدوت‌های ثانویه به ترتیب در نور طبیعی و پلاریزه که به صورت رگه‌ای در دایک‌های آندزیتی نفوذ کرده‌اند.



شکل ۲-۱۷- نمایی از مرمر که تحت تأثیر دگرگونی ایزوشیمیایی دولومیت‌های آهکی پدید آمده است (دید به سمت شرق).



شکل ۲-۱۸- تصویری از بافت برشی که در اثر کشش‌های هیدرولیکی سیالات کانه‌دار و متعاقباً هضم تکه‌هایی از میزبان کربناته حاصل شده است.



شکل ۲-۱۹- تصویری از بافت استنلاگتیتی مرمر که در اثر عبور سیالات کانه‌دار از میزبان کربناته حاصل شده است.



→ Ore bearing fluid flows

شکل ۲-۲۰- تصویر از هجوم سیالات کانه‌دار به درون درز و شکاف‌های میزبان کربناته که طی آن پدیده مرمیتیزاسیون و کانه‌زایی آهن در فضاهای خالی به وقوع پیوسته است.

۲-۳-۲-۳- دگرگونی همبری در آهک‌های مارنی واحد K

نفوذ توده مونزودیوریتی به درون آهک‌های مارنی کرتاسه سبب دگرگون شدن آنها شده است و سبب تغییر رنگ آن از خاکستری مایل به کرم به خاکستری تیره و در گوشه شمال غربی کانسار سبب اسکارن‌زایی و تشکیل اسکارن گارنت‌دار شده است (شکل‌های ۲-۳ و ۲-۲۱).

۲-۳-۲-۴- پهنه آبرفتی عهد حاضر Q

طی نئوژن، حرکات مهم تکتونیکی ناشی از کوهزایی های آلپی، وضع حوضه های رسوبی را تغییر داد. برخی از پادگانه ههای آبرفتی نسبت به سطح اساس محلی تا ۲۰۰ متر بالاتر قرار دارند (نبوی، ۱۳۵۵)، که خود معرف فرسایش رودخانه ای و حرکات قائم می باشد (محرابی، ۱۳۸۲).



شکل ۲-۲۱- تصویر از آهک‌های مارنی در مرز مستقیم با توده مونزودیوریتی (دید به سمت شمال).

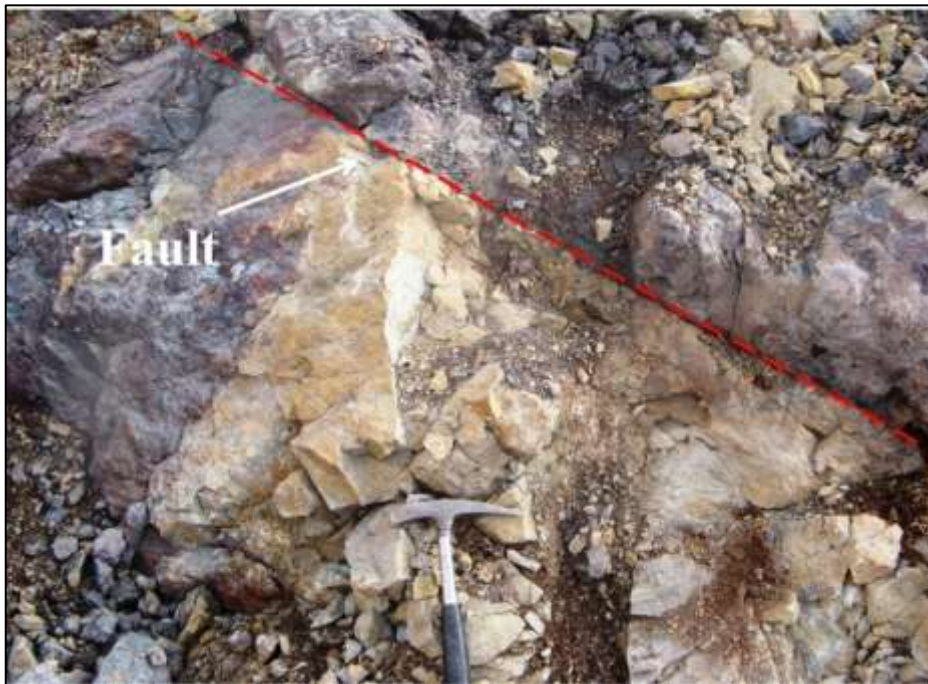
۲-۲-۳-۵- زمین‌شناسی ساختمانی عمومی منطقه

۲-۲-۳-۵-۱- گسل‌های معکوس

گسل‌های اصلی در پهنه ساختاری ایران مرکزی از نوع وارونه است ولی مولفه امتداد لغز (راست‌لغز) نیز دارند و به گونه گسل ترکیبی یا مرکب عمل می‌کنند (گسل میامی، قدس، ارمیان). راستای شمال شرقی- جنوب غربی این گسل‌ها، گواهِ بر جایگیری واحدهای چینه‌ای متفاوت در زیر و زبر یکدیگر است. شیب اندازه‌گیری شده این گسل‌ها در سطح زمین 65° - 75° است و به سمت جنوب- جنوب شرقی است. گسل‌ها، درزه و شکستگی‌های فراوان در منطقه سبب عبور سیالات کانه‌دار و تشکیل افق‌هایی از ماده معدنی در بخش‌های سطحی می‌شود (شکل ۲-۲۲ و ۲-۲۳). ظاهر شدن دگرسانی‌های مختلف در قسمت‌های سطحی کانسار می‌تواند به دلیل عملکرد گسل‌های معکوس با بالا آمدگی و فرسایش بلوک کمر بالای آنها باشد.



شکل ۲-۲۲- تصویری از تأثیر گسل بر روی کانه‌زایی آهن در منطقه که محلی برای سبب عبور سیالات کانه‌دار و تشکیل افقی از ماده معدنی در قسمت فوقانی شده است (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۲-۲۳- تصویری از تأثیر گسل بر روی کانه‌زایی آهن.

۲-۲-۳-۶- زمین شناسی اقتصادی

کانه‌زایی عمده موجود در منطقه، از نوع اکسید آهن (منیتیت) است (شکل ۲-۲۴). بیشترین میزان کانه‌زایی به میزبانی توده‌های نفوذی دیوریتی در سنگ‌های دولومیتی پرمین سازند جمال است و در رخنمون جدا افتاده غرب پیرکوه مشاهده می‌شود. مطالعه مقاطع صیقلی این کانی نشانگر وجود کانه‌های سولفیدی در آنهاست. این کانه‌ها به شکل آزاد و درگیر با کانی مگنیتیت و یا به صورت ادخال وجود دارند. بیشتر کانی‌های منیتیت در حال مارتیتی شدن، هماتیتی شدن هستند (حاجی حسینی و همکاران، ۱۳۸۲). علاوه بر این، کانه‌زایی مس نیز در منطقه اتفاق افتاده و عمدتاً از نوع کربنات‌های مس (مالاکیت و آزوریت) است که در دولومیت‌های آهکی سازند جمال مشاهده می‌شود (محرابی، ۱۳۸۲). بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط سازمان صنایع و معادن استان سمنان، متوسط آهن در کانسار، ۸۰٪، مس ۰/۸٪ و طلا ۰/۰۳۸٪ گرم در تن تعیین شده است.



شکل ۲-۲۴- نمایی از منیتیت‌های توده‌ای واقع در بخش A کانسار (دید به سمت شمال شرق).

فصل سوم

پetroگرافی توده‌های نفوذی

و شیمی کانی‌ها

مقدمه

پتروگرافی یا سنگ نگاری قسمتی از علم زمین شناسی است که با توجه به آن، ترکیب کانی شناسی، بافت و نام سنگ‌های مورد مطالعه مشخص می‌گردد. هدف اصلی نگارش این رساله، بررسی توده‌های نفوذی مسبب متاسوماتیسم و اسکارنزایی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. چهارگوش مورد مطالعه به قلمروهای اصلی A، B، C و D تقسیم شده و تغییرات پتروگرافی و کانی شناسی توده‌های نفوذی هر کدام از آنها به صورت سیستماتیک بررسی می‌شود. در راستای هدف یاد شده، در این فصل سعی می‌شود تا پهنه‌های دگرسانی مختلف در توده‌های نفوذی شناسایی و تغییر و تحولات کانی‌شناسی اعم از حذف کانیهای اولیه یا ظهور کانیهای ثانوی و چگونگی ارتباط آنها با کانسار آورده شده است. بر اساس شواهد دقیق پتروگرافی، ابهامات و نواقص موجود در مطالعات قبلی مرتفع شده و توده‌های نفوذی، اسکارنزایی و نیز تغییر و تحولات دگرسانی در منطقه به تفصیل مورد بررسی قرار می‌گیرند. در این راستا علاوه بر مطالعات دقیق صحرایی، نمونه‌برداری سیستماتیک از واحدهای مختلف سنگی، حدود ۷۲ مقطع نازک و ۱۰ نازک- صیقلی در آزمایشگاه مورد مطالعه قرار گرفته است که نتایج آن در ذیل ارائه می‌شود. همچنین به منظور شناسایی ترکیب شیمیایی دقیق و شرایط فیزیکی و شیمیایی تشکیل برخی از کانی‌های بارز موجود در توده‌های نفوذی منطقه به بررسی ژئوشیمیایی این کانی‌ها پرداخته شده است. در راستای هدف یاد شده، نمونه‌هایی از پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، ارتوکلاز، کانی‌های کدر و گارنت موجود در توده‌های دیوریتی بخش‌های A و B کانسار انتخاب و پس از تهیه مقاطع نازک- صیقلی مورد بررسی کانی‌شناسی قرار گرفته‌اند. تجزیه شیمیایی کانی‌ها با دستگاه الکترون میکروپروب مدل Cameca EPMP-SX100 فرانسه در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران انجام شده است. در طول این آزمایشات، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ kv، شدت جریان ۳۰ nA و اندازه بیم ۱ تا ۵ μm بوده است. همچنین

تعدادی تصاویر BSE از کانی‌هایی که مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند نیز توسط همین دستگاه تهیه شده است.

جدول ۳-۱- نشانه‌ها و علائم به کار رفته جهت نمایش کانیها؛ برگرفته از کرتز^۳ (۱۹۸۳).

نشانه	کانی	نشانه	کانی
Ms	مسکویت	Plg	پلاژیوکلاز
Opq	کانی کدر	Px	پیروکسن
Ep	اپیدوت	Or	ارتوکلاز
Ap	آپاتیت	Hbl	هورنبلند
Spn	اسفن	Act	اکتینولیت
Zrn	زیرکن	Scp	اسکاپولیت
Chl	کلریت	Grt	گارنت
Prh	پرهنیت	Bio	بیوتیت
		Phl	فلوگوپیت

۳-۱- پتروگرافی

معمولاً به منظور مطالعات دقیق پترولوژیکی، شناخت صحیح از تحولات ماگمایی و تعیین محیط تکتونیکی تشکیل سنگهای آذرین نفوذی تلاش می‌شود که سالمترین نمونه‌ها در صحرا برداشت شوند، اما از آنجا که توده‌های نفوذی اسکارن‌زا بر حسب نوع و شدت فرایندهای دگرسانی گرمایی متحمل تغییرات کانی شناسی، بافتی و ترکیب شیمیایی می‌شوند، تفاوت بین نمونه‌های دگرسان و کمتر دگرسان شده تنها بر پایه مشاهدات فیزیکی است (مینرت، ۱۹۹۵). با این وجود نمونه برداری سیستماتیک و

³ - Kretz

بررسیهای دقیق مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نمونه‌های نسبتاً سالم و دگرسان شده آنها نتایج ارزنده‌ای در پی خواهد داشت؛ به گونه‌ای که علاوه بر فهم منشا و جایگاه تکتونیکی تشکیل آنها، به چگونگی تشکیل کانسارهای حاصل از توده‌های نفوذی، وضعیت هندسی و نوع ماده معدنی کمک شایانی می‌نماید.

بر اساس شواهد پتروگرافی، توده‌های نفوذی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی دیوریتی، مونزودیوریتی تا سینیتی هستند. با توجه به مطالعات صحرایی و رخنمون توده‌های مختلف در بخش‌های مختلف کانسار آهن لجنه، خصوصیات پتروگرافی و کانی‌شناسی نمونه‌های سالم و انواع دگرسان شده به طور جداگانه بررسی می‌شود.

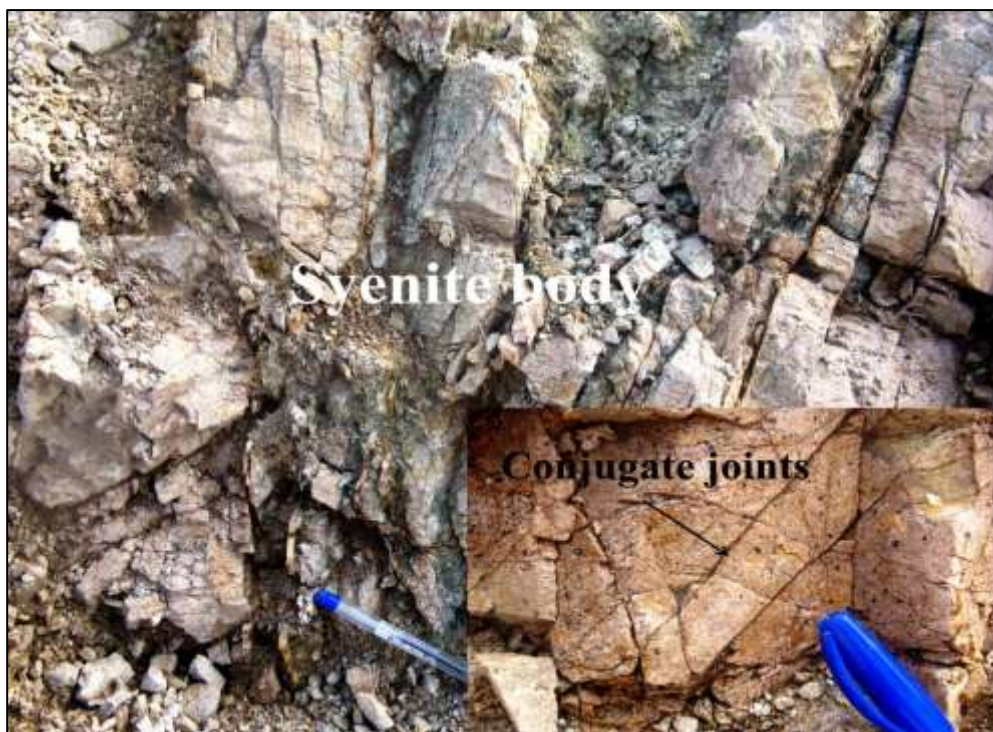
۳-۲-۱- واحد سینیتی

تعدادی توده نفوذی (a_1 ، a_2 و a_3) با ترکیب سینیت در جنوبی‌ترین قسمت بخش A کانسار به صورت آپوفیزهایی کوچک رخنمون دارند. نمونه برداری سیستماتیک از این توده‌ها که در امتداد شمالی- جنوبی انجام شده نشان می‌دهد که هر چه از توده a_1 به سمت a_3 و به ماده معدنی نزدیک تر می‌شویم از نظر دانه‌بندی کوچکتر شده و بر شدت دگرسانی گرمایی آنها افزوده می‌شود. در ادامه این مبحث ابتدا خصوصیات پتروگرافی نمونه‌های سالم و سپس انواع دگرسان بررسی می‌شود.

توده سینیتی a_1 با بیشترین فاصله از ماده معدنی در جنوبی‌ترین بخش منطقه مورد مطالعه واقع شده است و به صورت توده کوچکی با مرز مشخص در زیر میزبان کربناته مشاهده می‌گردد (شکل ۳-۱). این سنگها در نمونه دستی کرمی مایل به صورتی بوده و دارای بافت درشت تا متوسط دانه می‌باشد و درشت‌بلورهای ارتوکلاز و کانی‌های کدر در آن قابل شناسایی است (شکل ۳-۲). در زیر میکروسکوپ دارای بافت‌های گرانولار، پورفیروئیدی بوده و از مجموعه کانی‌های اصلی ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و فرعی

بیوتیت، کدر، آپاتیت، زیرکن و مجموعه کانی‌های ثانویه اکتینولیت، کلریت، اسفن و کلسیت تشکیل شده است (شکل ۳-۳-الف و ۳-۳-ب).

سیستم‌های درزه و شکستگی مزدوج در سطح توده باعث شده تا رگه‌های ثانویه‌ای از کلسیت و کانی‌های کدر آن را قطع کند.



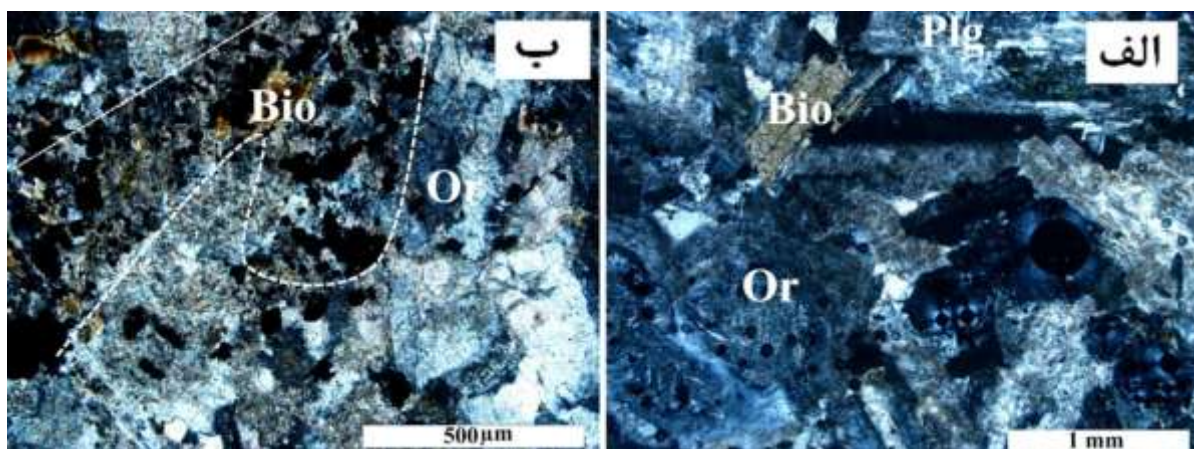
شکل ۳-۲- تصویری از توده سینیتی a_1 واقع در بخش A کانسار که در آن درشت‌بلورهای آلکالی‌فلدسپار و کانی‌های کدر قابل شناسایی هستند. درزه و شکستگی‌های مزدوج در این توده عبور سیالات و کانه‌زایی جزئی در بخش‌هایی از توده شده است.

ارتوکلاز کانی غالب سازنده توده‌های سینیتی بوده و بیشتر به صورت بلورهایی نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه تقریبی ۱ تا ۱/۲ میلیمتر و در حدود ۶۵ تا ۷۰٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانی دارای ادخالهای بیوتیت، زیرکن و آپاتیت بوده و در آن کائولینیتی شدن گسترده مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳-الف و ۳-۳-ب).

۳-ب)، این پدیده به صورت غبارآلود در نور طبیعی قابل مشاهده است. بر اساس بست^۴ (۲۰۰۳)، این کانی تحت تأثیر سیالات جوی تبدیل به کانی‌های رسی و سیلیس شده است که واکنش آن در پایین آمده است:

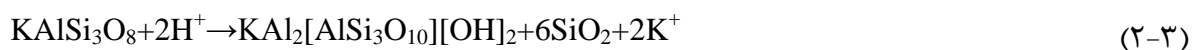


سیلیس کائولینیت آب ارتوکلاز



شکل ۳-۳ الف) تصویر میکروسکوپی توده سینیتی a₁ با بافت گرانولار که در آن درشت‌بلورهای ارتوکلاز و بیوتیت به چشم می‌خورند (XPL). ب) تصویر میکروسکوپی توده سینیتی a₁ که در آن اثر عبور سیال کانه‌دار مشاهده شده که سبب بر جای گذاشتن کانیهای کدر و دگرسانی بیوتیت به اکتینولیت شده است (XPL).

رگه‌های فراوان کوارتز-سریسیتی ثانویه که از این کانی عبور کرده است مطابق با نظر بست (۱۹۸۲)، می‌تواند از طریق زیر تشکیل شده باشد:



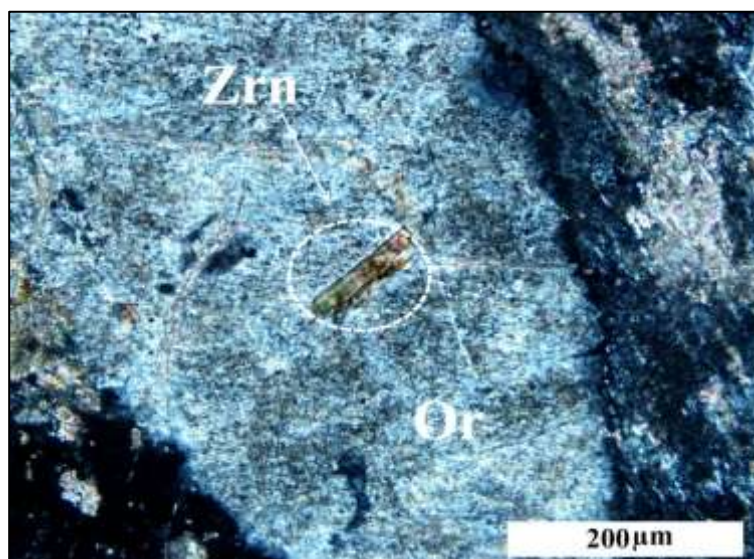
سیلیس سریسیت ارتوکلاز

بیوتیت به صورت بلورهایی خودشکل با اندازه تقریبی حدود ۰/۱ میلی‌متر تقریباً ۲٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانی دارای چندرنگی قهوه‌ای روشن تا سبز می‌باشد. همچنین به صورت ادخالهایی کوچک در زمینه ارتوکلاز و پلاژیوکلاز وجود دارد و از جمله سازنده‌های فرعی این توده سینیتی می‌باشد. بر

⁴ -Best

اساس بست (۱۹۸۲)، کلسیت و کانی‌های کدر موجود در رگچه‌های ثانویه با بیوتیت واکنش داده و سبب تبدیل بیوتیت از حاشیه به اسفن و کلریت می‌شود (شکل ۳-۳-ب).

آپاتیت و زیرکن از سازنده‌های فرعی توده‌های سینیتی بوده و به صورت بلورهای کشیده کوچک خودشکل هستند (شکل ۳-۴). در بعضی قسمت‌ها آپاتیت به صورت مقطع عرضی شش گوش مشاهده می‌شود. این کانی‌ها بیشتر به صورت ادخال‌هایی در زمینه ارتوکلاز و پلاژیوکلاز وجود دارند.



شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی زیرکن که به صورت ادخال در زمینه ارتوکلاز مشاهده می‌شود (XPL).

اکتینولیت از سازنده‌های ثانویه موجود در سینیت‌ها بوده و به صورت الیاف دسته‌جاری با رنگ‌های تداخلی سبز-قهوه‌ای در حاشیه و نیز در امتداد سطوح رخ بیوتیت تشکیل شده است. اسفن از دیگر سازنده‌های ثانویه موجود سینیت‌ها بوده و کاملاً بی‌شکل می‌باشد. این کانی در اثر دگرسانی بیوتیت با سیالات ثانویه به صورت کانی‌های قهوه‌ای کوچک با برجستگی بالا در امتداد سطوح رخ بیوتیت تشکیل شده است.

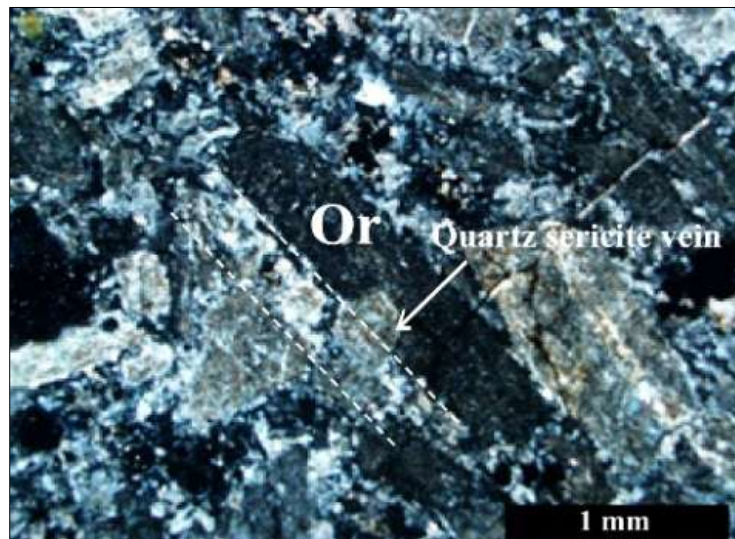
توده سینیتی a₂ تحت تأثیر دگرسانی فیلیک رنگ توده تقریباً به کرم روشن گراییده است و در مقاطع نازک- صیقلی شواهدی از دگرسانی پیریت به گوتیت و لیمونیت مشاهده می‌شود (شکل‌های ۱-۳ و ۵-۳). رگه‌های کوارتز- سریسیت- اپیدوت و پیریت از مجموعه کانی‌های شاخص این دگرسانی درون توده سینیتی a₂ هستند (شکل‌های ۳-۶ و ۳-۷-الف و ب). همچنین رگه‌های کلسیتی فراوان از این توده عبور کرده است. سرد و متعاقباً اسیدی شدن سیالات سبب دگرسانی فیلیک در سطوح بالایی توده نفوذی می‌شود. سیال با شوری بالا و منشأ ماگمایی پیوسته به سمت بالا حرکت کرده و در نتیجه اختلاط با سیالات غیر ماگمایی با شوری پایین (سیالات جوی) سبب دگرسانی فیلیک در دمای حدود ۲۰۰ درجه سانتیگراد می‌شود (دیلز و اینودی^۱، ۱۹۹۲). سیالات عامل دگرسانی فیلیک، مس را در طول مسیرهای در حال گرم شدن یا در زون معدنی آبشویی کرده و سبب نهشته شدن مجموعه سولفیدهای غنی از پیریت می‌شود.

توده سینیتی a₃ در قسمت شمالی واحد مورد مطالعه به صورت آپوفیزی رخنمون داشته و نسبت به سینیت‌هایی که در فاصله دورتری نسبت به ماده معدنی می‌باشند بیشترین دگرسانی را متحمل شده است (شکل ۱-۳).

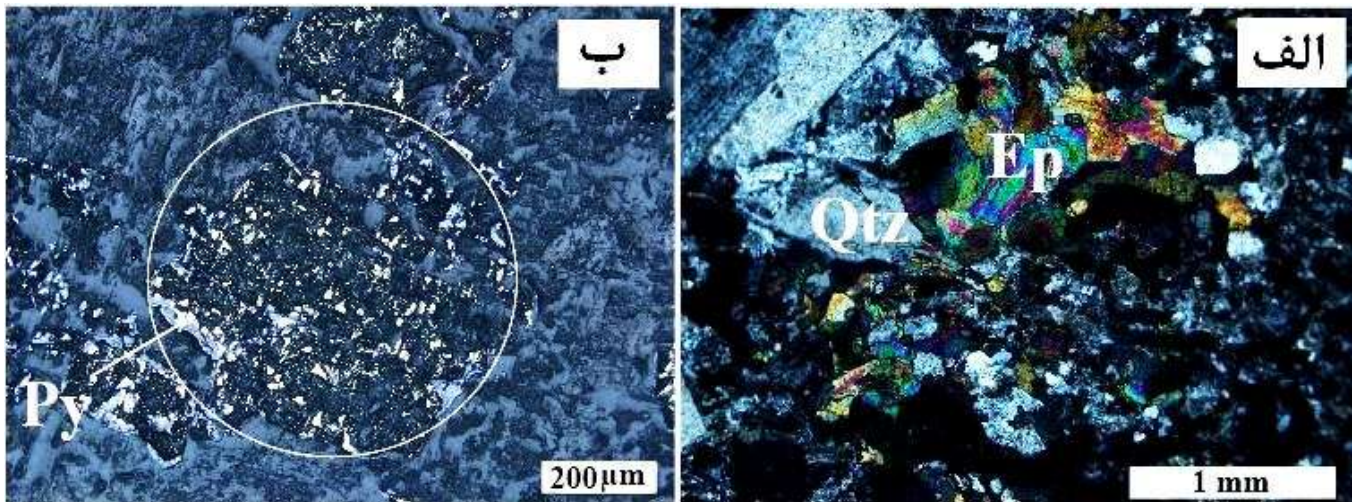
در نمونه دستی دارای بافت دانه متوسط تا دانه ریز بوده و به رنگ کرمی مایل به صورتی است. در نمونه میکروسکوپی دارای بافت پورفیروئیدی و از مجموعه کانی‌های اصلی ارتوکلاز، پیروکسن، فرعی پلاژیوکلاز، کوارتز، اسفن، بیوتیت، آپاتیت، کانی‌های کدر و ثانویه اکتینولیت و کلریت تشکیل شده است (شکل ۳-۸). رگه‌های ثانویه حاوی کلسیت و کانی‌های کدر از این توده عبور کرده‌اند.



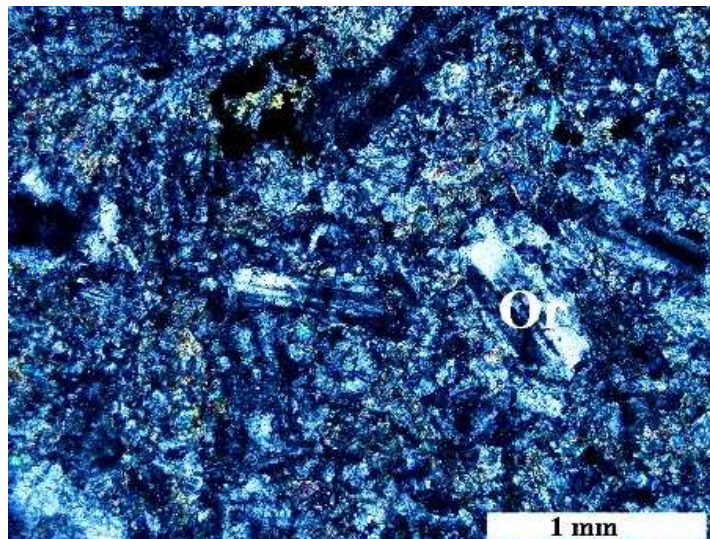
شکل ۳-۵- تصویری از توده سینیتی با بافت دانه متوسط که متحمل دگرسانی فیلیک شده است.



شکل ۳-۶- تصویر میکروسکوپی توده سینیتی a_2 که تحت تأثیر دگرسانی فیلیک قرار گرفته و در آن شواهدی از سریسیتی شدن آلكالی فلدسپارها و نفوذ رگه‌های کوارتز - سریسیتی مشاهده می‌شود (XPL).



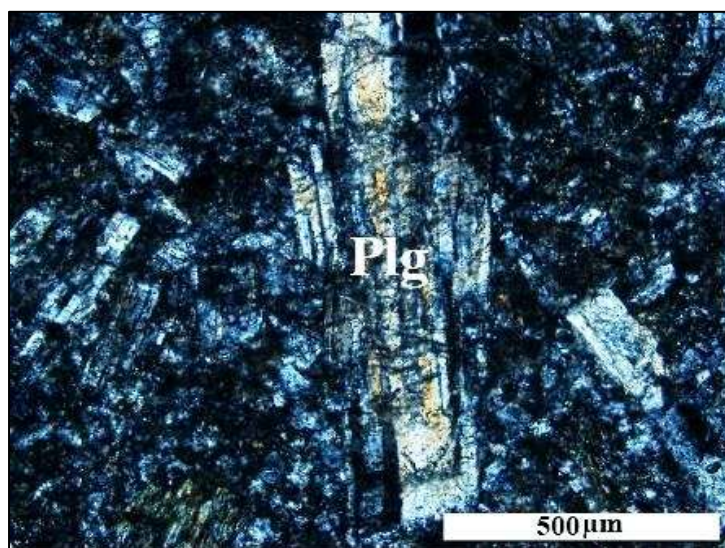
شکل ۳-۷- الف) تصویر میکروسکوپی رگه‌های کوارتز- اپیدوتی که تحت تأثیر دگرسانی فیلیک از توده سینیتی عبور کرده‌اند (XPL). ب) تصویر میکروسکوپی کانی‌های پیریت و گوتیت در نور انعکاسی که تحت تأثیر دگرسانی فیلیک در زمینه پیروکسن تشکیل شده‌اند (PPL).



شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی توده سینیتی a_3 با بافت پورفیروئیدی که در آن درشت‌بلورهای ارتوکلاز به چشم می‌خورند (XPL).

ارتوکلاز به صورت بلورهای بی‌شکل با اندازه تقریبی حدود $0/6$ تا $0/8$ میلیمتر مشاهده می‌شود (شکل ۳-۸). این کانی به طور گسترده‌ای کائولینیتی شده و دارای ادخالهایی از آپاتیت و بیوتیت می‌باشد (رابطه ۳-۸).

پلاژیوکلاز به صورت بلورهای خودشکل با اندازه تقریبی حدود ۰/۸ تا ۱ میلیمتر مشاهده می‌شود و دارای منطقه‌بندی می‌باشد (شکل ۳-۹). بر اساس شلی^۵ (۱۹۹۳) ساختمان منطقه‌ای در پلاژیوکلازها نشان‌دهنده کند بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور است و با توجه به اینکه در پلاژیوکلاز نسبت Al به Si مرتباً تغییر می‌کند، پلاژیوکلاز به راحتی با ماده مذاب واکنش نمی‌دهد، در نتیجه تغییرات تدریجی که مربوط به تبلور غیر تعادلی اما موضعی است، باعث ایجاد منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها می‌شود. در حالت طبیعی در ماگمای داغ، پلاژیوکلازها به گونه‌ای متبلور می‌شوند که در قسمت مرکز کلسیک‌تر و در حاشیه سدیک‌تر هستند. در نتیجه منطقه‌بندی عادی نشان می‌دهند.



شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلاز که دارای منطقه‌بندی می‌باشد و در آن ادخال‌هایی از اسفن مشاهده می‌شود (XPL).

پیروکسن از سازنده‌های اصلی توده سینیتی a₃ می‌باشد که در اثر دگرسانی تنها بقایایی از آن باقی مانده و تحت تأثیر دگرسانی به اکتینولیت تبدیل شده است.

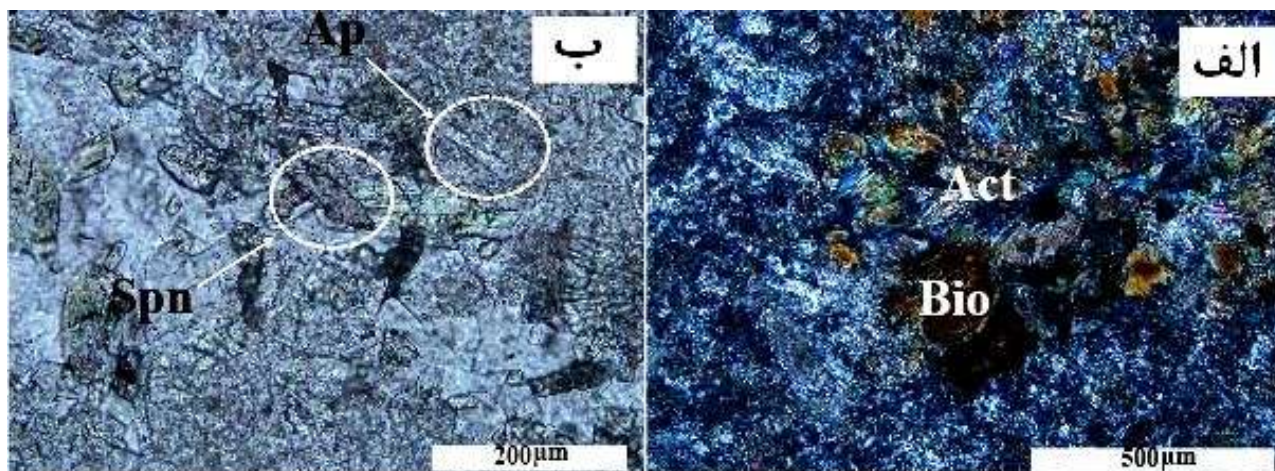
بیوتیت با چندرنگی قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره به صورت بلورهای با تجمعات شعاعی و اندازه تقریبی ۰/۳ تا ۰/۵ میلیمتر تحت تأثیر دگرسانی در امتداد رخ به کلریت تبدیل شده است (شکل ۳-۱۰- الف).

⁵ - Shelly

اکتینولیت به عنوان محصول دگرسانی پسرونده به صورت تجمعاتی شعاعی در زمینه توده مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۰-الف).

اسفن از سازنده‌های فرعی توده سینیتی a_3 است و به صورت بلورهای گوه‌ای در زمینه توده مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۰-ب).

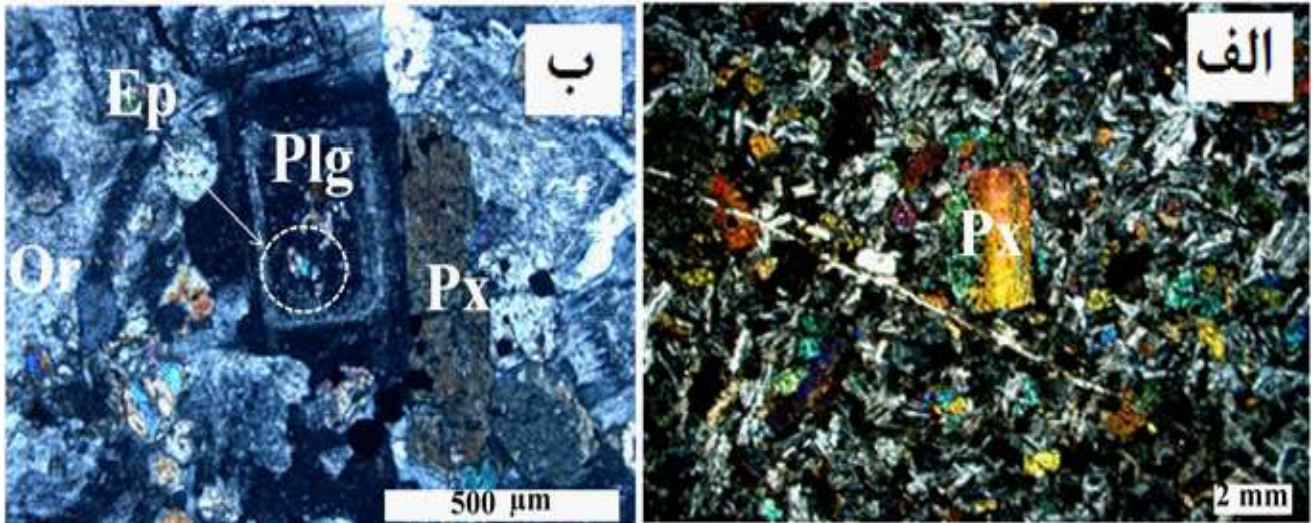
آپاتیت از دیگر سازنده فرعی به صورت بلورهای منشوری کشیده در زمینه توده مشاهده می‌شود (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۱۰-الف) تصویر میکروسکوپی تجمعات شعاعی اکتینولیت که از دگرسانی پیروکسن و بیوتیت تشکیل شده‌اند (XPL). ب) تصویر میکروسکوپی بلورهای گوه‌ای اسفن که به وفور در زمینه توده سینیتی a_3 مشاهده می‌شوند (PPL).

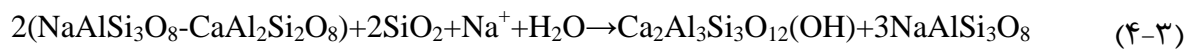
۳-۲-۳- واحدهای دیوریتی b و c

این واحد از چند توده نفوذی دیوریتی کوچک با وسعت متفاوت تشکیل شده است. توده‌های دیوریتی b_1 - b_2 - b_3 در بخش A کانسار) و دو توده C_1 و C_2 در بخش B کانسار با روند تقریبی شمالی- جنوبی واقع شده‌اند (شکل ۳-۱). این توده‌ها بر حسب فاصله از ماده معدنی از انواع نسبتاً سالم تا انواع به شدت دگرسان تغییر می‌نمایند. به عنوان مثال از توده b_1 به سمت b_3 شدت دگرسانی افزایش یافته و تقریباً هیچ اثری از کانی‌های اولیه باقی نمانده است. در این مبحث ابتدا خصوصیات پتروگرافی و کانی شناسی



شکل ۳-۱۱-الف) تصویر میکروسکوپی توده دیوریتی C_2 با بافت گرانولار که در آن درشت بلورهای پیروکسن، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز به چشم می‌خورند (XPL). ب) تصویر میکروسکوپی توده دیوریتی b_1 که در مرکز آن پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی با ادخال اپیدوت مشاهده می‌شود (XPL).

بر اساس میر و هملی^۶ (۱۹۶۷) و بومن و همکاران^۷ (۱۹۸۷)، وجود اپیدوت‌های ثانویه در هسته برخی از پلاژیوکلازها می‌تواند در اثر تخریب پلاژیوکلازهای با محتوای Ca بالا باشد (شکل ۳-۱۱-ب).

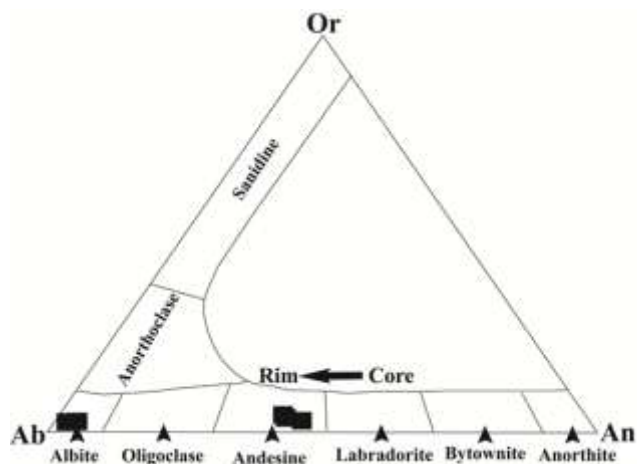


پلاژیوکلاز کوارتز اپیدوت آلبیت

تعداد ۵ نقطه از پلاژیوکلازهای موجود در توده بزرگتر این واحد دیوریتی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته که نتایج آن در جدول ۳-۲ آمده است. بر اساس نمودار سه‌تایی آلبیت-آنورتیت-ارتوکلاز دارای ترکیب آندزین قرار می‌گیرد. همچنین این کانی در حاشیه به آلبیت ختم می‌شود (شکل ۳-۱۲). همچنین تعداد سه نقطه از یک کانی پلاژیوکلاز واقع در توده دیوریتی b_1 مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته که نتایج آن در جدول ۳-۳ است. ترکیب این کانی بر اساس نمودار سه‌تایی آلبیت-آنورتیت-ارتوکلاز در محدوده $\text{Ab}_{69}\text{An}_{28}\text{Or}_4$ قرار می‌گیرد. ترکیب پلاژیوکلازها در این واحد از آندزین سدیک تا الیگوکلاز سدیک تغییر می‌کند (شکل ۳-۱۳). روند افزایش محتوای آلبیت از مرکز به سمت حاشیه کانی حاکی از آلبیتی شدن

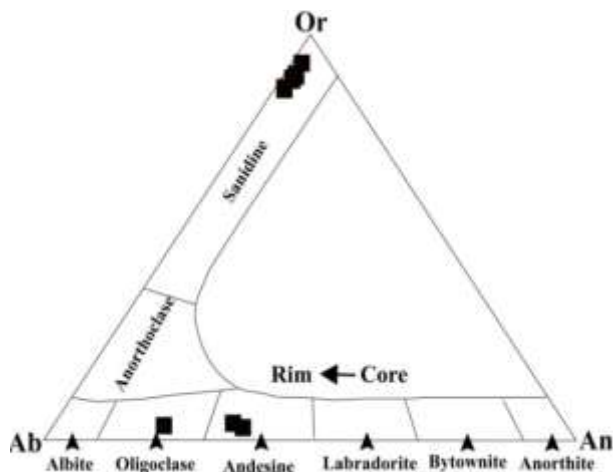
^۶ -Meyer & Hemely

^۷ - Bowman et al



شکل ۳-۱۲- نمودار سه تایی Ab-An-Or و ترکیب فلدسپار موجود در واحد دیوریتی c (واقع در بخش B کانسار). بر اساس این نمودار، نقاط تجزیه شده در پلاژیوکلاز دارای موقعیت ترکیبی $Ab_{73}An_{28}O_{25}$ می‌باشند.

ترکیب نقاط تجزیه شده بر اساس نمودار سه تایی آل بیت- آنورتیت- ارتوکلاز، محدوده ترکیبی آلکالی فلدسپارها $Ab_5An_1Or_{94}$ می‌باشد. ترکیب فلدسپارهای آلکالی عمدتاً میکروکلین می‌باشد (شکل‌های ۳-۱۳ و ۳-۱۴- الف).



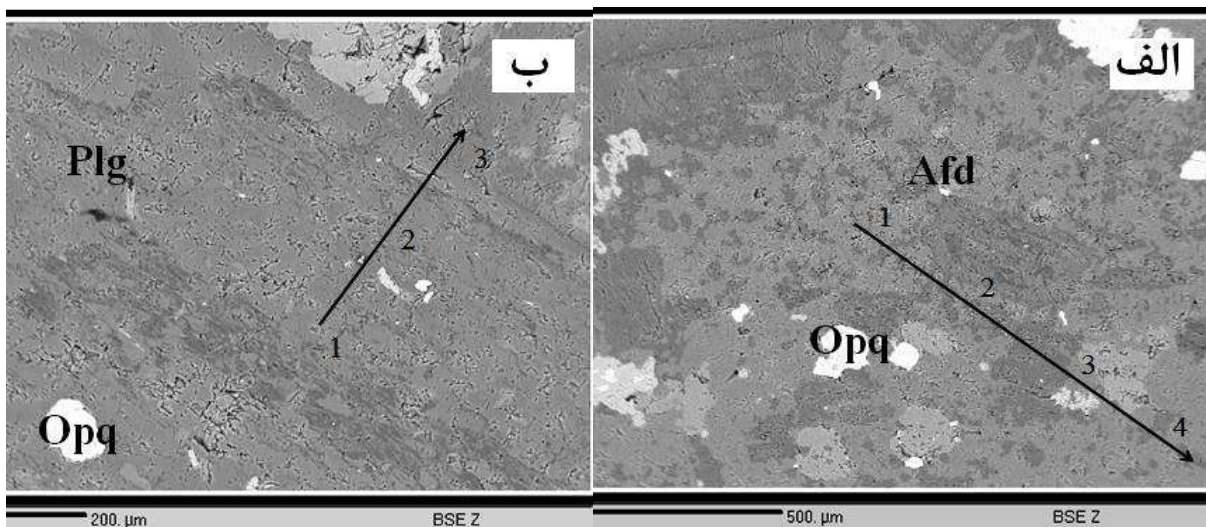
شکل ۳-۱۳- موقعیت ترکیبی آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلازهای تجزیه شده در توده دیوریتی b_1 واقع در بخش A کانسار در نمودار سه تایی Ab-An-Or. بر اساس این نمودار، نقاط تجزیه شده در پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار به ترتیب محدوده ترکیبی $Ab_{69}An_{28}Or_4$ و $Ab_5An_1Or_{94}$ را نشان می‌دهند.

کانی‌شناسی عضو نهایی پتاسیم‌فلدسپار وابسته به درجه حرارت تشکیل و ساختار فلدسپار می‌باشد (کوداهی و همکاران^۹، ۲۰۰۰).

جدول ۳-۲- نتایج تجزیه شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در توده دیوریتی c₂.

Diorite c2					
Core to Rim					
	P11	P12	P13	P14	P15
S.N #	1	2	3	4	5
SiO₂	58.42	59.14	57.17	67.18	67.24
TiO₂	0.05	0.04	0.03	0	0.01
Al₂O₃	25.45	26.46	27.7	20.32	20.47
FeO	0.21	0.3	0.29	0.11	0.13
MgO	0.03	0	0.22	0.01	0.03
CaO	7.89	7.67	8.21	0.64	0.59
Na₂O	6.18	5.85	5.18	12.34	12.41
K₂O	0.54	0.51	0.38	0.05	0.07
Sum	98.77	99.97	99.18	100.65	100.95
Si	2.36	2.36	2.3	2.66	2.66
Al	1.37	1.41	1.48	1.07	1.08
Fe	0.01	0.02	0.02	0	0.01
Mg	0	0	0.01	0	0
Ca	0.63	0.61	0.66	0.05	0.04
Na	1	0.93	0.83	1.96	1.96
K	0.08	0.08	0.06	0	0.01
Total	5.48	5.43	5.39	5.77	5.78
Feldspar end members %W (On the basis of 80)					
Or	5.06	5	3.93	0.39	0.54
Ab	57.94	57.38	53.59	97.08	97.14
An	36.99	37.61	42.47	2.51	2.3

⁹ - Cudahy et al



شکل ۳-۱۴- الف) تصویر BSE پتاسیم فلدسپار که مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته و در آن ادخال‌هایی از کانی‌های کدر مشاهده می‌شود. ب) تصویر BSE پلاژیوکلاز که مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته و دارای ادخال‌هایی از کانی‌های کدر می‌باشد (دارای حاشیه با محتوای آلیت بالاتر و رنگ روشن‌تر نسبت به مرکز کانی).

پیروکسن به صورت بلورهای پهن و کوتاه و مقاطع عرضی هشت‌گوش با چند رنگی سبز روشن تا سبز تیره دارای اندازه تقریبی حدود ۰/۵ تا ۱/۵ میلیمتر می‌باشد و تقریباً ۸ تا ۱۲٪ کل سنگ را تشکیل می‌دهد. همچنین ادخال‌هایی از آپاتیت و اسفن در زمینه آن مشاهده می‌شود و به نظر می‌رسد که از حاشیه تبدیل به اسفن شده باشد (شکل‌های ۳-۱۵- الف و ب). تعداد دو نقطه از انواع ثانویه این کانی در توده دیوریتی کوچکتر و ۷ نقطه از پیروکسن‌های موجود در توده بزرگتر مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته که نتایج آن در جدول ۳-۴ آمده است. پیروکسن تجزیه شده در تصاویر BSE از حاشیه به اکتینولیت تبدیل شده و ادخال‌هایی از آپاتیت و کانی‌های کدر در آن مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۶ و ۳-۱۷- الف و ب). تعداد دو نقطه از یک کانی پیروکسن موجود در توده دیوریتی b₁ مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته است که نتایج آن در جدول ۳-۳ آمده است. ترکیب کلینوپيروکسن‌های تجزیه شده در نمودار سه

تایی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت (موریموتو و همکاران^۱، ۱۹۸۸) دارای محدود تقریبی

می باشد که ترکیب دیوپسیدی این پیروکسن ها را نشان می دهد (شکل ۳-۱۸).

جدول ۳-۳- نتایج تجزیه شیمیایی فلدسپارهای موجود در توده دیوریتی b₁ واقع در بخش A کانسار

Diorite A							
Core to rim							
Comment	K1	K2	K3	K4	Pl5	Pl6	Pl7
X	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	64.86	63.75	66.30	67.05	59.53	59.28	62.74
Al ₂ O ₃	18.41	18.37	18.88	19.31	25.70	24.98	22.95
CaO	0.00	0.12	0.00	0.21	7.42	7.26	4.54
Na ₂ O	0.72	0.92	0.66	1.18	7.55	7.24	9.24
K ₂ O	16.46	15.34	14.27	13.13	0.46	0.53	0.39
Total	100.55	98.66	100.54	100.98	100.95	99.59	100.14
Si	2.99	2.98	3.01	3.01	2.64	2.66	2.78
Al	1.00	1.01	1.01	1.02	1.34	1.32	1.20
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.35	0.35	0.22
Na	0.06	0.08	0.06	0.10	0.65	0.63	0.79
K	0.97	0.92	0.83	0.75	0.03	0.03	0.02
components	Feldspar end members %W (On the basis of 8 O)						
Anorthite	0.00	0.60	0.00	1.17	34.30	34.58	20.92
Albite	6.23	8.31	6.57	11.88	63.16	62.41	76.95
K feldspar	93.77	91.09	93.43	86.96	2.54	3.01	2.14

۳-۲-۱- شیمی پیروکسن

طبقه بندی پیروکسن ها با توجه به قرارگیری کاتیون ها در مکان M₁ و M₂ صورت می گیرد و در طبقه

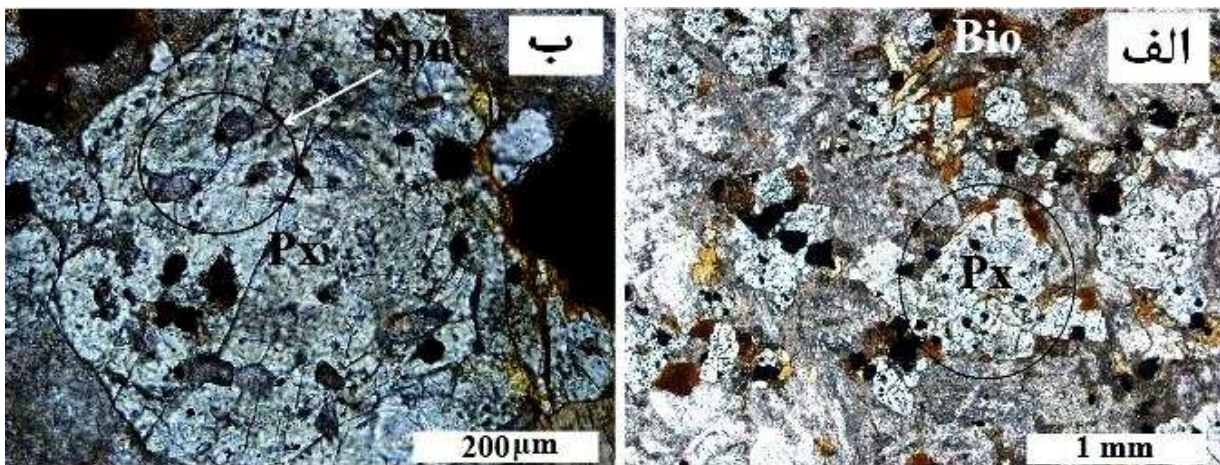
بندی گسترده ای به ۴ گروه:

۱- پیروکسن های (Quad) Ca-Mg-Fe

۲- پیروکسن‌های Ca-Na؛

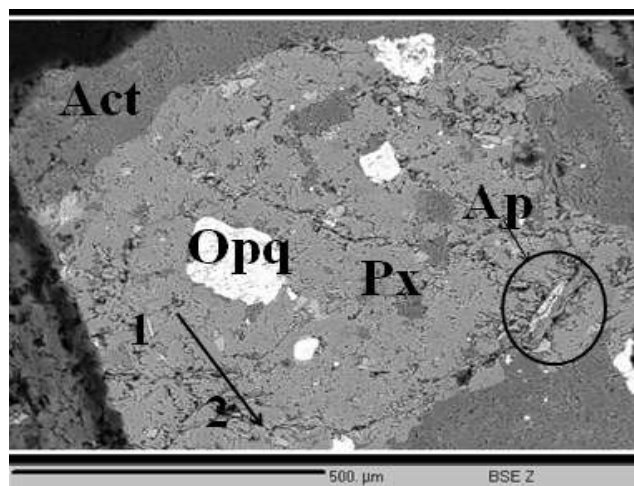
۳ - پیروکسن‌های Na و دیگر پیروکسن‌ها (other) تقسیم بندی می‌شوند (موریموتو و همکاران^{۱۱}، ۱۹۸۸).

کلینوپیروکسن واحد دیوریتی دارای ترکیب میانگین $Wo_{39}-En_{41}-Fs_{20}$ می‌باشند (جدول ۳-۴). در نمودار سه‌تایی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸) نیز کلینوپیروکسن‌های موجود در واحدهای C_1 و C_2 به ترتیب در محدوده اوژیت غنی از منیزیم و اوژیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۱۸).

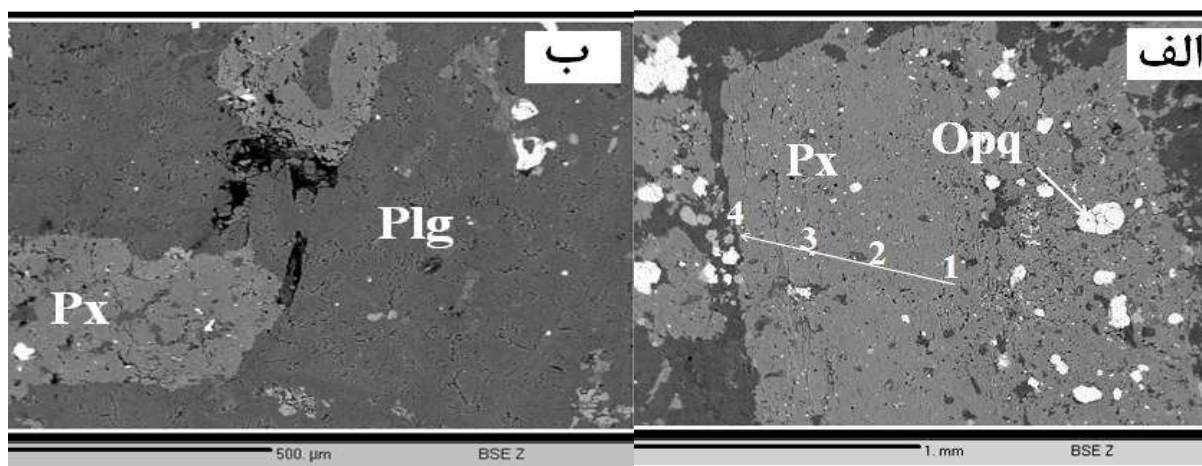


شکل ۳-۱۵- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی پیروکسن که از حاشیه به بیوتیت تبدیل شده و دارای ادخال‌هایی از اسفن می‌باشد (PPL).

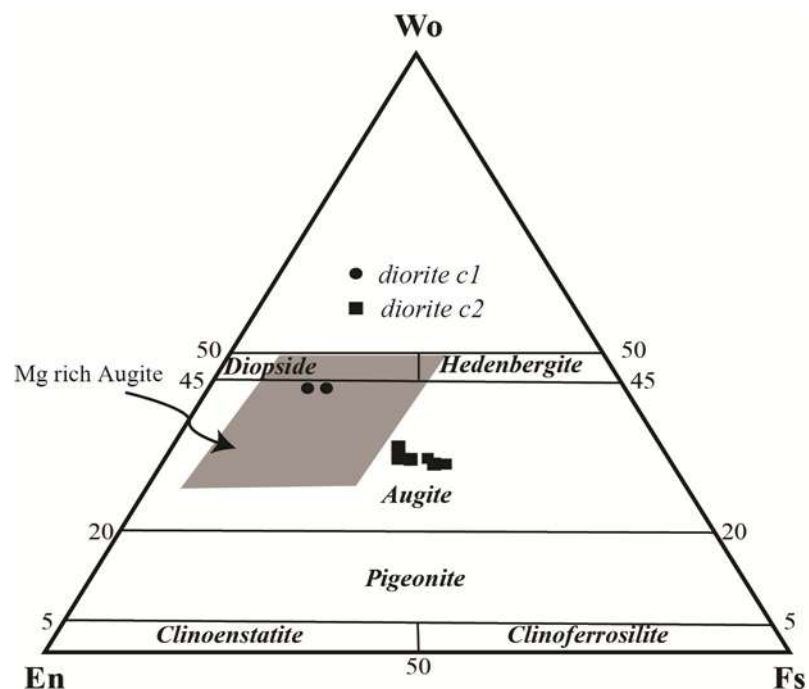
1- Morimoto et al



شکل ۳-۱۶- تصویر BSE مربوط به پیروکسن تجزیه شده توده دیوریتی b_2 که از حاشیه به اکتینولیت تبدیل شده و دارای ادخال‌هایی از آپاتیت و کانی‌های کدر می‌باشد.



شکل ۳-۱۷- الف و ب) تصاویر BSE پیروکسن‌هایی که از مرکز به حاشیه مورد تجزیه شیمیایی فرار گرفته شده است. ادخال‌هایی از کانی‌های کدر نیز در آنها مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۱۸ - موقعیت ترکیبی نقاط تجزیه شده پیروکسن در واحدهای C₁ و C₂ بر روی نمودار سه تایی ولاستونیت-انستاتیت- فروسیلیت (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸).

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمایی سازنده آنهاست و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در مورد سری ماگمایی و محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها در اختیار قرار دهد.

در ترکیب شیمیایی پیروکسن، فراوانی عناصری مانند Na، Al، Ti و Cr و به ویژه Si نشانگر ماهیت و محیط تکتونیکی تشکیل دهنده آنهاست (لتیریر و همکاران^{۱۲}، ۱۹۸۲؛ لی باس^{۱۳}، ۱۹۶۲؛ سان و برتراند^۳، ۱۹۹۱). لی باس (۱۹۶۲) عقیده دارد که مقادیر Si، Al و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه آلکالینیته بستگی داشته و با استفاده از این مشخصه، سری های ماگمایی از هم قابل تفکیک هستند.

^{۱۲}- Leterrier et al

^{۱۳} - Le Bas

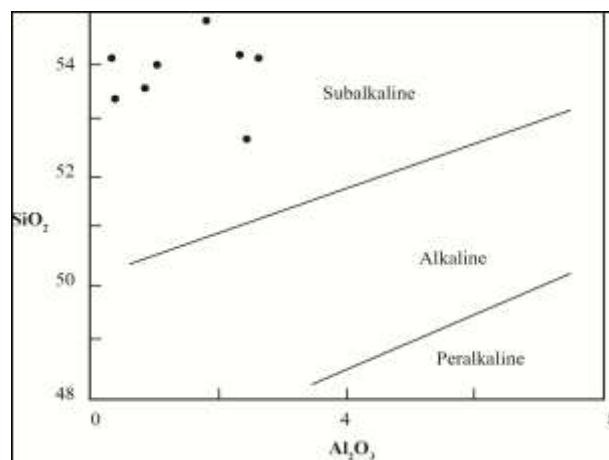
3- Sun & Bertrand

جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی پیروکسن‌های موجود در واحد دیوریتی c واقع در بخش B کانسار.

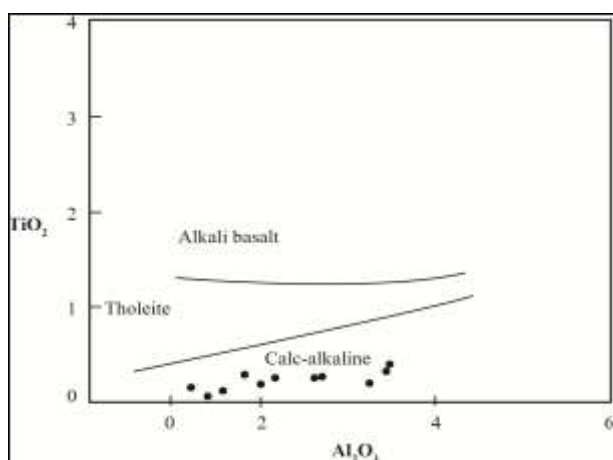
S.N #	Diorite b ₁		Diorite c ₁		Diorite c ₂						
	Core to Rim		Core to Rim		Core to Rim				Core to Rim		
	Px1	Px2	Px6	Px7	Px1	Px2	Px3	Px4	Px5	Px6	Px7
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	53.7	54.52	54.36	53.97	55.27	55.68	54.57	54.51	56.53	55.74	52.88
TiO ₂	0.02	0.06	0.18	0.21	0.23	0.22	0.16	0.38	0.26	0.07	0.33
Al ₂ O ₃	0.48	0.32	1.23	0.99	2.06	1.37	2.71	2.99	2	0.66	2.97
FeO	5.89	5.69	5.35	5.78	8.79	8.35	8.42	7.54	6.86	9.29	5.76
MnO	0.67	0.92	0.39	0	0.01	0	0	0.11	0	0	0
MgO	14.8	14.96	15.71	14.96	14.17	14.82	13.87	13.96	14.97	12.86	15.47
CaO	22.5	21.61	21.43	21.74	18.32	18.27	18.19	18.41	18.57	19.61	19.46
Na ₂ O	0	0.33	0.4	0.39	0.62	0.57	0.5	0.48	0.6	0.33	0.16
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0	0.02	0	0.01	0.01
Total	98.1	98.42	99.06	98.06	99.48	99.29	98.42	98.4	99.79	98.57	97.04
Si	2.01	2.03	2	2.01	2.03	2.04	2.02	2.01	2.04	2.07	1.97
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0
Al	0.02	0.01	0.05	0.04	0.08	0.05	0.11	0.13	0.08	0.02	0.13
Fe ²⁺	0.18	0.17	0.16	0.18	0.27	0.25	0.26	0.23	0.2	0.28	0.18
Mn	0.02	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.82	0.83	0.86	0.83	0.77	0.81	0.76	0.76	0.8	0.71	0.86
Ca	0.9	0.86	0.84	0.86	0.72	0.71	0.72	0.72	0.72	0.78	0.77
Na	0	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.01
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	3.97	3.97	3.97	3.97	3.93	3.93	3.93	3.92	3.92	3.91	3.95
Pyroxene end members %W (On the basis of 6O)											
En	0.41	0.42	0.44	0.42	0.39	0.41	0.39	0.39	0.41	0.35	0.43
Fs	0.12	0.13	0.11	0.13	0.23	0.22	0.23	0.23	0.22	0.26	0.16
Wo	0.45	0.44	0.43	0.44	0.37	0.36	0.36	0.37	0.36	0.38	0.39

وی با استفاده از مقادیر SiO₂ و Al₂O₃ در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، سری‌های ماگمایی پرآلکان، آلکان و ساب آلکان را از هم متمایز نموده است (شکل ۳-۱۹ الف). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه در مقایسه با انواع موجود در سنگ‌های آلکان از Si غنی‌تر هستند و در محدوده ساب‌آلکان قرار می‌گیرند.

الف



ب

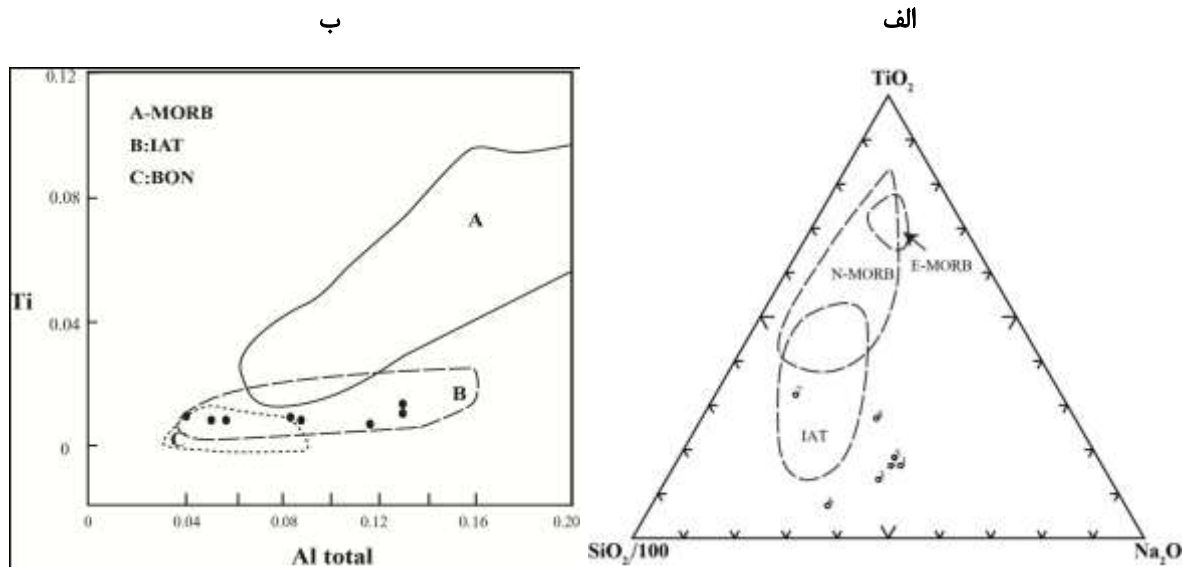


شکل ۳-۱۹- تعیین سری ماگمایی نمونه‌های دیوریتی با استفاده از ترکیب شیمی پیروکسن. الف) نمودار SiO_2 در مقابل Al_2O_3 و ب) TiO_2 در مقابل Al_2O_3 . هر دو نمودار از لی باس (۱۹۶۲) اقتباس شده است.

همچنین با توجه به شکل ۳-۱۹ ب اکثر نمونه‌ها به دلیل کمبود TiO_2 ، از قلمرو سنگ‌های آکالن دور شده و اکثراً در محدوده سنگ‌های کالک‌آکالن واقع شده‌اند (لی باس، ۱۹۶۲). بالا بودن میزان SiO_2 نمونه‌ها از یک سو (شکل ۳-۲۰ الف) و پایین بودن میزان Ti در فرمول ساختمانی پیروکسن‌های مورد مطالعه (شکل ۳-۲۰ ب) و از سوی دیگر ویژگی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین کمان‌های آتشفشانی را تداعی می‌کند (بکالوا و همکاران^۴، ۱۹۸۹).

۳-۲-۳- تعیین شاخص‌های فیزیکوشیمیایی

ترکیب کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین ارتباط ارتباط مستقیم با ترکیب ماگمایی مولد سازنده آنها دارد. بنابراین با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها می‌توان به ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر نمونه‌ها نظیر فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن ماگما پرداخت.



شکل ۳-۲۰- الف) و ب) نمودارهای سه متغیره TiO_2 - Na_2O - SiO_2 و Ti در برابر Al کل برای تعیین موقعیت تکتونیکی واحد دیوریتی با استفاده از شیمی پیروکسن. هر دو نمودار از بکالوا و همکاران (۱۹۸۹) اقتباس شده است.

۳-۲-۳-۱- دماسنجی و فشارسنجی

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها ابزار مهمی برای سنجش دما و فشار در سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود. به خصوص هنگامی که دو نوع پیروکسن یعنی ارتوپيروکسن فقیر از کلسیم و کلینوپيروکسن غنی از کلسیم با هم همزیست باشند. برای بررسی دمای تشکیل پیروکسن‌ها از شاخص‌های XPT و YPT که بر اساس روابط زیر محاسبه می‌شوند (سوسو^{۱۴}، ۱۹۹۷) استفاده شده است.

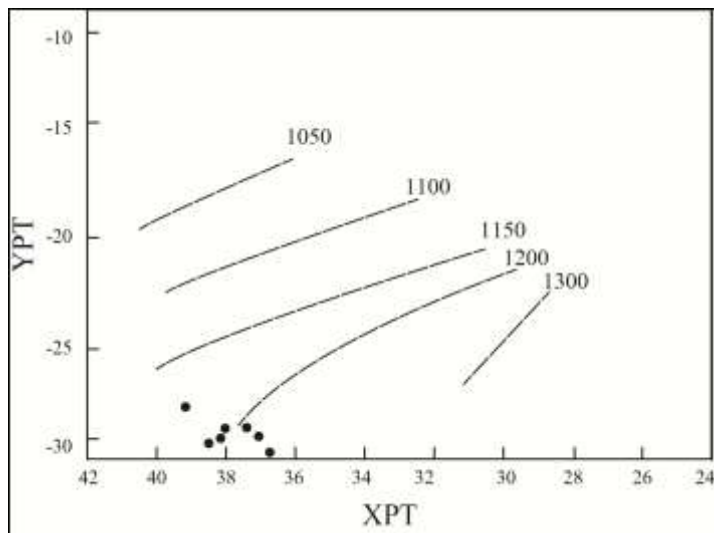
$$XpT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO^{(tot)} - 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO - 0.446 Na_2O$$

$$YpT = -0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2 - 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO^{(tot)} + 0.235 MnO - 0.516 MgO - 0.167 CaO - 0.153 Na_2O$$

طبق این روش دمای تشکیل کلینوپيروکسن‌ها در واحد دیوریتی حدوداً ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد به دست می‌آید (شکل ۳-۲۰ الف). به منظور تعیین فشار با استفاده از نمودار سوسو (۱۹۹۷) و با استفاده

¹⁴ - Soesoo

از مقادیر XPT و YPT مطابق شکل ۳-۲۱، میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن در این دیوریتها حدود ۸ تا ۱۰ کیلو بار برآورد می‌شود.



شکل ۳-۲۱-الف) تعیین دمای پیروکسن با استفاده از روش سوسو (۱۹۹۷).

۳-۲-۳-۲- تخمین فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب و بلور دارد (فرانس و همکاران^{۱۵}، ۲۰۱۰) و عامل موثری در کنترل فرآیندهای ماگمایی است (کرس و کارمیشل^{۱۶}، ۲۰۰۵؛ کلینس و همکاران^{۱۷}، ۱۹۸۳؛ مورتی^{۱۸}، ۱۹۷۱؛ اتونلو و همکاران^{۱۹}، ۲۰۰۱؛ بچارنیکو و همکاران^{۲۰}، ۲۰۰۵) و بر توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته تأثیر گذار است.

¹⁵ - France et al

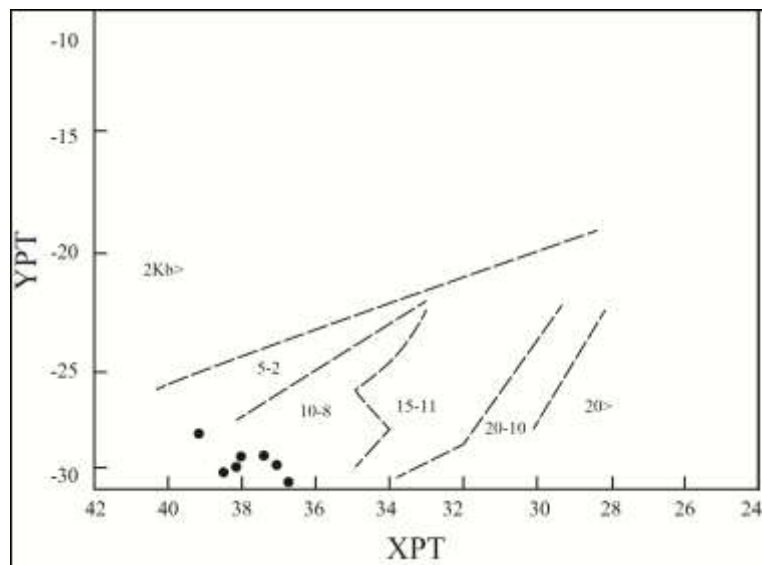
¹⁶ - Kress & Carmichael

³ - Kilinc et al

⁴ - Moretti

¹⁹ - Ottonello

⁶ - Botcharnikov et al

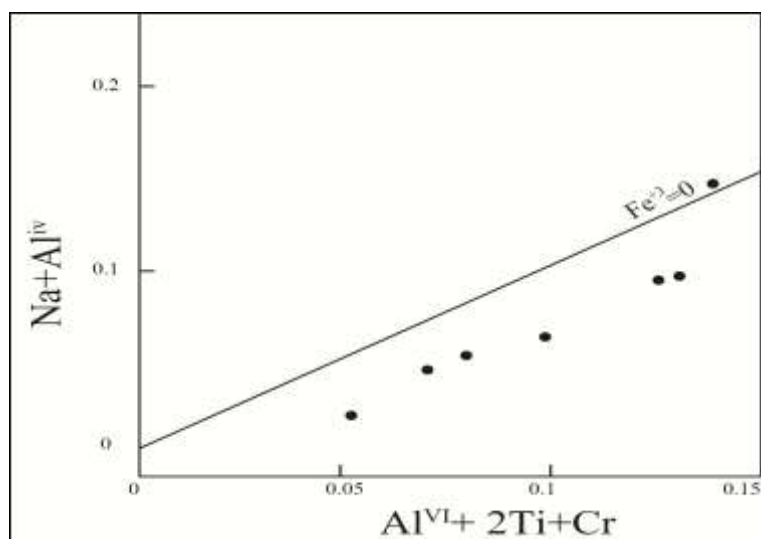


شکل ۳-۲۱- ب) تعیین فشار تبلور پیروکسن با استفاده از نمودار سوسو (۱۹۹۷).

به کمک نمودار مجموع $2\text{Ti} + \text{Cr} + \text{Al}^{\text{VI}}$ در برابر $\text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}}$ (شویتزر و همکاران^{۲۱}، ۱۹۷۹) که خود تابعی از میزان آهن ۳ ظرفیتی پیروکسن هاست، می توان میزان فوگاسیته اکسیژن را بدست آورد. این نمودار بر اساس موازنه Al موجود در موقعیت تتراهدری با Al و Cr^{3+} در موقعیت اکتاهدري تنظیم شده است. در ترکیب پیروکسن ها عنصر Fe^{3+} می تواند جانشین عنصر ۳ ظرفیتی مانند Al^{VI} ، Ti و Cr در موقعیت هشت وجهی شود، بنابراین فراوانی Fe^{3+} در پیروکسن ها بستگی به میزان Al^{VI} دارد و به عبارت دیگر، تابع موازنه آلومینیوم در موقعیت چهار وجهی و هشت وجهی است. بنابراین هر چه Al بیشتری وارد موقعیت چهار وجهی شود، امکان ورود عناصر ۳ ظرفیتی دیگر به جز آلومینیوم، مانند Fe^{3+} به موقعیت هشت وجهی فراهم تر می شود. بدین صورت که نمونه هایی که در بالای خط $\text{Fe}^{3+}=0$ قرار گرفته اند، پیروکسن هایی هستند که در فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده اند و نمونه هایی که در پایین این خط قرار

²¹ - Schewitzer et al
8- Papike & Cameron

گرفته‌اند نشانگر فوگاسیته اکسیژن پایین هستند و در عین حال (پاپیک و کامرون^۸، ۱۹۸۱) به فاصله نمونه‌ها از خط Fe^{3+} اشاره کرده و یادآور شده‌اند که هر چه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد مقدار فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر بوده است. همانطور که در شکل ۳-۲۲ مشاهده می‌شود، پیروکسن‌ها در دیوریت‌های مورد مطالعه زیر خط $Fe^{3+}=0$ قرار گرفته‌اند. این وضعیت نشان می‌دهد که پیروکسن‌ها در فوگاسیته اکسیژن پایین متبلور شده‌اند.

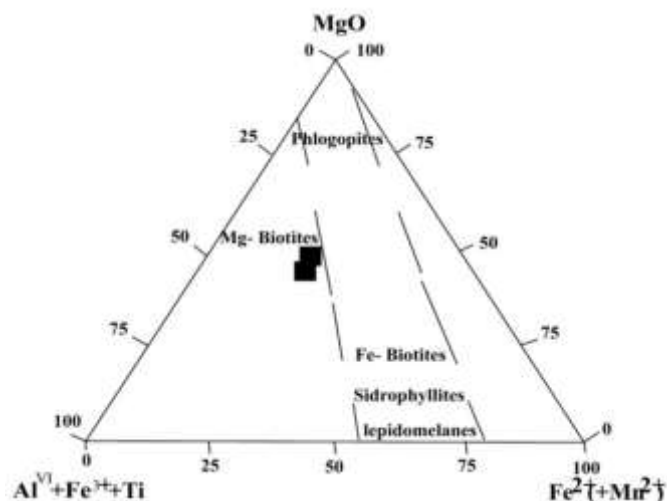


شکل ۳-۲۲- تخمین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن (شوینزر و همکاران، ۱۹۷۹).

هورنبلند با ماکل دوتایی به عنوان سازنده فرعی تشکیل‌دهنده سنگ به صورت بلورهای خودشکل با مقطع عرضی شش گوش و چند رنگی سبز کم‌رنگ تا سبز مایل به آبی می‌باشد. این کانی با اندازه تقریبی حدود ۱ تا ۱/۵ میلیمتر تقریباً ۲ تا ۳٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانی در حاشیه و در امتداد سطوح رخ به اکتینولیت و کلریت تبدیل شده است.

بیوتیت در نمونه‌های سالم به صورت اولیه در زمینه این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. این کانی با چندرنگی قهوه‌ای دارای اندازه تقریبی ۰/۵ میلیمتر تقریباً کمتر از ۵٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. تعداد دو نقطه از

بیوتیت‌ها مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند که نتایج آن در جدول ۳-۵ آمده است. ترکیب این بیوتیت‌ها بر اساس نمودار سه‌تایی MgO - $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti-Fe^{2+}(+Mn^{2+})$ در محدوده بیوتیت‌های غنی از منیزیم قرار می‌گیرند (شکل ۳-۲۳).



شکل ۳-۲۳ - موقعیت ترکیبی نقاط تجزیه شده بیوتیت بر روی نمودار سه‌تایی MgO - $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti-Fe^{2+}(+Mn^{2+})$. بر اساس این نمودار نقاط تجزیه شده بیوتیت بر روی بیوتیت‌های غنی از منیزیم قرار می‌گیرد (فوستر، ۱۹۶۰؛ یاووز، ۲۰۰۳).

همچنین بر اساس نمودار سه‌تایی $10TiO_2-MgO-MgO+FeO_t$ در محدوده بیوتیت‌های اولیه و بر اساس نمودار سه‌تایی $MgO-FeO-Al_2O_3$ جایگاه‌های تکتونیکی - ماگمایی در محدوده کالک آلکان کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل‌های ۳-۲۴، ۳-۲۵ و ۳-۲۶).

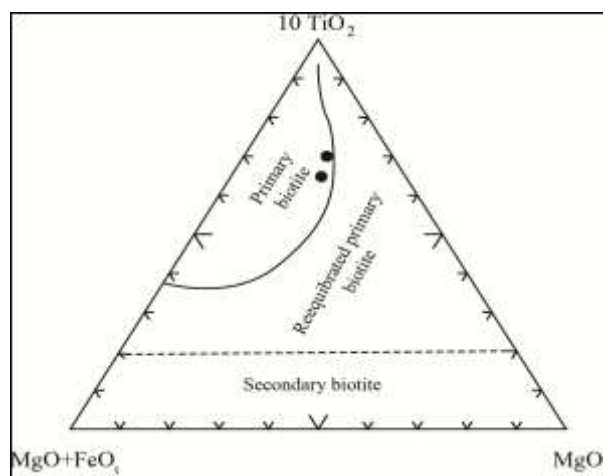
در برخی مقاطع بیوتیت‌ها به طور بخشی کلریتی شده و پرهنیت به صورت ادخال‌های عدسی شکل به موازات سطوح رخ تشکیل می‌شود. پرهنیت فیلوسیلیکات کلسیم و آلومینیوم با فرمول شیمیایی

²² - Foster, 1960; Yavuz, 2003

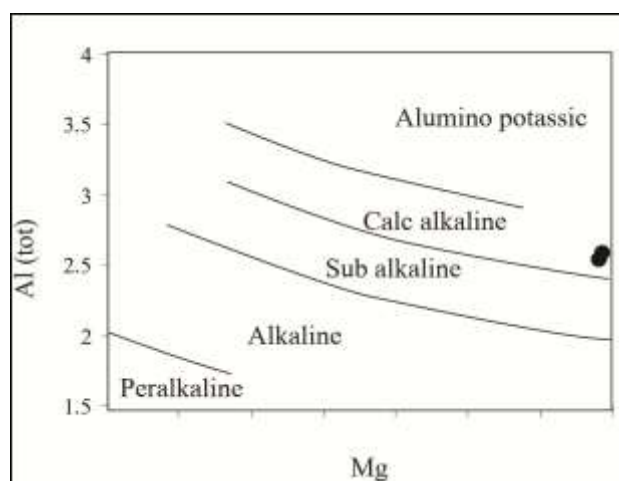
2- Nachit, 1986

3- Abdel- rahman, 1994

$\text{Ca}_2\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ دارای سری رنگهای تداخلی سری دوم تا سوم می‌باشد. لی^{۲۳} (۱۹۷۱) نشان داد که پره‌نیت در محدوده پایداری حرارتی بالا به طور تقریبی ۳۹۳ تا ۴۰۳ درجه سانتیگراد (بین ۳ تا ۵ کیلو بار $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$) تشکیل می‌شود.

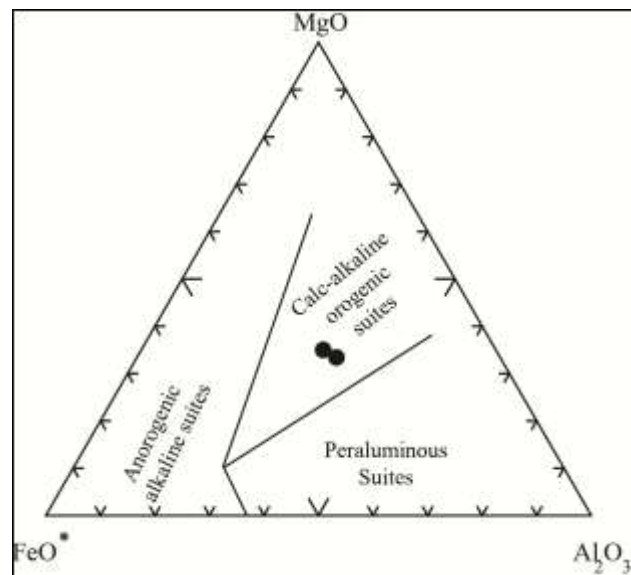


شکل ۳-۲۴- نمودار سه‌تایی $10\text{TiO}_2\text{-MgO-MgO+FeO}$ متمایز کننده بیوتیت‌های اولیه و ثانویه (ناشیت^۲، ۱۹۸۶).



شکل ۳-۲۵- شیمی بیوتیت‌های موجود در واحد دیوریتی جهت تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدها. این نمودار تلفیقی از داده‌های ناشیت و همکاران (۱۹۸۵) و عبدالرحمان (۱۹۹۴) می‌باشد. بر اساس تعداد اتم‌ها بر واحد فرمولی.

²³ - Lee



شکل ۳-۲۶- نمودار تعیین محیط تکتونیکی گرانیت‌ها با استفاده از اکسیدهای Al_2O_3 , MgO و FeO^* موجود در ساختمان بیوتیت (عبدالرحمن، ۱۹۹۴). این نمودار برای بیوتیت‌ها اولیه در دیوریت لجنه ترسیم شده است.

در برخی مقاطع بیوتیت‌ها به طور بخشی کلریتی شده و پرهنیت به صورت ادخال‌های عدسی شکل به موازات سطوح رخ تشکیل می‌شود.

پرهنیت فیلوسیلیکات کلسیم و آلومینیوم با فرمول شیمیایی $Ca_2Al(OH)_2(AlSi_3O_{10})$ دارای سری رنگهای تداخلی سری دوم تا سوم می‌باشد. لی^{۲۴} (۱۹۷۱) نشان داد که پرهنیت در محدوده پایداری حرارتی بالا به طور تقریبی ۳۹۳ تا ۴۰۳ درجه سانتیگراد (بین ۳ تا ۵ کیلو بار P_{H_2O}) تشکیل می‌شود. کانی‌های کدر به صورت بلورهای نامنظم و بی‌شکل به صورت ادخال در پیروکسن قرار دارند. تعداد سه نقطه از این کانی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته که نتایج آن در جدول ۳-۶ آمده است.

بر اساس نمودار سه‌تایی $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ دو نقطه دارای ترکیب منیتیت بوده و یک نقطه ترکیب ایلمنیت را نشان می‌دهد (شکل ۳-۲۷). منیتیت و ایلمنیت با هم بافت ناآمیختگی نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۸). به طوری که با کاهش فوگاسیته اکسیژن و سرد شدن منیتیت‌هایی که در دمای بالا تشکیل

²⁴ - Lee

شده‌اند تعادل مجدد ترکیبی- بافتی سبب ایجاد بافت ناآمیختگی یا در هم رشدی می‌شود. بر اساس مکاران^{۲۵} (۲۰۰۰) به نظر می‌رسد که فاز تیتانیوم موجود در منیتیت خارج و در ایلمنیت‌ها بر جای گذاشته می‌شود در حالی که محتوای هماتیت ایلمنیت‌ها کاهش یافته و به FeTiO_3 نزدیک‌تر شده‌اند. در این حالت تیغه‌های ایلمنیت در زمینه منیتیت بافت در هم رشدی نشان می‌دهند.

آپاتیت با مقطع طولی کشیده و عرضی شش گوش به عنوان یکی از فازهای فرعی تشکیل دهنده این توده بوده و بیشتر به صورت ادخال در زمینه پیروکسن و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. این کانی با داشتن رنگ‌های تداخلی پایین و برجستگی نسبتاً بالا از سازنده‌های فرعی تشکیل دهنده سنگ می‌باشد.

اسفن به صورت بلورهای بی‌شکل و کوچک به رنگ قهوه‌ای تیره با برجستگی بالا و اندازه تقریبی حدود ۰/۲ تا ۰/۴ میلیمتر تقریباً ۱ تا ۲٪ کل سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانی بیشتر اطراف بلورهای پیروکسن تشکیل شده است (شکل ۳-۶-ث). این کانی دارای فرمول ساختمانی CaTiSiO_5 می‌باشد و توسط پارامترهای وسیعی از قبیل فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و فوگاسیته آب کنترل می‌شود (فراست^{۲۶} و همکاران، ۲۰۰۰؛ هارلو^{۲۷} و همکاران، ۲۰۰۶).

اسکاپولیت به صورت کانی ثانویه در توده دیوریتی C_2 مشاهده می‌شود. در خیلی از نهشته‌های اسکارنی به طور واضحی در ارتباط با فرآیندهای متاسوماتیسم مجاورتی که همراه با جایگزینی، سردشدن و تبلور توده نفوذی بوده است (اینودی، ۱۹۸۱). بیرفرنژانس سریه‌های دوم و سوم در کانی اسکاپولیت حاکی از میونیت بودن آنهاست.

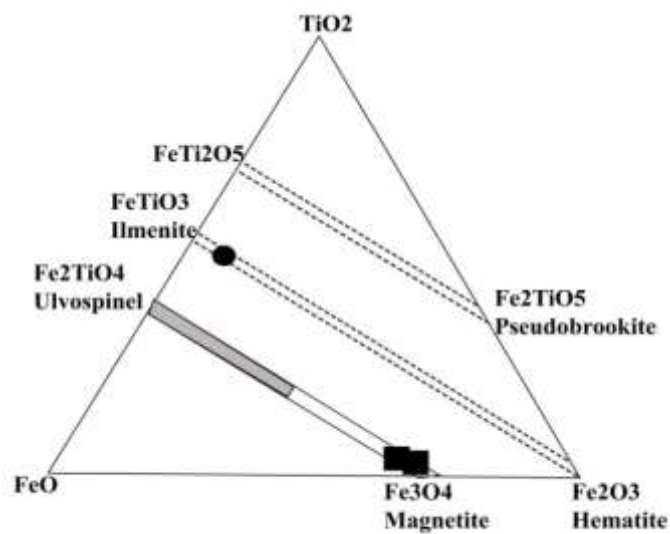
²⁵ - Mckenroel

²⁶ -Frost et al

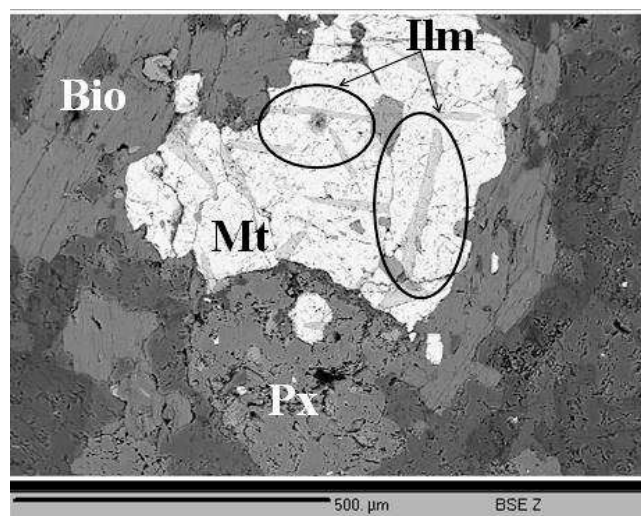
²⁷ - Harlov et al

جدول ۳-۵- نتایج تجزیه شیمیایی بیوتیت‌های موجود در توده دیوریتی C₂ واقع در بخش B کانسار.

Diorite C2		
SiO ₂	38.34	37.85
TiO ₂	5.66	5.51
Al ₂ O ₃	16.08	14.51
FeO	12.28	13.59
MnO	0.00	0.32
MgO	15.40	15.30
CaO	0.18	0.24
Na ₂ O	0.24	0.34
K ₂ O	10.35	10.45
H ₂ O	2.21	1.98
Total	100.74	100.09
Si	5.48	5.50
Al ^{iv}	2.52	2.49
Al ^{vi}	0.19	0.00
Ti	0.61	0.60
Cr	0.00	0.00
Fe	1.47	1.65
Mn	0.00	0.04
Mg	3.28	3.32
Ca	0.03	0.04
Na	0.07	0.10
K	1.89	1.94
OH*	4.00	4.00
Al total	2.71	2.49
Fe/Fe+Mg	0.31	0.33
Mn/Mn+Fe	0.00	0.02
Mg-Li	3.28	3.32
Fe+Mn+Ti-		
AlVI	1.89	2.29



شکل ۳-۲۷- موقعیت کانی‌های کدر موجود در توده دیوریتی C₂ بر اساس نمودار سه‌تایی FeO-Fe₂O₃-TiO₂. بر اساس این نمودار کانی‌های کدر تجزیه شده در محدوده منیتیت و ایلمنیت قرار می‌گیرند (موناستریو^{۲۸}، ۱۹۹۶). ■: منیتیت ●: ایلمنیت



شکل ۳-۲۸- تصویر BSE منیتیت‌های تجزیه شده که در آن تیغه‌هایی از ایلمنیت مشاهده می‌شود و با هم بافت در هم رشدی نشان می‌دهند.

جدول ۳-۶- نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های کدر موجود در توده دیوریتی C₂ واقع در بخش B کانسار.

Fe Oxides (Diorite c2)			
S.N #	8	9	10
SiO ₂	0.05	0.1	0.14
TiO ₂	0.56	0.56	53.72
Al ₂ O ₃	1.4	0.65	0
FeO	91.63	90.95	42.89
MnO	0.03	0	1.31
MgO	0.36	0	0.04
Fe ₂ O ₃ wt. %	66.82	66.12	0
FeO wt. %	31.5	31.45	47.09
Total:	100.74	98.89	97.71
End members %W			
Ti	0.01	0	1.04
Fe ⁺³	1.9	1.92	0
Fe ⁺²	0.99	1.02	1.01

همچنین نتایج تجزیه شیمیایی ۲ نقطه از اسکاپولیت‌های موجود در این توده دیوریتی میونیتی بودن ترکیب آنها را ثابت می‌کند (جدول ۳-۷). وجود اسکاپولیت‌های غنی از Ca نشانگر تشکیل این کانی در درجه حرارت‌های ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد است (موچر و اسن^{۲۹}، ۱۹۹۰). منشاء و چگونگی تشکیل اسکاپولیت از دیرباز مورد بحث محققین مختلفی قرار داشته است. به طوریکه بعضی از آنها تشکیل اسکاپولیت در سنگهای کالک سیلیکاته را به مکانیسم نسبتاً ساده ای که طی آن پلاژیوکلاز و کلسیت در واکنش شرکت می‌نمایند نسبت داده‌اند (اوتردام و گانتز^{۳۰}، ۱۹۸۳؛ موچر و اسن، ۱۹۹۰). برخی دیگر از محققین (ونکو و بیشاب^۳، ۱۹۸۲؛ اون و گرینف^{۳۱}، ۱۹۹۹) منشاء اسکاپولیت موجود در اطراف توده های نفوذی را به حضور سیالات مشتق شده از لایه های تبخیری در سنگهای میزبان نسبت می‌دهند. به

²⁹ - Moecher & Essene

³⁰ - Oterdoom & Gunter

³ = Vanko & Bishop

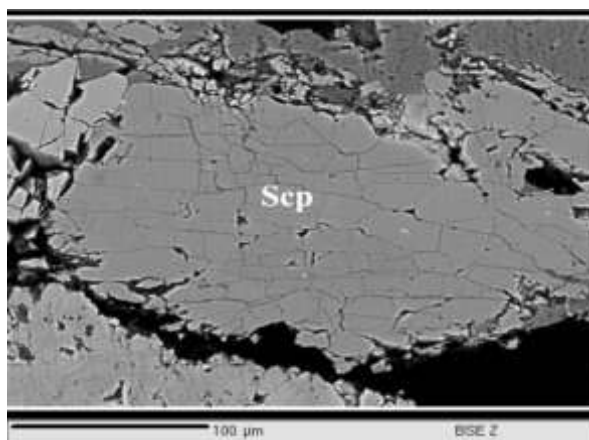
³¹ - Owen & Greenough

عنوان مثال نقش فازهای سیال حاوی NaCl در تشکیل اسکاپولیت حائز اهمیت بوده و واکنش زیر برای تشکیل این کانی پیشنهاد می‌گردد:

(۷-۳)



Me : میونیت Ma : ماریالیت



شکل ۳-۲۹- تصویر BSE اسکاپولیت‌های موجود در توده دیوریتی C₂.

توده دیوریتی C₁ به صورت آپوفیزی در قسمت جنوبی بخش B کانسار واقع شده است (شکل ۳-۱). این سنگها در صحرا به رنگ خاکستری مایل به سبز بوده و در آن بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به سختی در آن قابل مشاهده‌اند. در سطح این واحد سنگی نوارهایی سبز رنگ به پهنای حدود ۲ سانتیمتر از گارنت مشاهده می‌شود. کانی‌های گارنت گرمابی، پیروکسن، اپیدوت، اسفن و کلریت تحت تأثیر گسترش درون‌اسکارن در توده نفوذی تشکیل شده‌اند. همچنین رگچه‌های کوچکی از اپیدوت، کانی‌های کدر و نیز رگچه‌های کوچکی حاوی کلسیت ثانویه در زمینه توده نفوذی مشاهده می‌شود به طوری که تمام زمینه سنگ کلسیتی شده است.

تعداد ۸ نقطه از یکی از این گارنت‌ها مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته است. بر اساس نمودار سه‌تایی آندرادیت-گروسولار-پیرالسپیت ترکیب این گارنت در محدوده $Gr_{58-89}Ad_{11-42}Py_{0-15}$ قرار می‌گیرد یعنی از قطب انتهایی گروسولار غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد (به فصل چهارم مراجعه شود).


جدول ۳-۷- نتایج تجزیه شیمیایی دو نقطه از اسکاپولیت‌های موجود در توده دیوریتی c2.

Diorite c2								
Core to Rim								
S.N #	MgO	CaO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Total
18	0.05	26.53	0.21	0.01	24.91	44.86	0	96.87
19	0	26.64	0	0.07	24.08	43.92	0.01	94.72


پیروکسن به صورت پورفیروبل‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار به رنگ سبز کم رنگ و اندازه تقریبی ۲ میلیمتر مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۳-۲۹-الف، ب و پ). این کانی از حاشیه و در امتداد سطوح رخ تبدیل به اسفن‌های کوچک و بی‌شکل شده است (شکل ۳-۲۹-ت). پیروکسن‌های موجود در این نمونه نیز ترکیب متفاوتی نسبت به نمونه‌های سالم نشان می‌دهد به گونه‌ای که در نمودار سه‌تایی انستاتیت-فورستريت-ولاستونیت پیروکسن‌ها در قلمرو دیوپسید قرار گرفته و دارای ترکیب میانگین $En_{42}Fs_{13}Wo_{45}$ می‌باشند (به فصل چهارم مراجعه شود).

در شمالی‌ترین بخش از رخنمون توده دیوریتی C₂ واقع در قسمت میانی بخش B کانسار، حفاری‌هایی تا عمق ۳۰ متری از سطح زمین انجام شده است. مطالعه مغزه‌های حفاری شده حاکی از آنست که دگرسانی سنگهای آذرین نفوذی تا این عمق ادامه دارد (شکل‌های ۳-۳۰ و ۳-۳۱).


Depth	Geology	Rock type
3.5	Ore body	
6	Altered intrusive body	
7	Ore body	
9	Altered intrusive body	
10	Ore body	
17.8	Marble	
19	Mn bearing ore	
20.5	Hematite- Siderite dominated ore	
23.8	Brecciated Marble	
27.2	Altered diorite-body	
30	Marble	




Ore



Altered diorite



Brecciated limestone

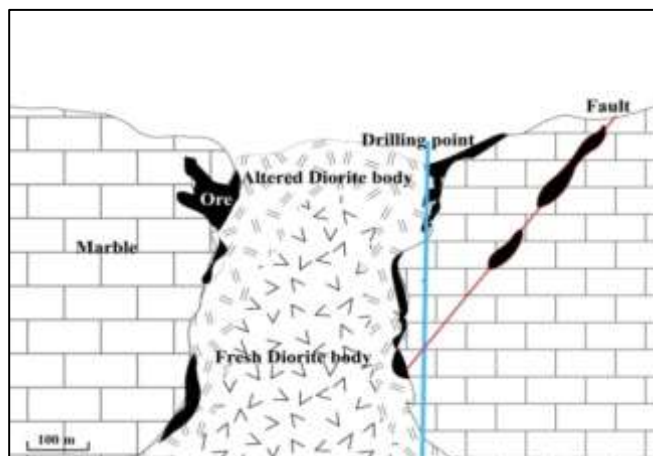


Limestone

شکل ۳-۳۰- تصاویر مغزه‌های برداشت شده و واحدهای سنگی شناسایی شده در بخش B کانسار بر حسب عمق.

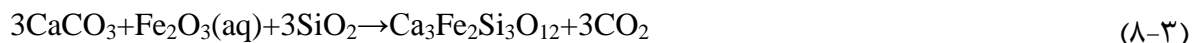
وجود کلینوپيروكسن‌های با تركيب ديوپسید با گارنت‌های گرانديت نزدیک به قطب گروسولار هم‌زیست است. در مرحله متاسوماتیسم مجاورتی بعد از دگرگونی ایزوشیمیایی رخساره دیوریت در اثر جذب کلسیم از حاشیه تبدیل به درون‌اسکارن می‌شود. اسکارن‌های پیش‌رونده در درجه حرارت‌های ۴۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد، $X_{CO_2}=0.01$ و فشار ۱ کیلو بار با غنی‌شدگی فاز سیال از H_2O توسط مجموعه درون‌اسکارنی گروسولار و پیروکسن‌های دیوپسید- هیدنبرژیت جانشین توده دیوریتی می‌شوند (مینرت، ۱۹۹۲؛ مینرت و همکاران، ۲۰۰۵). داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی گارنت و کلینوپيروكسن در دیوریت‌های این بخش از کانسار، ویژگی اسکارن‌های نوع احیایی را نشان می‌دهد. فرآیند تراوش مهم‌ترین مکانیزم تشکیل درون‌اسکارن در این بخش از کانسار می‌باشد. این

فرآیند در اثر چرخش سیالات در طول مجاورت دیوریت و اسکارن رخ می‌دهد. وجود اپیدوت در مجموعه درون اسکارن وابسته به فشار بخشی CO_2 می‌باشد.



شکل ۳-۳۱- تصویر شماتیکی از توده نفوذی، و سنگهای میزبان که بر اساس مطالعه مغزه‌های حفاری شده در بخش B کانسار ترسیم شده است.

توده دیوریتی b_3 که به صورت آپوفیزی در قسمت فوقانی توده دیوریتی b_2 واقع شده است دارای بیشترین دگرسانی می‌باشد (شکل ۳-۱). این سنگها در نمونه دستی دارای بافت دانه متوسط به رنگ خاکستری روشن مایل به سفید می‌باشد (شکل ۳-۳۲). در بخشی از زمینه آن دانه های گارنت قهوه‌ای روشن تمرکز یافته‌اند. در نمونه میکروسکوپی به علت شدت دگرسانی تنها کانی‌های گارنت و اکتینولیت ثانویه در زمینه سنگ دگرسان شده باقی مانده و هیچ کانی کدری در آن مشاهده نمی‌شود. گارنت موجود در توده دیوریتی b_2 به صورت بلورهای ایزوتروپ بی‌شکل با برجستگی بالا به رنگ قهوه‌ای مایل به سبز و با شکستگی‌های فراوان می‌باشد که در بخشی از سنگ تجمع یافته است. بر اساس دیر و همکاران (۱۹۸۲)، گارنت‌های ثانویه با عبور سیالات گرمایی کانه‌دار از میزبان کربناته، طبق واکنش زیر تشکیل می‌شوند:



دی‌اکسیدکربن گارنت سیلیس اکسید آهن کربنات کلسیم

این واکنش در نزدیکی مجاورت توده نفوذی و سنگ میزبان رخ داده است.

گارنت‌های موجود در دیوریت b_3 در زیر میکروسکوپ، قهوه‌ای روشن مایل به سبز بوده و حتی نسبت به گارنت‌های موجود در توده b_2 درشت‌تر می‌باشند (شکل‌های ۳-۳۳- الف و ب). بر اساس اینودی^{۳۲} (۱۹۸۱)؛ اینودی و آتکینسون^۲ (۱۹۷۸) به نظر می‌رسد که به علت دور بودن از ماده معدنی و نیز تراوش سیالات با سرعت و حجم بالا و فوق اشباع از Ca، Fe، Mg و Al گارنت‌های مایل به سبز و تقریباً درشت تشکیل شده‌اند.

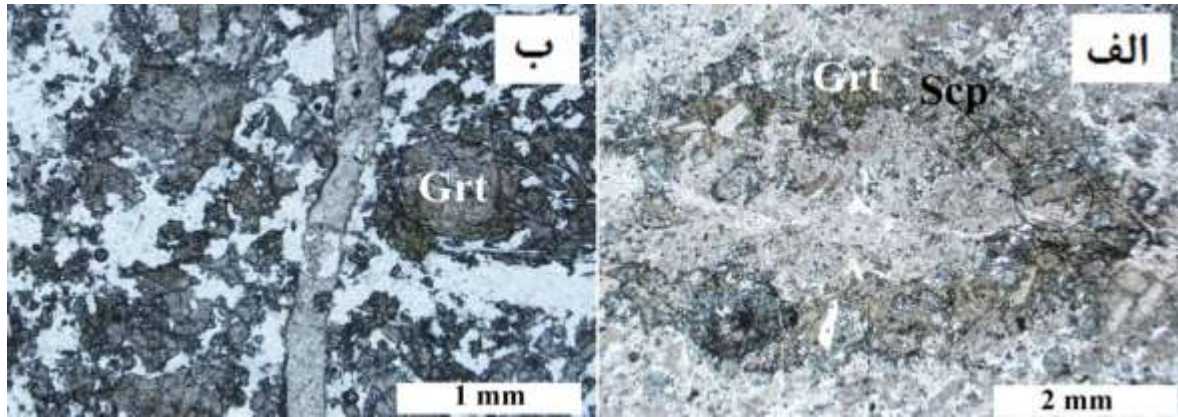


شکل ۳-۳۲- تصویری از توده دیوریتی b_3 که در اثر دگرسانی به رنگ سفید چرک تبدیل شده است.

³² - Einaudi

2- Einaudi & Atkinson

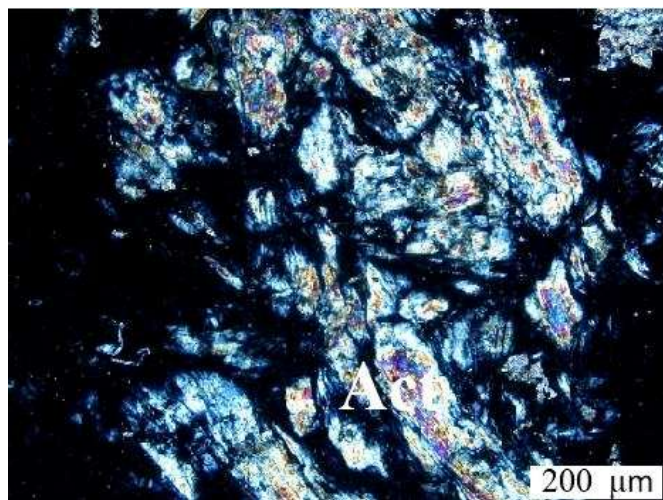
اکتینولیت با منشأ ثانویه به صورت تجمعات دسته جارویی دارای رنگ تداخلی بنفش- قهوه‌ای می‌باشد. این کانی غالباً از دگرسانی پیروکسن‌های موجود در توده دیوریتی تشکیل شده است (شکل ۳-۳۴).



شکل ۳-۳۳- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی تزریق پاکتی از گارنت در اثر گسترش درون‌اسکارن در توده‌های دیوریتی b₂ و b₃ (PPL).

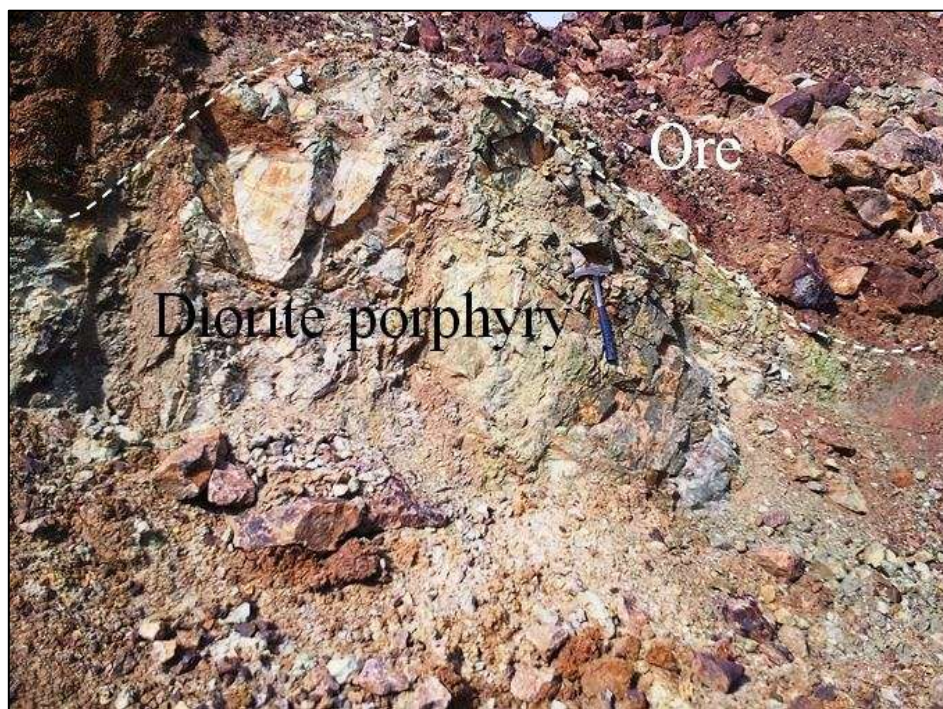
۳-۲-۴- واحد دیوریت پورفیری d

این واحد نفوذی در بخش C کانسار رخنمون داشته و تقریباً دارای روند شمالی- جنوبی می‌باشد (شکل ۳-۱). با نزدیک شدن به ماده معدنی، توده‌ها دانه ریزتر، از مقدار کانی‌های کدر کاسته شده و دگرسانی افزایش می‌یابد.



شکل ۳-۳۴- تصویر میکروسکوپی اکتینولیت‌های منشوری که طی گسترش درون‌اسکارن در توده دیوریتی b₃ مشاهده می‌شوند (XPL).

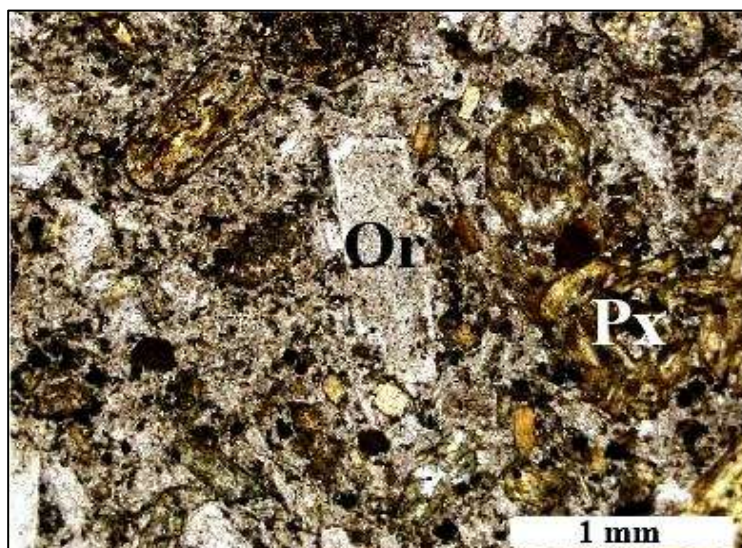
دگرسانی پروپیلیتیک، مهم‌ترین دگرسانی مشاهده شده در دیوریت‌های ساب‌ولکانیک این بخش از کانسار است. دگرسانی پروپیلیتیک معمولاً خارجی‌ترین هاله دگرسانی را تشکیل می‌دهد به طوری که از داخل به سمت خارج با مجموعه کانی‌شناسی غنی از اکتینولیت تا غنی از اپیدوت دیده می‌شود. این سنگها در نمونه دستی دارای بافت دانه متوسط تا دانه ریز به رنگ خاکستری مایل به سبز می‌باشد که در آن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به وضوح قابل مشاهده‌اند (شکل‌های ۳-۳۵ و ۳-۳۶). این بخش از توده دانه ریزتر از سایر نقاط نمونه‌برداری شده است. در زیر میکروسکوپ دارای بافت پورفیروئیدی بوده و از مجموعه کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، فرعی هورنبلند، آپاتیت، کانی‌های کدر، کوارتز و ثانویه پلاژیوکلاز آلبیتی، اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، پرهنیت، اسفن و کلریت تشکیل شده است. رگچه‌های ثانویه کلسیتی فراوان از توده عبور کرده است (شکل ۳-۳۷).



شکل ۳-۳۵- تصویری از توده دیوریت پورفیری در مرز زیرین ماده معدنی که متحمل دگرسانی پروپیلیتیک شده است.



شکل ۳-۳۶- تصویر از گسترش دگرسانی پروپیلیتیک در توده دیوریت پورفیری.



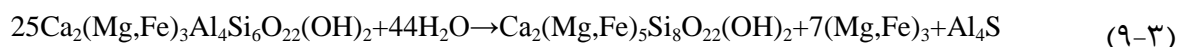
شکل ۳-۳۷- تصویر میکروسکوپی توده دیوریت پورفیری با بافت گرانولار که متحمل دگرسانی پروپیلیتیک شده و در آن درشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن مشاهده می‌شوند (XPL).

پلاژیوکلاز به صورت بلورهای خودشکل با ماکل پلی سنتتیک و پری کلین و اندازه تقریبی حدود ۰/۸ تا ۱/۲ میلیمتر تقریباً ۵۵ تا ۶۰٪ سنگ را تشکیل داده است. با نزدیک شدن به ماده معدنی، این کانی به شدت کلسیتی شده و نیز ادخال‌هایی از آپاتیت و بیوتیت در آن مشاهده می‌شود.

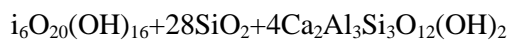
ارتوکلاز با بلورهایی نیمه‌شکلدار تا خودشکل دارای اندازه تقریبی ۰/۸ تا ۱ میلیمتر تقریباً ۲۰ تا ۲۵٪ سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانی به طور گسترده کائولینیتی شده است.

پیروکسن یکی از مجموعه کانی‌های اصلی توده بوده و در قسمت‌هایی منطقه‌بندی از خود نشان می‌دهد. این کانی با بلورهایی خود شکل دارای بافت غربالی و مقاطع عرضی شش گوش می‌باشد. پیروکسن‌ها دارای اندازه تقریبی حدود ۰/۶ تا ۱ میلیمتر بوده و تقریباً ۱۰ تا ۱۵٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانی در امتداد سطوح منطقه‌بندی به مجموعه کانیهای ثانویه شاخص دگرسانی پروپیلیتیک اکتینولیت، کلریت، کلسیت، اپیدوت تبدیل شده است و دارای ادخال‌هایی از آپاتیت می‌باشد (شکل ۳-۳۸-الف). دگرسانی در این کانی با نزدیک شدن به ماده معدنی به حداکثر رسیده تا جایی که با نزدیک شدن به ماده معدنی تنها مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه یاد شده در زمینه‌ای از پیروکسن مشاهده می‌شوند. دگرسانی در این کانی با نزدیک شدن به ماده معدنی به حداکثر رسیده تا جایی که با نزدیک شدن به ماده معدنی تنها مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه یاد شده در زمینه‌ای از پیروکسن مشاهده می‌شوند. بافت پسدمورف که یکی از شواهد دگرسانی است، نشانه انحلال کانی‌ها با ته‌نشینی کانی‌های جدید در قالب و شکل کانی قبلی می‌باشد.

هورنبلند به صورت بلورهای کشیده و مقاطع عرضی شش گوش دارای چندرنگی سبز تیره تا سبز روشن بوده و از اجزای فرعی سازنده توده‌های دیوریت پورفیری است. این کانی دارای اندازه تقریبی حدود ۱ تا ۱/۲ میلیمتر تقریباً ۳ تا ۴٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. بر اساس بست (۱۹۸۲)، از حاشیه و نیز در امتداد سطوح رخ و شکستگی تبدیل به کلسیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کانی‌های کدر و اسفن شده است (شکل ۳-۳۸-ب).



هورنبلند اکتینولیت



اپیدوت

بیوتیت به صورت با بلورهایی نیمه شکل دار تا خود شکل، دارای اندازه تقریبی ۷۵۰ تا ۱۰۰۰ μm بوده و تقریباً ۵ تا ۶٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. ادخال‌هایی از آپاتیت و کانی‌های کدر در این کانی مشاهده می‌شود. (۳-۳۹).

اکتینولیت با بلورهایی به رنگ سبز و تجمعات دسته جارویی و برجستگی پایین از دگرسانی کانی‌های پیروکسن، بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده است (شکل‌های ۳-۳۸-الف، ب و ۳-۳۹). این کانی در دگرسانی سدی-کلسیک ممکن است توسط واکنش سیالات خارجی با سیستم‌های گرمایی-ماگمایی تشکیل شود در حالی که در دگرسانی پروپلیتیک منطقه درونی (حرارت بالا) تشکیل می‌دهد. اسفن با بلورهای بی‌شکل به رنگ قهوه‌ای کوچک و برجستگی بالا از اجزای ثانویه تشکیل دهنده توده آندزیتی بوده که در امتداد سطوح رخ و شکستگی و نیز حاشیه کانی‌های پیروکسن و هورنبلند تحت تأثیر دگرسانی سدی-کلسیک تشکیل شده است.

اپیدوت از سازنده‌های ثانویه توده‌های دیوریت پورفیری بوده که تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتیک از به خرج از بین رفتن کانی‌های مافیک نظیر پیروکسن و هورنبلند تشکیل شده است (شکل‌های ۳-۳۸-الف و ب).

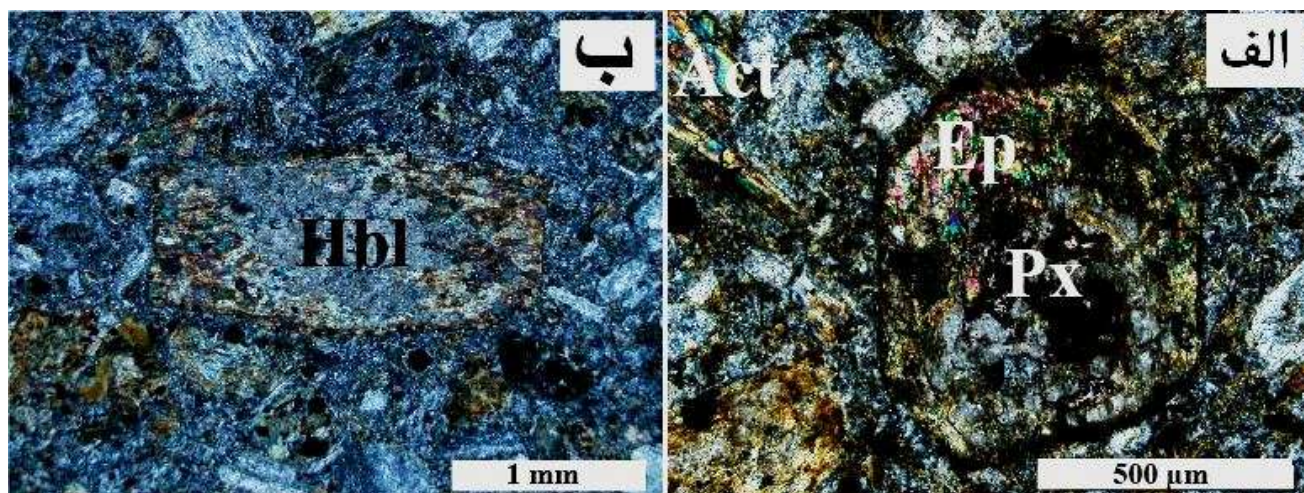
۳-۲-۵- واحد مونزودیوریتی e

این واحد در شمال غرب منطقه مورد مطالعه و به صورت توده‌هایی با اندازه‌های متفاوت در مرز زیرین میزبان کربناته و ماده معدنی رخنمون دارد (شکل ۳-۱). توده مونزودیوریتی e_1 به صورت نواری پهن

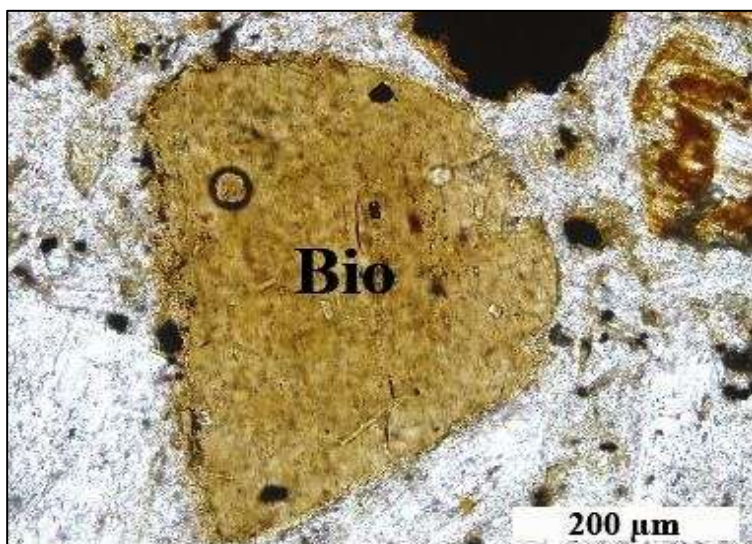
دورترین توده به ماده معدنی می‌باشد و در مرز زیرین میزبان کربناته رخنمون دارد. توده دیوریتی e_2 با گستردگی کمتری در قسمت شرقی واحد مونزودیوریتی مشاهده می‌شود.

در نمونه دستی با بافت دانه درشت و به رنگ خاکستری مایل به سبز می‌باشد که در آن درشت بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن و بیوتیت به وضوح مشاهده می‌شوند. در نمونه میکروسکوپی دارای بافتهای گرانولار، اینترگرانولار و از مجموعه کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن، فرعی هورنبلند، بیوتیت، کدر، اپیدوت، آپاتیت، کوارتز، زیرکن تشکیل شده است (شکل ۳-۴۱-الف).

پلاژیوکلاز کانی غالب سازنده توده مونزودیوریتی می‌باشد و به صورت بلورهایی خودشکل تقریباً ۳۵ تا ۴۰٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. در بعضی قسمت‌ها منطقه‌بندی از خود نشان داده و به طور گسترده سریسیتی شده است در مواردی اذخالی‌هایی از بیوتیت، آپاتیت و اپیدوت در آن دیده می‌شود.



شکل ۳-۳۸-الف) تصویر میکروسکوپی پیروکسن که تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتیک به اپیدوت، اکتینولیت و کلسیت تبدیل شده و تنها قالبی از آن باقی مانده است (XPL). ب) تصویر میکروسکوپی هورنبلند که تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتیک به اپیدوت، اکتینولیت و کلسیت تبدیل شده است (XPL).



شکل ۳-۳۹- تصویر میکروسکوپی بیوتیت که تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتیک از حاشیه به اکتینولیت تبدیل شده و در آن ادخال‌هایی از آپاتیت مشاهده می‌شود (PPL).



شکل ۳-۴۰- تصویری از توده مونزودیوریتی با بافت گرانولار که در آن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و پیروکسن به راحتی قابل مشاهده‌اند.

در فرآیند دگرسانی، منطقه‌بندی پلاژیوکلازها از بین می‌رود و با ادامه این فرآیند، ماکل نیز از بین خواهد رفت.

ارتوکلاز به صورت بی‌شکل بوده و تقریباً ۴۰ تا ۵۰٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. در توده مونزودیوریتی e_2 ، تقریباً در کل مقطع عرضی آلبیت از دگرسانی این کانی حاصل شده است (شکل ۳-۴۱-ب). این پدیده با مشاهده آثار رخهای ارتوز که به ماکل صفحه شطرنجی معروف است قابل شناسایی است. به این طریق که با ورود محلول‌های غنی از سدیم به سنگ K_2O از محیط شسته شده و به جای آن Na_2O جانشین می‌شود. طبق عقیده بکه^{۳۳} (۱۹۰۶) پلاژیوکلازهای آلبیتی با ماکل صفحه شطرنجی بوده که تحت تأثیر دگرسانی سدیک از دگرسانی ارتوکلاز به وجود آمده است. البته نظریه‌های متفاوتی راجع به ماکل صفحه شطرنجی وجود دارد که در زیر به تفصیل راجع به آنها بحث می‌شود:

اضافه شدن یون Na^+ به ساختمان پلاژیوکلاز می‌تواند سبب تشکیل بافت‌های جدیدی در پلاژیوکلاز شود. در این میان می‌توان به پلاژیوکلاز با ماکل صفحه شطرنجی اشاره کرد. در این پلاژیوکلازها تیغه‌های آلبیتی کوچک قرار می‌گیرند که بافتی شبیه صفحه شطرنج را به وجود می‌آورند. به عقیده برخی از زمین‌شناسان ایجاد بافت صفحه شطرنجی در فلدسپارها در نتیجه متاسوماتیسم سدیک بر روی فلدسپارهای اولیه است و عده‌ای دیگر به عدم اختلاط فلدسپار پتاسیک و فلدسپار سدیک ناشی از متاسوماتیسم اعتقاد دارند. عده‌ای نیز تنش و فشارهای تکتونیکی را در تشکیل پلاژیوکلاز صفحه شطرنجی موثر می‌دانند (یزدی و همکاران، ۱۳۹۰).

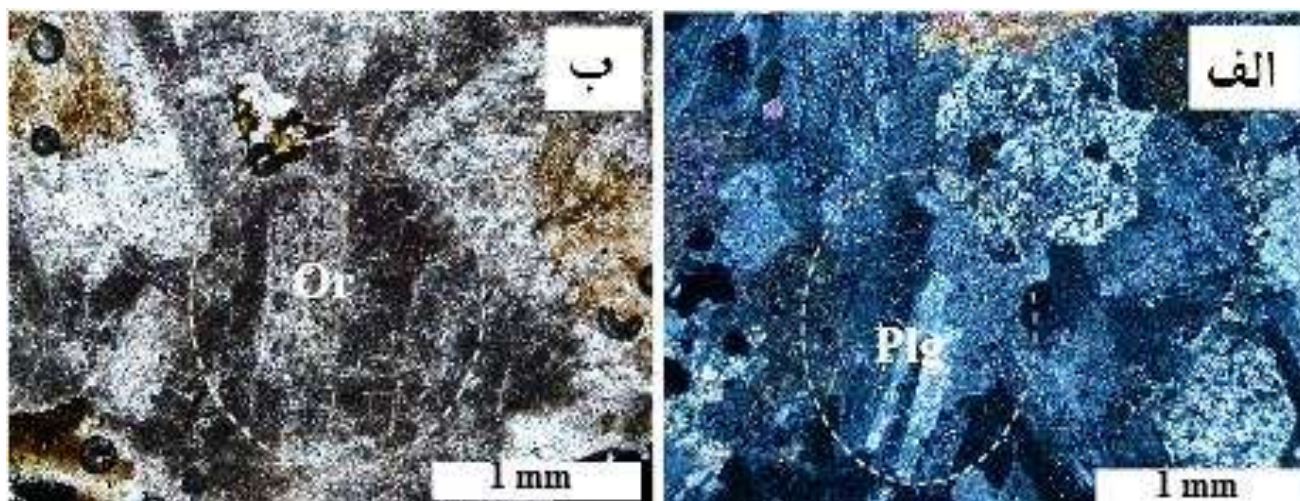
واکنش احتمالی آن به صورت زیر است (کارتن، ۱۹۸۶).

³³ - Becke



ارتوکلاز آلپیت

ارتوکلاز تحت تأثیر کائولینیتی شدن گسترده قرار گرفته و دارای ادخال‌هایی از آپاتیت است (رابطه ۳-۱). پیروکسن از سازنده‌های اصلی توده بوده و به صورت بلورهایی کشیده و نیز مقاطع عرضی هشت گوش تقریباً ۱۰ تا ۱۵٪ سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانی به شدت دگرسان شده، بطوریکه تنها قالبی از آن باقی مانده است. در توده مونزدیوریتی e₁، قالب پیروکسن تحت تأثیر دگرسانی پتاسیک توسط حاشیه‌ای از بیوتیت‌های تکه تکه ثانویه درشت و کانی‌های کدر بی‌شکل و خوشه‌ای احاطه شده است. همچنین ادخال‌هایی از آپاتیت در آن مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۴۱- شکل ۳-۳۵- الف) تصویر میکروسکوپی توده مونزدیوریتی با بافت گرانولار که در آن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و پیروکسن به چشم می‌خورند (XPL). ب) تصویر میکروسکوپی آلپیت با ماکل صفحه شطرنجی که تحت تأثیر دگرسانی سدیک به خرج از بین رفتن ارتوکلاز حاصل شده است (PPL).

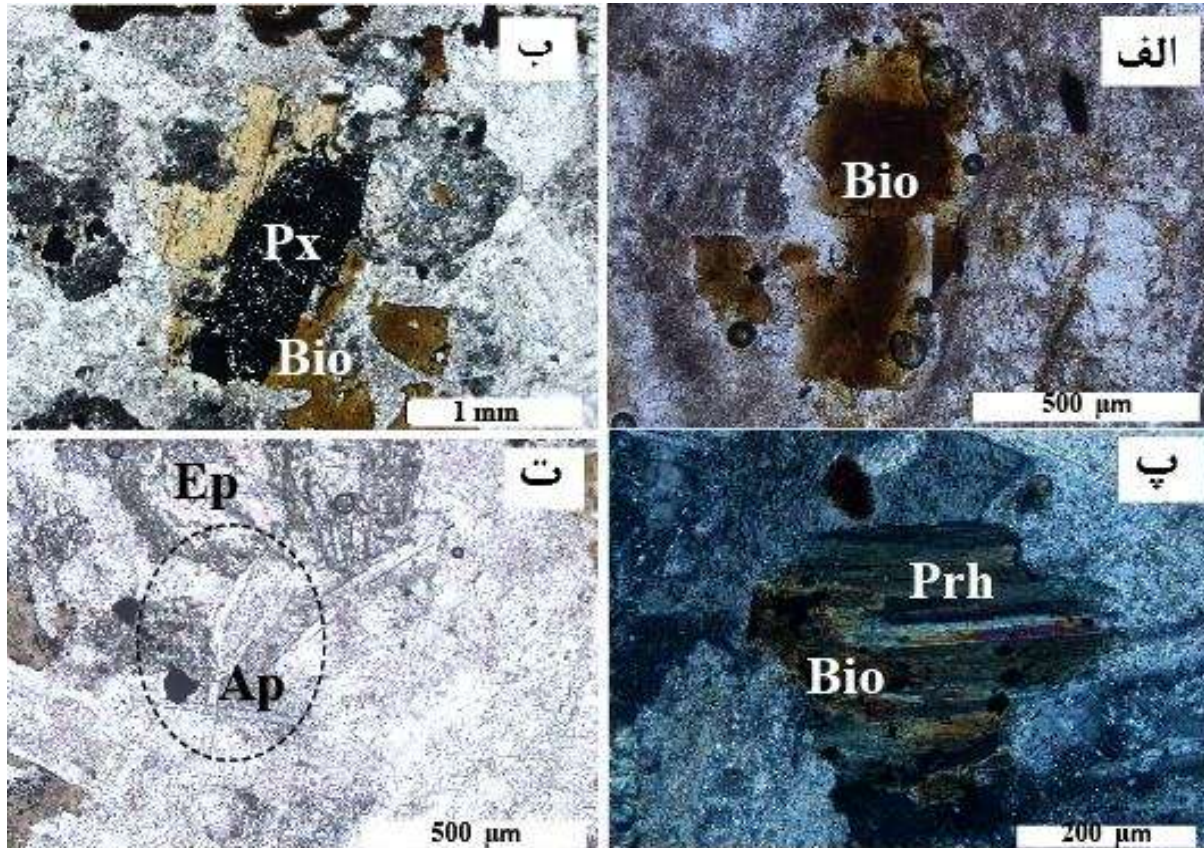
هورنبلند از اجزای فرعی توده‌های مونزدیوریتی بوده و دارای اندازه تقریبی حدود ۰/۵ تا ۰/۷ میلی‌متر تقریباً ۴ تا ۵٪ سنگ را تشکیل می‌دهد.

بیوتیت به دو صورت اولیه و ثانویه یافت می‌شود. انواع اولیه به عنوان سازنده فرعی این واحد دارای چند رنگی قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره و اندازه تقریبی حدود ۰/۸ تا ۱ میلی‌متر می‌باشد که تقریباً ۶ تا ۸٪ سنگ را

تشکیل می‌دهد. این کانی به صورت ادخال‌هایی در زمینه ارتوکلاز و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. انواع ثانویه بیوتیت‌های هیدروترمال سبز رنگ تکه‌ای به خرج از بین رفتن بیوتیت‌های قهوه‌ای ورقه‌ای اولیه موجود در توده مونزودیوریتی e₁ تشکیل می‌شوند (دیلز و اینودی، ۱۹۹۲). بیوتیت‌های ثانویه با چند رنگی سبز روشن تا سبز تیره همراه با کانی‌های کدر، پیروکسن‌ها را احاطه کرده‌اند (شکل‌های ۳-۴۲-الف و ۳-۴۲-ب). در برگرفته شدن یک هسته بی‌شکل و تحلیل رفته از پیروکسن توسط بیوتیت تقریباً سالم که نشانگر یک محصول واکنش ناقص بین پوسته بیوتیت و فازهای مجاور است. در بخش‌هایی از مقطع مورد مطالعه بیوتیت در امتداد سطوح رخ توسط پره‌نیت جایگزین شده است (۳-۴۲-پ).

آپاتیت از اجزای فرعی سازنده توده بوده و دارای برجستگی بالا بیشتر به صورت ادخال در زمینه کانی‌های اصلی مشاهده می‌شود. این کانی به صورت بلورهای خودشکل با مقاطع طولی منشوری کوچک و عرضی شش‌گوش می‌باشد (شکل ۳-۴۲-ت).

زیرکن از اجزای فرعی سازنده این توده بوده و به صورت ادخال در زمینه پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۴۲- الف) تصویر میکروسکوپی بیوتیت‌های آذرین به رنگ قهوه‌ای که تحت تأثیر دگرسانی پتاسیک از حاشیه به بیوتیت‌های هیدروترمال سبز رنگ تبدیل شده‌اند (PPL). ب) تصویر میکروسکوپی پیروکسن که به طور کامل به بیوتیت و کانی‌های کدر دگرسان شده و تنها قالبی از آن باقی مانده است (PPL). پ) تصویر میکروسکوپی بیوتیت که در امتداد سطوح رخ توسط پره‌نیت جایگزین شده است (XPL). ت) تصویر میکروسکوپی بلورهای کشیده آپاتیت و اپیدوت که در زمینه توده مونوزودیوریتی به وفور مشاهده می‌شوند (PPL).

فصل چهارم

پهنه‌بندی اسکارن و کانه‌نگاری

مقدمه

کانسار مورد مطالعه به چهار بخش A، B، C و D تقسیم شده که هر کدام توده نفوذی خاص خودش را دارد. نفوذ این توده‌ها با طیف ترکیبی سینیت تا مونزودیوریت به درون واحدهای کربناته سبب اسکارن‌زایی در منطقه مورد مطالعه شده است. شواهد صحرایی، نمونه‌برداری سیستماتیک و مطالعه مقاطع میکروسکوپی نشانگر یک منطقه‌بندی دگرسانی از درون توده نفوذی (درون‌اسکارن) به حاشیه آن (برون‌اسکارن) است. پیدایش کانی‌های شاخص درون‌اسکارن نظیر گارنت، اسکاپولیت، اپیدوت، پیروکسن متاسوماتیک و تأثیر گسترده دگرسانی‌های مختلف عامل مهم شناسایی مجموعه‌های درون‌اسکارنی منطقه می‌باشد. برون‌اسکارن‌های شناسایی شده در محدوده کانسار لجنه بر اساس ترکیب کانی‌شناسی به پنج گروه فلوگوپیت‌اسکارن، اسکارن اسکاپولیت‌دار، کلسیت- منیتیت اسکارن، اسکارن گارنت‌دار و اسکارن رگه‌ای گارنت‌دار تقسیم‌بندی می‌شوند. در این راستا حدود ۷۲ مقطع نازک، ۱۰ مقطع نازک- صیقلی و ۱۰ مقطع صیقلی مورد مطالعه قرار گرفته است. در این فصل به مطالعه برخی از خصوصیات صحرایی و میکروسکوپی درون‌اسکارن و برون‌اسکارن‌های یاد شده پرداخته می‌شود.

۴-۱- درون اسکارن

این واژه به اسکارن‌هایی اطلاق می‌شود که جایگزین یک توده نفوذی یا سنگ‌های آلمینه دیگر می‌شوند. مجموعه کانی‌های شاخص گارنت، پیروکسن، اسکاپولیت، اپیدوت و اکتینولیت طی گسترش درون‌اسکارن در توده‌های نفوذی منطقه تشکیل شده‌اند. در زیر مجموعه درون‌اسکارن‌های موجود در توده‌های نفوذی منطقه بر حسب رخمون در هر کدام از بخش‌های کانسار آورده شده است:

۴-۱-۱- مجموعه گارنت+ اسکاپولیت

این مجموعه در دیوریت‌های b_2 واقع در قسمت شمالی بخش A کانسار به صورت پاکت عدسی شکلی از گارنت و اسکاپولیت دیده می‌شود (شکل ۳-۱). در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن مایل به سفید کثیف می‌باشد که در بخشی از آن عدسی از گارنت-اسکاپولیت با پهنای حدود ۱ تا ۲ سانتیمتر در اثر گسترش درون‌اسکارن تشکیل شده است (شکل ۴-۱). در صحرا دانه‌های کوچک گارنت به رنگ قهوه‌ای روشن مایل به سبز در این بخش از توده دیوریتی مشاهده می‌شود.

گارنت از اجزای اصلی موجود در مجموعه درون‌اسکارن در نور طبیعی به رنگ قهوه‌ای روشن مایل به سبز و اندازه تقریبی حدود ۱ سانتیمتر مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱). این کاتی از حاشیه به منیتیت تبدیل شده است (شکل ۴-۲).

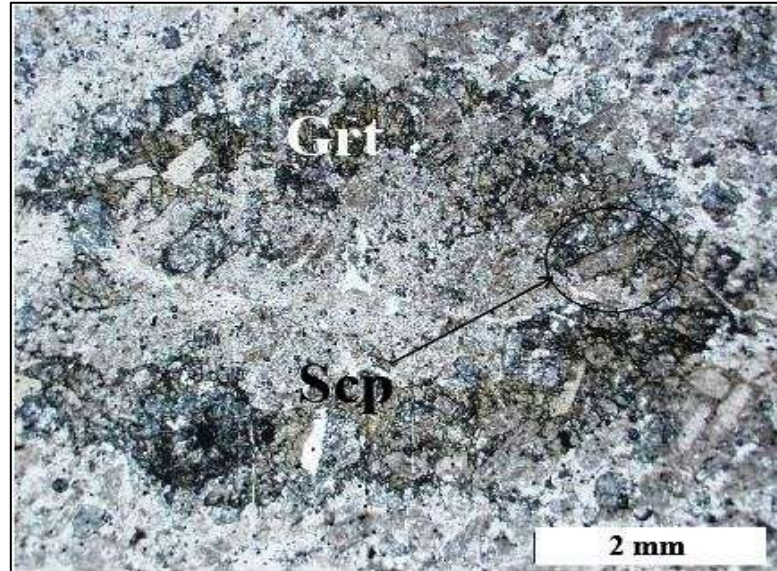
اسکاپولیت همراه با گارنت در عدسی ثانویه درون‌اسکارنی مشاهده می‌شود. گرانولاست‌های اسکاپولیت در نور طبیعی به رنگ خاکستری روشن و اندازه تقریبی 0.15 تا 1 سانتیمتر دیده می‌شوند (شکل‌های ۴-۱). این کانی به طور معمول در نواحی دگرگونی و سنگ‌های دگرسان شده پنوماتولیتی- گرمایی وجود دارد که در هر دو مورد، تشکیل اسکاپولیت تحت تأثیر فرآیندهای واکنشی بین سنگ‌ها و سیالات حاوی Na^+ ، SO_3 ، CO_2 ، Cl و ندرتاً در نتیجه دگرگونی ایزوشیمیایی می‌باشد (شاو^{۳۴}، ۱۹۶۰).

۴-۱-۲- مجموعه گارنت+ اکتینولیت

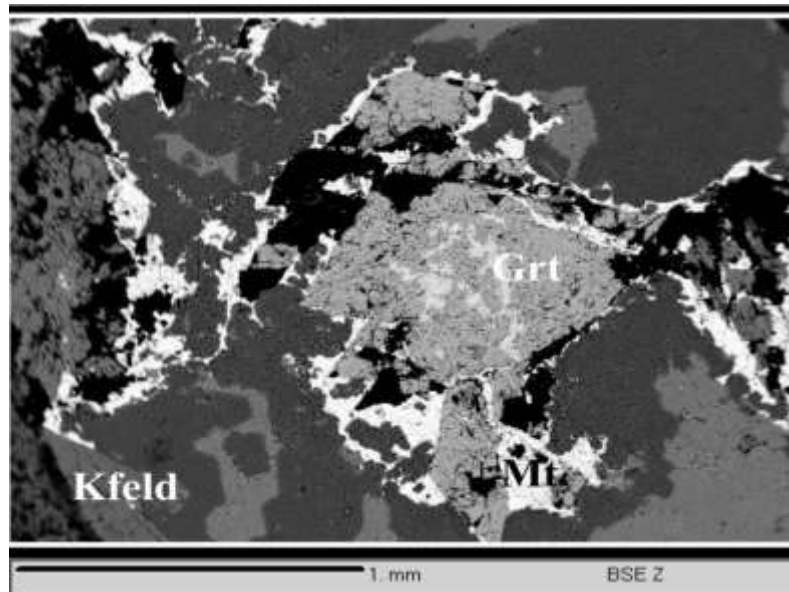
این مجموعه در دیوریت‌های به شدت دگرسان شده b_3 واقع در قسمت شمالی بخش A کانسار رخنمون دارد (شکل ۳-۱). در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن مایل به سفید کثیف بوده که در آن دانه‌های کوچک گارنت به رنگ قهوه‌ای روشن مایل به سبز مشاهده می‌شوند. در این توده، آثار و شواهدی از مجموعه کانی‌های اولیه مشاهده نشده و تنها پاکتی از گارنت ثانویه و بلورهای کشیده اکتینولیت ثانویه

³⁴ - Shaw, 1960

مشاهده می‌شوند. گارنت‌ها تنها در بخشی از توده دیوریتی کاملاً دگرسان شده b_3 مشاهده و زمینه توسط اکتینولیت‌های ثانویه پوشیده شده است.



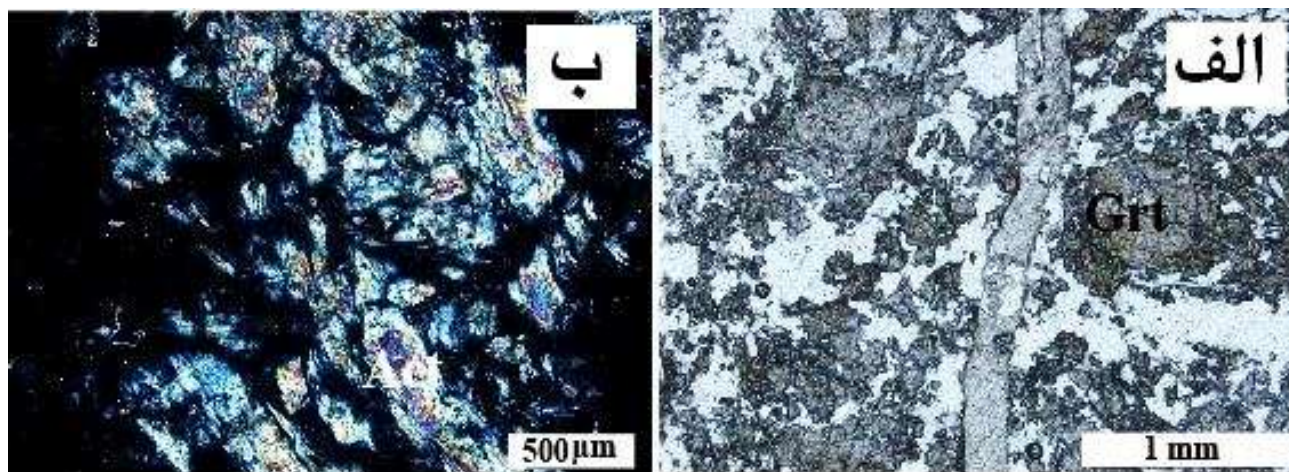
شکل ۴-۱- تصویر میکروسکوپی از عدسی گارنت-اسکاپولیت درون توده دیوریتی b_2 (PPL).



شکل ۴-۲- تصویر BSE کانی گارنت که تحت تاثیر گسترش درون اسکارن در توده دیوریتی تشکیل شده و از حاشیه به منیتیت تبدیل شده است.

گارنت به صورت بلورهایی بی‌شکل به رنگ قهوه‌ای روشن مایل به سبز بوده و با اندازه تقریبی حدود ۰/۵ تا ۱ سانتیمتر نسبت به گارنت‌هایی موجود در توده b₂ (درون اسکارن گارنت - اسکاپولیت) درشت‌تر می‌باشند (شکل ۴-۳-الف). به علت دور بودن از ماده معدنی و نیز تراوش سیالات با سرعت و حجم بالا و اشباع از Ca، Fe، Mg و Al گارنت‌های مایل به سبز و تقریباً درشت تشکیل شده‌اند (اینودی^{۳۵}، ۱۹۸۱؛ اینودی و آتکینسون^۳، ۱۹۷۸).

اکتینولیت به صورت پورفیروبلاست‌هایی با منشأ ثانویه به صورت تجمعات دسته جارویی با رنگ تداخلی بنفش - قهوه‌ای می‌باشد (شکل ۴-۳-ب). در طول مرحله دگرسانی پسرونده کلینوپیروکسن بسیار ناپایدارتر از گارنت بوده و تنها اکتینولیت‌های حاصل از دگرسانی پیروکسن باقی مانده‌اند. این جانشینی‌ها در دمایی کمتر از ۴۵۰ درجه سانتیگراد رخ داده‌اند (اینودی، ۱۹۸۲).



شکل ۴-۳-الف) تصویر میکروسکوپی گارنت‌های قهوه‌ای روشن مایل به سبز که در اثر گسترش درون‌اسکارن در توده دیوریتی b₃ تشکیل شده‌اند (PPL). ب) تصویر میکروسکوپی تجمعات اکتینولیت منشوری ثانویه در اثر دگرسانی کانی‌های مافیک تشکیل شده و همراه با گارنت‌های گرمابی در توده دیوریتی b₃ دیده می‌شود (XPL).

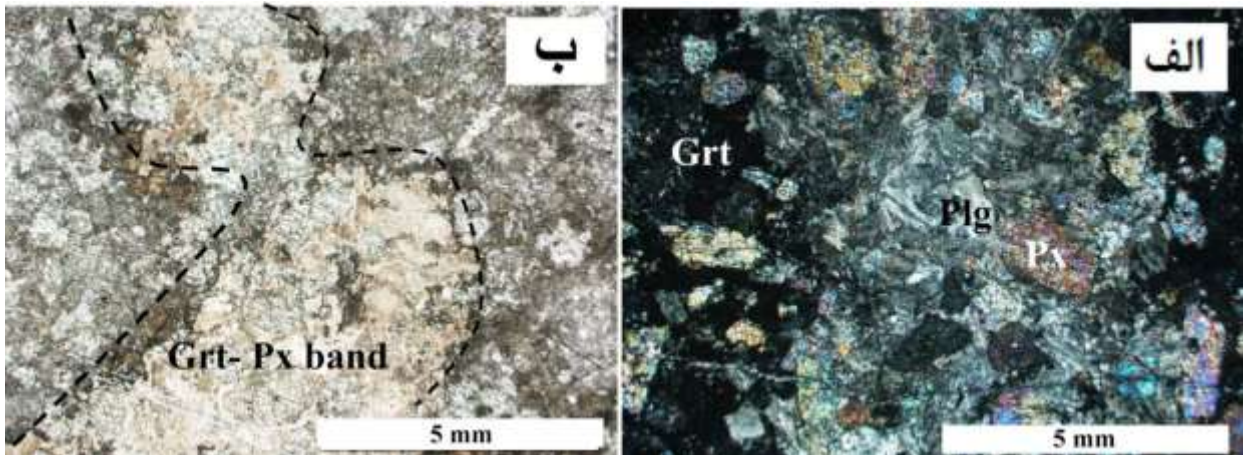
³⁵ - Einaudi et al., 1981

3- Einaudi & Atkinson, 1978

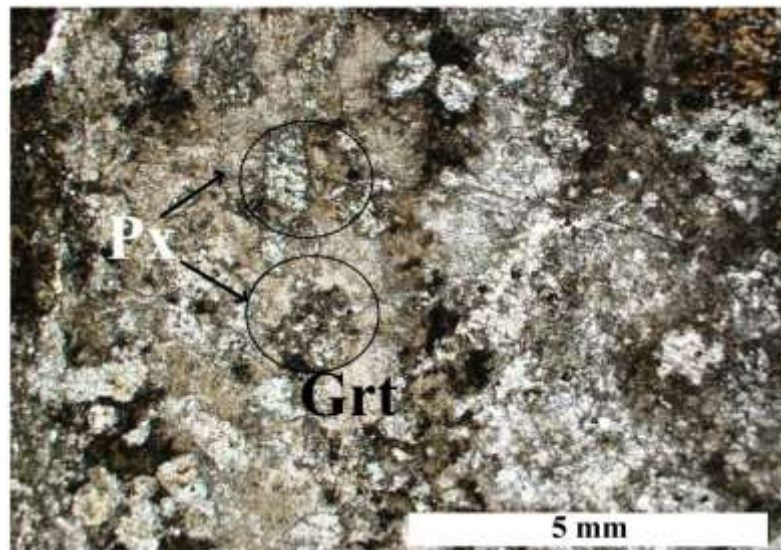
۴-۱-۳- مجموعه گارنت+ پیروکسن

این مجموعه در توده دیوریتی c_1 واقع در بخش B کانسار به صورت نواری به پهنای حدود ۲ تا ۳ سانتیمتر رخنمون دارد (شکل ۳-۱). این نوارها را کلینوپيروکسن‌های سبز رنگ به همراه گارنت‌های قهوه‌ای مایل به سبز و نیز کلسیت تشکیل داده‌اند. نفوذ رگه‌های گارنت هم‌زیست با پیروکسن با پهنای حدود چند سانتیمتر تا چند میلیمتر از ویژگی‌های تشکیل درون اسکارن است (پورتو و همکاران، ۱۹۸۹).

گارنت یکی از مهمترین کانیهای سیلیکاته در اسکارنها می‌باشد. گارنت‌های مورد مطالعه به رنگ قهوه‌ای روشن مایل به سبز، بی‌شکل با بافت پورفایروبلاست و بی‌شکل می‌باشد. مطالعات صحرایی و شواهد پتروگرافی نشان می‌دهد که گارنت‌های این مجموعه در شرایط دگرگونی درجه حرارت بالا شکل گرفته‌اند (۴-۴- الف و ب و ۴-۵). لازم به توضیح است که همراهی اپیدوت و پلاژیوکلاز به شناسایی گارنت درون اسکارن از گارنت برون اسکارن کمک می‌کند (هریس، ۱۹۷۹). ارتباط دو کانی گارنت و پیروکسن ناپایدار بوده به این صورت که همیشه گارنت‌ها علاوه بر پیدایش مستقل در زمینه کلسیتی، به خرج کلینوپيروکسن‌ها تشکیل شده‌اند. گارنت‌ها فاقد شکل خاصی بوده و پیروکسن‌ها را احاطه کرده‌اند. مشاهده آثار رخ و شکل‌دار بودن پیروکسن منشأ اولیه آن را ثابت می‌کند. تعداد ۸ نقطه از یکی از این گارنت‌ها مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته و نتایج آن در جدول ۴-۱ آمده است. بر اساس نمودار سه‌تایی آندرادیت- گروسولار- (اسپسارتیت + آلماندین) ترکیب این گارنت در محدوده $Gr_{65}Ad_{27}Py_{0.2}$ قرار می‌گیرد یعنی از قطب انتهایی گروسولار غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد (شکل ۴-۶).



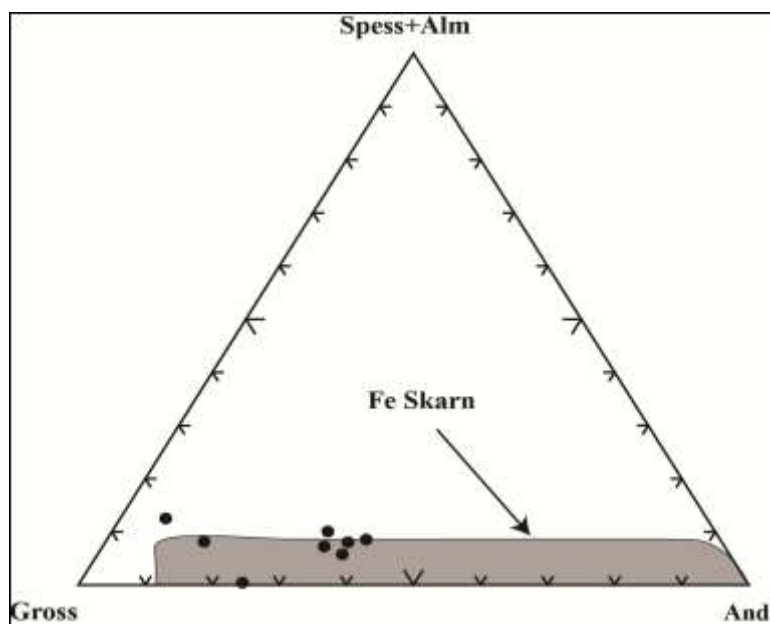
شکل ۴-۴- الف) تصویر میکروسکوپی توده دیوریتی با بافت گرانولار که در آن درشت بلورهای پلاژیوکلاز و مجموعه درون اسکارن گارنت و پیروکسن به چشم می‌خورند (PPL). ب) تصویر میکروسکوپی نوار گارنت گرمایی درون توده دیوریتی C₁ همراه با پیروکسن‌های اولیه (PPL).



شکل ۴-۵- تصویر میکروسکوپی اسکارن نواری گارنت+ پیروکسن که در آن گارنت‌ها به صورت توده‌ای بی‌شکل پیروکسن‌ها را احاطه کرده‌اند (PPL).

تغییرات رنگی و ترکیبی در گارنت‌های تجزیه شده بیشتر به صورت منطقه‌بندی نوسانی خیلی ضعیف مشاهده می‌شود. این الگوی منطقه‌بندی می‌تواند مربوط به تغییرات شرایط دگرگونی باشد و به عواملی

چون سیالات گرمابی، سنگ میزبان و پاراژنز نسبت داده می‌شود (ناکانو^{۳۶}، ۱۹۸۹). منطقه بندی گارنتهای گروسولار به علت تغییرات در ترکیب و تکامل سیال در مجموعه اسکارنی است. به عقیده محققین بررسی منطقه بندی در گارنت‌ها می‌تواند راهگشای شناخت سیستم‌های حاکم بر محیط در حین تشکیل این کانی باشد به عنوان مثال گارنت‌های ماگمایی که از ماگماهای گرانیته نوع S متبلور شده‌اند از آندرادیت و اسپسارتیت غنی شده‌اند (گرین^{۳۷}، ۱۹۹۷). چنین تصور شده است که این گارنت‌ها هیچ منطقه‌بندی نشان نمی‌دهند و یا اینکه دارای منطقه‌بندی معکوس (مرکز فقیر و حاشیه غنی از Mn) هستند که با شرایط کاهش دما مطابقت می‌نماید (دالکوئیست^{۳۸} و همکاران، ۲۰۰۷). در مقابل گارنت‌های دگرگونی دارای منطقه‌بندی عادی بوده و در مرکز از Mn غنی شده‌اند.



شکل ۴-۶- موقعیت ترکیبی گارنت‌های تجزیه شده موجود در توده دیوریتی C₁ واقع در بخش B کانسار بر روی نمودار سه‌تایی آندرادیت-گروسولار- (اسپسارتیت + آلماندین). قسمت خاکستری نشانگر موقعیت ترکیبی گارنت در اسکارن‌های آهن جهان (مینرت، ۱۹۹۲).

³⁶ - Nakano

²- Kato

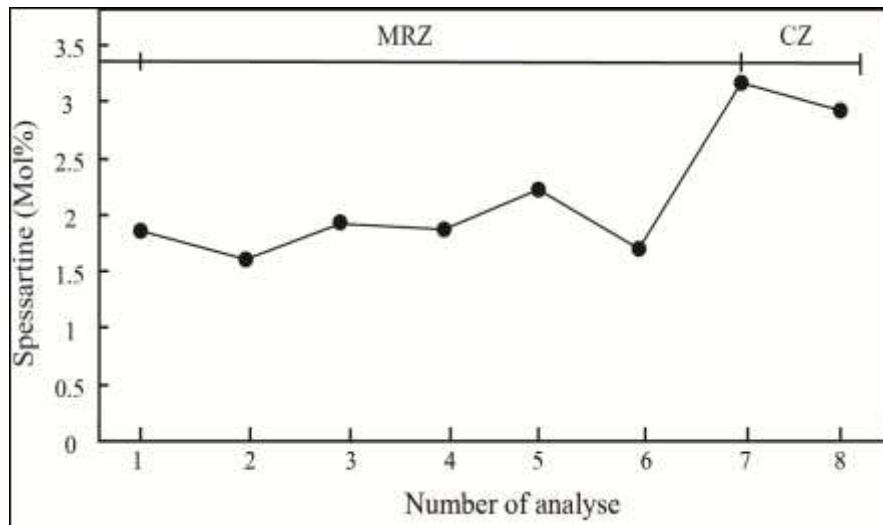
³⁷ - Green

³⁸ - Dahlquist

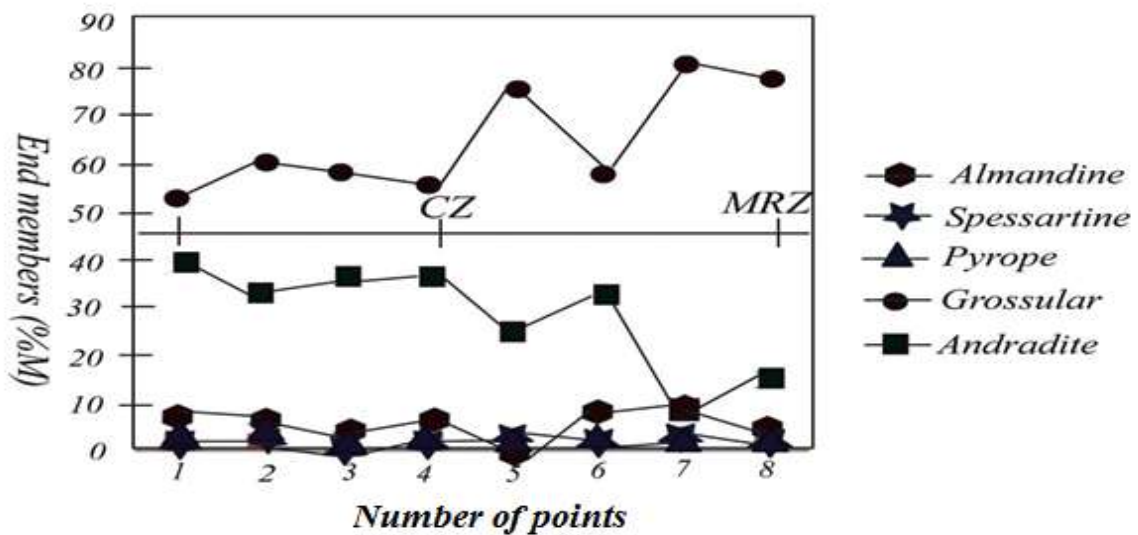
در شکل ۴-۷ نمودار تغییرات درصد مولی اسپسارتین حاصل از تجزیه شیمیایی یکی از گارنت‌ها از حاشیه به سمت مرکز ترسیم شده است. حاشیه غنی از گروسولار و فقیر از آندرادیت و اسپسارتیت منطقه‌بندی معکوس را نشان می‌دهند که نشانگر تغییر محیط حاکم بر کانسار از اکسیدان به احیایی می‌باشد (ناکانو، ۱۹۸۹). در شکل ۴-۸ نیز الگوی منطقه‌بندی اعضای نهایی گارنت مورد مطالعه در واحد دیوریتی ترسیم شده است. در این شکل گارنت از گروسولار بیشترین غنی شدگی را نشان می‌دهد. همچنین محتوای گروسولار در مرکز نسبتاً یکنواخت و همگن (تقریباً ۵۰ درصد) اما در حاشیه افزایش و به صورت نوسانی تغییر یافته است (یعنی به بیش از ۸۰ درصد مولی گروسولار رسیده است). در مقابل محتوای آندرادیت از حدود ۴۰ درصد در مرکز به ۱۰ درصد در حاشیه کاهش یافته است. پالس‌های گرمایی سیال مسئول منطقه‌بندی نوسانی در گارنت‌ها به عنوان کانی ثانویه پرکننده حفرات در رگه‌ها و نوارهای اسکارنی است (کلکنو و ولی^۳، ۲۰۰۳). منطقه بندی بلورهای گارنت در سنگ‌های دگرگونی در اثر فرآیندهایی از قبیل رشد بلور (هالیستر^{۳۹}، ۱۹۶۶)، نشر (گرت و ویبلن^۳، ۱۹۷۱) و یا نشر آبگون در بلورهای گارنت پیشین (هوانگ و همکاران^۴، ۲۰۰۱)، ساختمان رشد منطقه ای طی تبلور و انواع ساختمان منطقه نشتی و یا ساختمان منطقه ای ایجاد شده در اثر آبگون های ثانوی بعد از تبلور گارنت به وجود می‌آید. فرآیندهای طی رشد مهم ترین عامل ایجاد ساختمان منطقه ای در گارنت است.

پیروکسن به صورت پورفیروبلاست‌های شکل‌دار به رنگ سبز کم رنگ و اندازه تقریبی ۲ میلی‌متر مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۵). این کانی نیز ترکیب متفاوتی نسبت به پیروکسن نمونه‌های سالم نشان می‌دهد به گونه‌ای که در نمودار سه‌تایی انستاتیت- فورستریت- ولاستونیت پیروکسن‌ها در قلمرو دیوپسید قرار گرفته و دارای ترکیب میانگین $Wo_{45}En_{42}Fs_{13}$ می‌باشند (جدول ۴-۲ و شکل ۴-۹)

³⁹ - Hollister
3- Grant & Weiblen
4- Hwang et al



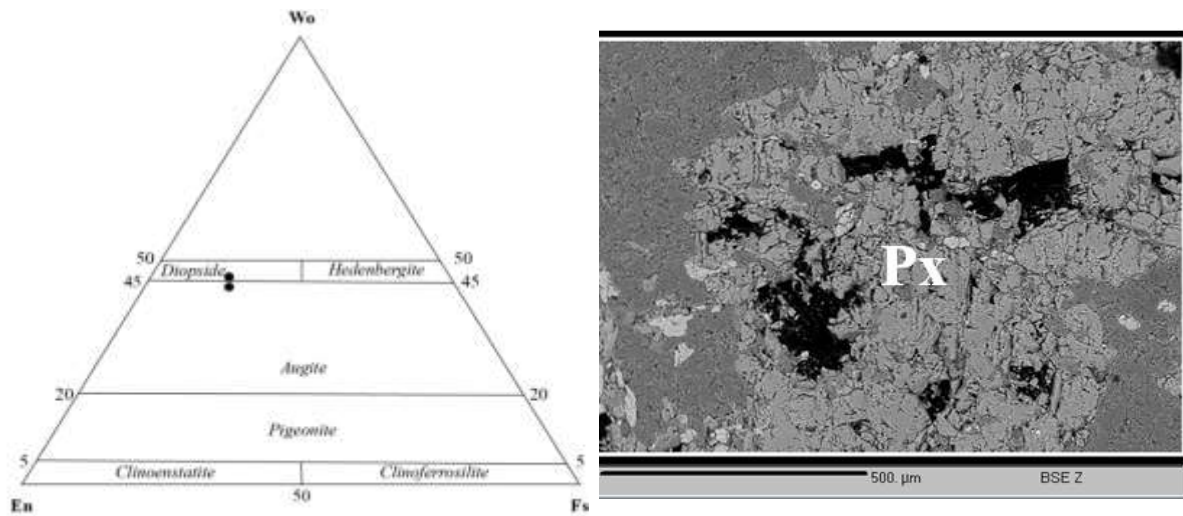
شکل ۴-۷- الگوی منطقه‌بندی گارنت موجود در واحد دیوریتی c_1 . درصد مولی اسپسارتین جهت بررسی تغییرات ترکیب از بخش حاشیه (MRZ) به مرکز (CZ) این کانی ترسیم شده است.



شکل ۴-۸- الگوی منطقه‌بندی اعضای نهایی گارنت موجود در واحد دیوریتی c_1 . درصد مولی این اعضا جهت بررسی تغییرات ترکیب از بخش حاشیه (MRZ) به مرکز (CZ) این کانی ترسیم شده است.

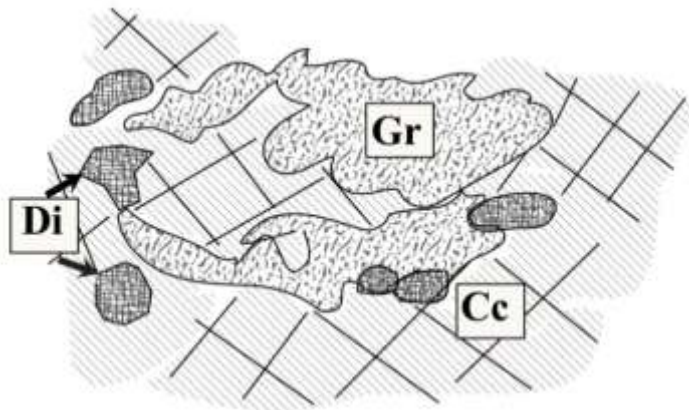
جدول ۴-۱- نتایج تجزیه شیمیایی گارنت‌های موجود در نوار گارنت توده دیوریتی c₁ واقع در بخش B کانسار.

	Rim to Core							
	1.00	2.00	3.00	4.00	5.00	6.00	7.00	8.00
SiO ₂	39.50	39.09	38.05	39.04	38.51	39.76	39.46	38.36
Al ₂ O ₃	11.46	14.02	13.99	12.16	18.03	12.89	20.09	19.56
FeO	15.04	13.60	14.25	14.01	7.42	14.11	6.90	7.73
MnO	0.82	0.71	0.82	0.81	0.95	0.75	1.36	1.24
MgO	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.19	0.00	0.00
CaO	33.72	33.85	33.47	33.16	35.79	33.15	32.23	32.89
Total	100.54	101.27	100.58	99.46	100.70	100.85	100.04	99.78
Si	3.19	3.10	3.06	3.17	3.00	3.17	3.04	2.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.09	1.31	1.33	1.16	1.65	1.21	1.82	1.80
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺⁺	1.02	0.90	0.96	0.95	0.48	0.94	0.44	0.50
Mn	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.09	0.08
Mg	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
Ca	2.92	2.88	2.88	2.88	2.98	2.83	2.66	2.75
Total	8.27	8.24	8.28	8.25	8.18	8.23	8.05	8.11
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.08	0.00	0.00
Fe ₂ /(Fe ₂ +Fe ₃)	0.21	0.20	0.13	0.21	0.1	0.28	0.65	0.32
Al/(Al+Fe ₃ +Cr)	0.58	0.64	0.61	0.61	0.76	0.64	0.92	0.84
Garnet end members %W (On the basis of 12 O)								
Almandine	6.77	5.68	3.93	6.17	1.6	8.36	9.57	5.40
Spessartine	1.76	1.54	1.83	1.76	2.09	1.60	2.92	2.74
Pyrope	0.00	0.00	0.00	1.07	0.00	0.71	0.00	0.00
Grossular	52.78	59.71	57.74	55.17	75.31	57.34	80.71	77.16
Andradite	38.69	33.08	36.50	35.84	24.27	32.00	6.80	14.71
Uvarovite	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00



شکل ۴-۹- تصویر BSE و موقعیت ترکیبی نقاط تجزیه شده پیروکسن بر روی نمودار سه تایی انستاتیت- فورستريت- ولاستونیت.

گارنت‌های گران‌دیتی نزدیک به قطب نهایی گروسولار همراه با کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی طی گسترش درون‌اسکارن در شرایط احیایی سازگار بوده و در هم رشدی نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۰) (کلکنو و ولی، ۲۰۰۳).



شکل ۴-۱۰- بافت درهم رشدی بلورهای گروسولار دارای منطقه‌بندی ضعیف با کلسیت و دیوپسید در زمینه توده دیوریتی.

⁴⁰- Clecknco

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی دو نمونه از پیروکسن‌های موجود در نوار درون‌اسکارنی توده دیوریتی c₁.

Diorite c₁		
Core to Rim		
	Px6	Px7
S.N #	3	4
SiO ₂	54.36	53.97
TiO ₂	0.18	0.21
Al ₂ O ₃	1.23	0.99
FeO	5.35	5.78
MnO	0.39	0
MgO	15.71	14.96
CaO	21.43	21.74
Na ₂ O	0.4	0.39
K ₂ O	0.01	0.02
Total	99.06	98.06
Si	2	2.01
Ti	0	0
Al	0.05	0.04
Fe ²⁺	0.16	0.18
Mn	0.01	0
Mg	0.86	0.83
Ca	0.84	0.86
Na	0.02	0.02
K	0	0
Total	3.97	3.97
Pyroxene end members %W (On the basis of 6 O)		
En	0.44	0.42
Fs	0.11	0.13
Wo	0.43	0.44

۴-۱-۴- مجموعه پیروکسن + اسکاپولیت + اپیدوت

این مجموعه در توده دیوریتی به شدت دگرسان شده در بخش B کانسار رخنمون پیدا کرده است (شکل ۳-۱). اشکال دروغین پیروکسن و رگچه‌های اپیدوتی کانی‌های متاسوماتیک شاخص درون‌اسکارن هستند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ خاکستری مایل به سبز و دانه ریز می‌باشد. در مطالعات میکروسکوپی

پورفیروبلاست‌های اکتینولیت منشوری در زمینه‌ای کاملاً دگرسان مشاهده می‌شوند. به نظر می‌رسد که این کانی از دگرسانی کانی‌های مافیک اولیه نظیر پیروکسن به وجود آمده باشد. رگه‌های درون‌اسکارن توسط شکستگی‌ها کنترل می‌شوند و بیشتر توسط اپیدوت و کلسیت پر شده‌اند. پیروکسن و اسکاپولیت دانه ریز به صورت رگه‌هایی ثانویه از توده عبور کرده است.

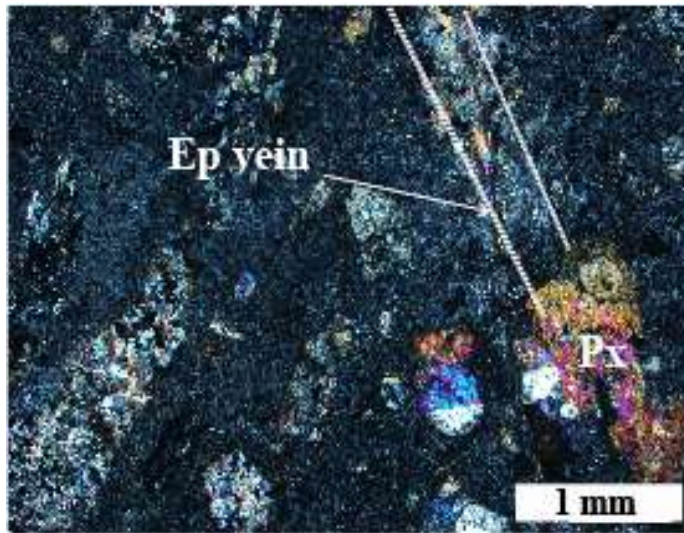
پیروکسن‌های ثانویه معمولاً بی‌شکل می‌باشند. قالب‌های اکتینولیت در بخشی از توده آندزیتی توسط این کانی پر شده‌اند.

اسکاپولیت معمولاً به صورت بلورهای بی‌شکل و کوچک همراه با پیروکسن در زمینه اکتینولیت دیده می‌شود.

اپیدوت در اثر گسترش درون‌اسکارن بیشتر به صورت رگچه‌های ثانویه، پورفیروبلاست‌های موجود در زمینه راقطع می‌کند (شکل ۴-۱۱).

۴-۱-۵- مجموعه پیروکسن + ولاستونیت + اپیدوت + اکتینولیت

این مجموعه کانیایی در توده نفوذی مونزودیوریتی جنوب‌شرقی بخش D کانسار مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱). در نمونه دستی به رنگ خاکستری مایل به سبز که در زمینه آن دانه‌های کوچک پیروکسن به رنگ سیاه مشاهده می‌شود. در زیر میکروسکوپ دارای بافت گرانولار که تنها کانی‌های اولیه آن بلورهای ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند (شکل ۴-۱۲-الف). مجموعه کانی‌های ثانویه پیروکسن، ولاستونیت، کلسیت، اپیدوت، مسکویت و تجمعات شعاعی اکتینولیت گسترش چشمگیری نشان می‌دهند. پیروکسن به صورت اولیه و ثانویه مشاهده می‌شود. انواع ثانویه به صورت دانه‌های بی‌شکل کوچک ثانویه در زمینه این سنگها مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۴-۱۲ و ۴-۱۳-الف).



شکل ۴-۱۱- تصویر میکروسکوپی قالب اکتینولیت که توسط پیروکسن‌های ثانویه و اسکاپولیت پر شده و رگه اپیدوت ثانویه که در مجموعه درون‌اسکارنی واقع در بخش B کانسار دیده می‌شود (XPL).

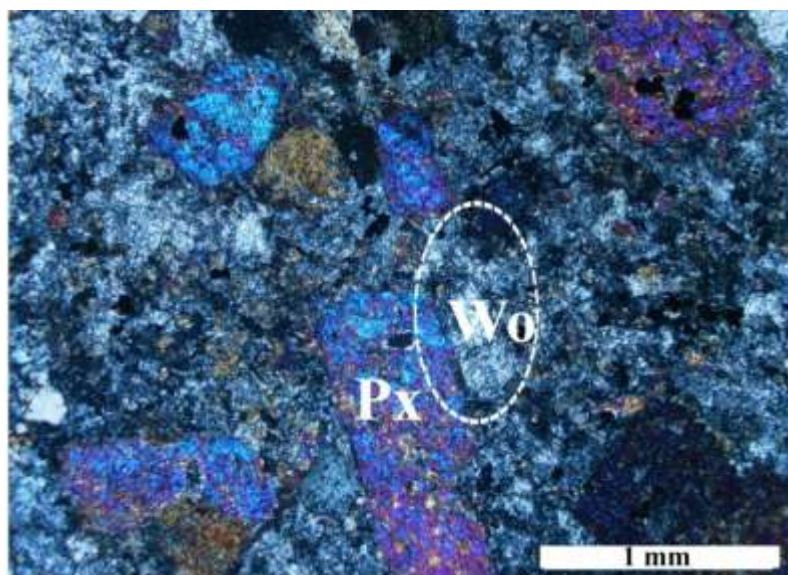
ولاستونیت به صورت بلورهای کشیده با رنگ‌های تداخلی خاکستری دیده می‌شود (شکل‌های ۴-۱۲ و ۴-۱۳-ب). تشکیل ولاستونیت به ترکیب سنگ میزبان و سیال، محتوای CO₂ سیال و شرایط فشاری و دمایی بستگی دارد. بر اساس تامپسون (۱۹۷۱) ولاستونیت در شرایط درجه حرارت حدود ۴۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱ کیلو بار تشکیل شده است. واکنش احتمالی آن به صورت زیر است:



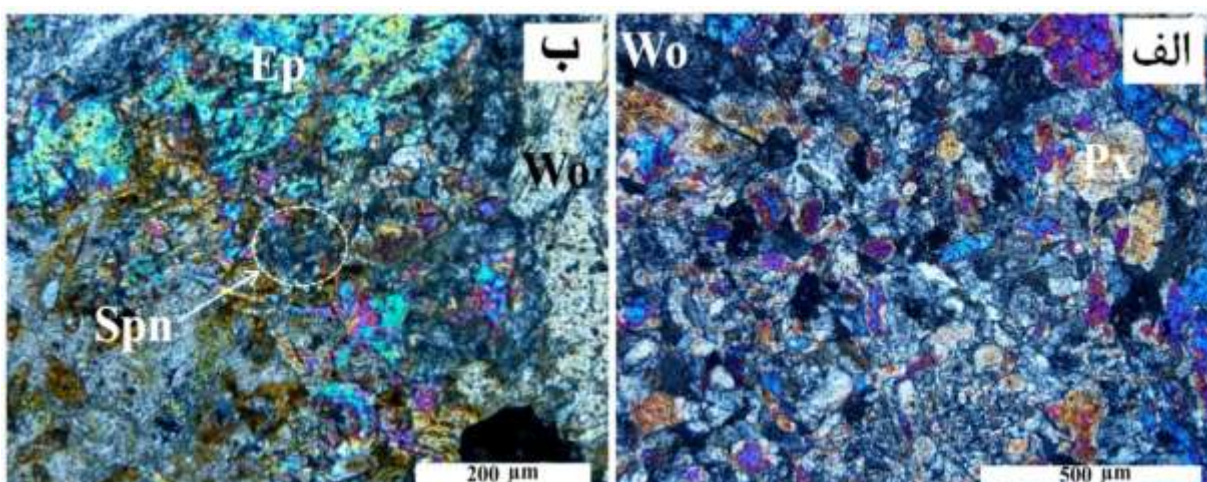
دی‌اکسید کربن و ولاستونیت سیلیس کربنات کلسیم

اپیدوت به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل که در اثر دگرسانی کانی‌های مافیک حاصل شده است (شکل ۴-۱۳-ب).

اکتینولیت به صورت بلورهای دسته‌جاری و رشته‌ای جانشین کلینوپیروکسن‌ها شده و از دگرسانی پیروکسن‌های اولیه حاصل شده است.

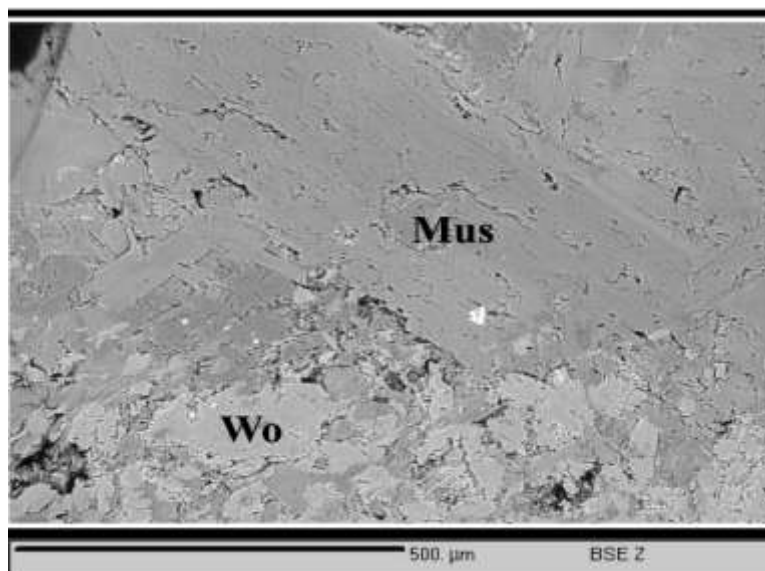


شکل ۴-۱۲- تصویر میکروسکوپی مجموعه درون اسکارن با بافت گرانولار که در آن درشت بلورهای پیروکسن و ولاستونیت به چشم می‌خورند (XPL).



شکل ۴-۱۳- برخی از تصاویر میکروسکوپی مجموعه پیروکسن + ولاستونیت + اپیدوت + اکتینولیت. الف) تصویر میکروسکوپی پیروکسن‌های ثانویه کوچک و بی‌شکل که در زمینه توده به وفور به چشم می‌خورند (XPL). ب) تصویر میکروسکوپی اپیدوت‌های ثانویه که به نظر می‌رسد از دگرسانی کانی‌های مافیک نظیر پیروکسن حاصل شده‌اند (XPL).

مسکویت به صورت بلورهای کشیده کوچک با اندازه تقریبی ۲۰۰ میکرومتر و سری رنگ‌های تداخلی بالا قابل تشخیص است.



شکل ۴-۱۴- تصویر BSE کانی ولاستونیت (Wo) و مسکویت (Mus).

تعداد ۵ نقطه از یک کانی کدر موجود در این مجموعه مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته که نتایج آن در جدول ۳-۴ آمده است. بر اساس نتایج حاصله، نقاط تجزیه شده در حد فاصل بین منیتیت، هماتیت و در محدوده منیتیت‌های دگرگونی واقع شده‌اند (شکل ۴-۱۵). شیمی منیتیت ابزار مهمی برای شناسایی جایگاه‌های زمین‌شناسی نهشته‌های معدنی گرمابی می‌باشد. همچنین این کانی نسبت به تغییرات فیزیکی و شیمیایی محیط که بر تغییرات عناصر فرعی و کمیاب موجود در آن تأثیر گذار بوده، حساس می‌باشد (بودینگتون و لیندسلی^{۴۱}، ۱۹۶۴؛ وچسلر و همکاران^{۴۲}، ۱۹۸۴؛ فراست و لیندسلی^{۴۳}، ۱۹۹۱). معمولاً در شرایط احیایی این کانی با هماتیت هم‌زیست است (بارنز^{۴۴}، ۱۹۹۷). با عبور سیالات گرمابی طی برهم‌کنش سنگ/سیال عناصری مانند Cr، Mg و Mn شسته شده و در بعضی نقاط تجزیه شده پدیده مارتیتی شدن در منیتیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۷). مارتیتی شدن فرآیندی است که وابسته به fO_2 و Ph می‌باشد (موکه و کابرال، ۲۰۰۵). طبق شکل ۴-۱۶ نقطه ۳ دگرسانی کمتری نسبت به نقطه

⁴¹ - Buddington & Lindsly

⁴² - Wechsler et al

⁴³ - Frost & Lindsley

⁴⁴ - Barnes

مرکزی متحمل شده، از این رو غنی‌شدگی از عناصر Al، Si، Ti، Ca و V نشان می‌دهد (ترکیبی نزدیک به نمونه‌های مشابه آذرین). آخرین نقطه تجزیه شده کمتر تحت تأثیر مارتیتی شدن قرار گرفته و ترکیبی نزدیک به منیتیت دارد. هفت فاکتور مهمی که نقش بسزایی در تغییرات شیمی منیتیت دارند، عبارتند از (بودینگتون و لیندسلی، ۱۹۶۴؛ والن و چاپل^{۴۵}، ۱۹۸۸؛ فراست و لیندسلی، ۱۹۹۱):

۱- سنگ پیرامون، ماگما یا ترکیب سیال؛ ۲- درجه حرارت؛ ۳- فشار؛ ۴- نرخ سرد شدن؛ ۵- فوگاسیته اکسیژن، ۶- فوگاسیته سولفور، ۷- فعالیت سیلیس؛

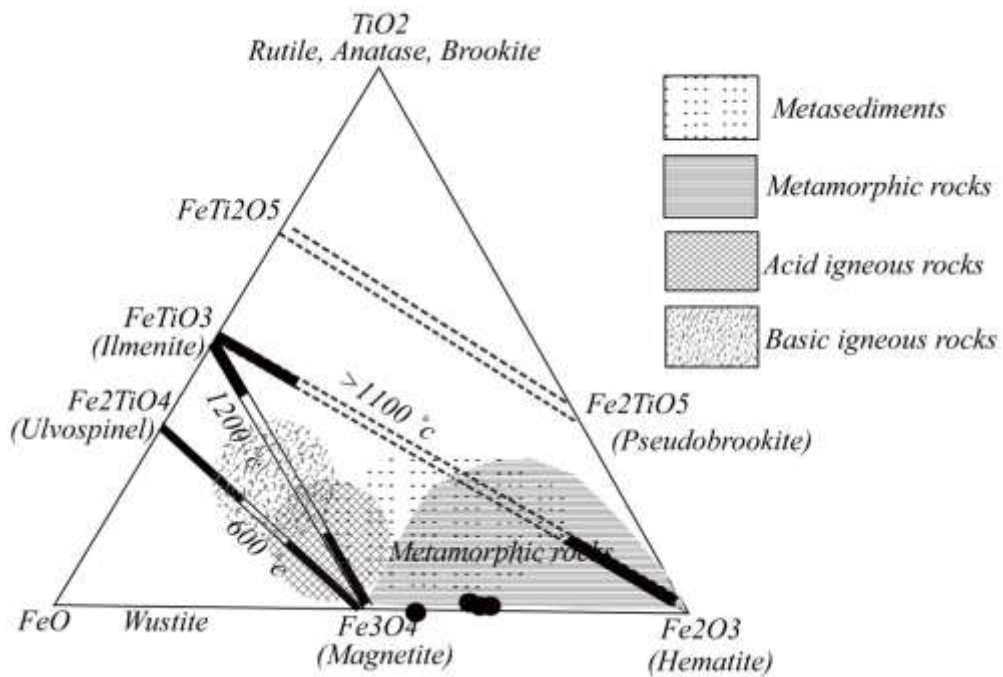
اکسیدهای Fe-Ti معرف‌های مفیدی برای تعیین فوگاسیته اکسیژن محیط هستند (بودینگتون و لیندسلی^{۴۶}، ۱۹۶۴). منیتیت در فوگاسیته اکسیژن پایین پایدار بوده و با بالا رفتن فوگاسیته، ترکیب آن به سمت هماتیت می‌رود. در شرایط دگرگونی، محتوای Al کانی‌های با ساختار اسپینلی توسط T، P و fO_2 کنترل می‌شود (اوانس و فراست، ۱۹۷۵). عناصری نظیر Al می‌تواند در شرایط دگرگونی، نقش مهمی را در تبادل جرمی و تغییرات زمین‌شیمیایی بین سیال و سنگ ایفا کنند (اوانس و فراست^{۴۷}، ۱۹۷۵). از آنجایی که این مجموعه درون‌اسکارن در مونزودیوریت‌های بخش D کانسار حاصل شده، محتوای Al بالاتری نسبت به دیگر عناصر فرعی دارد. منیتیت گرمابی با میزبانی اسکارن منیزین یا کلسیک و یا سنگ‌های آذرین، غلظت عناصر متفاوتی نسبت به منیتیت‌های آذرین دارد. تمرکز Ti می‌تواند از چند قسمت در میلیون تا چندین درصد وزنی باشد که وابسته به نوع سنگ میزبان و منشأ منیتیت تغییر می‌کند. منیتیت‌های گرمابی محتوای Ti پایین‌تری نسبت به منیتیت آذرین دارند. غلظت عناصری نظیر Al، Mg و Ti به طور مستقیم توسط درجه حرارت کنترل می‌شود (نیلسن و همکاران^{۴۸}، ۱۹۹۴؛ کلم و همکاران^{۴۹}، ۲۰۰۶).

⁴⁵ - Whalene & Chappel

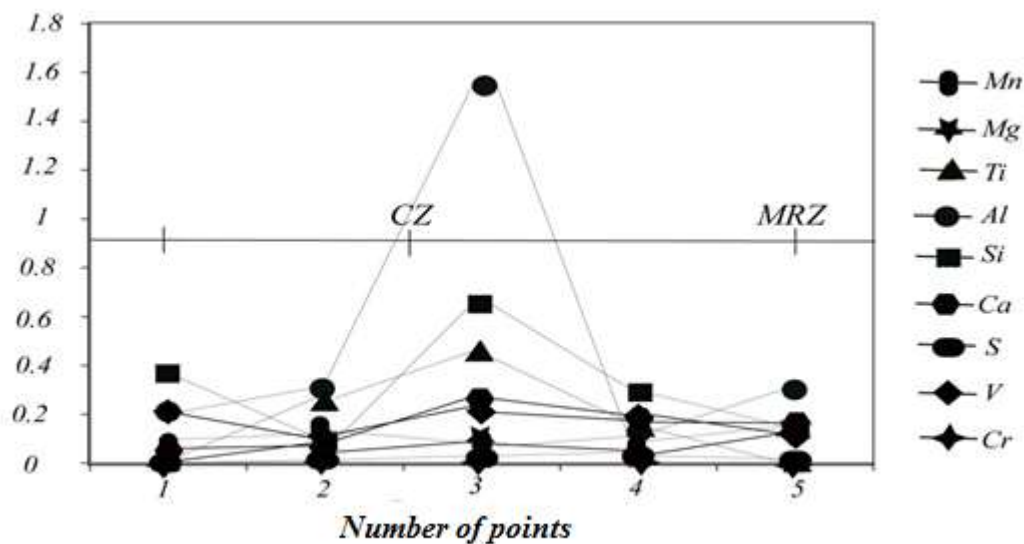
⁴⁷ - Evans & Frost

⁴⁸ - Nielsen et al

⁴⁹ - Klemme et al



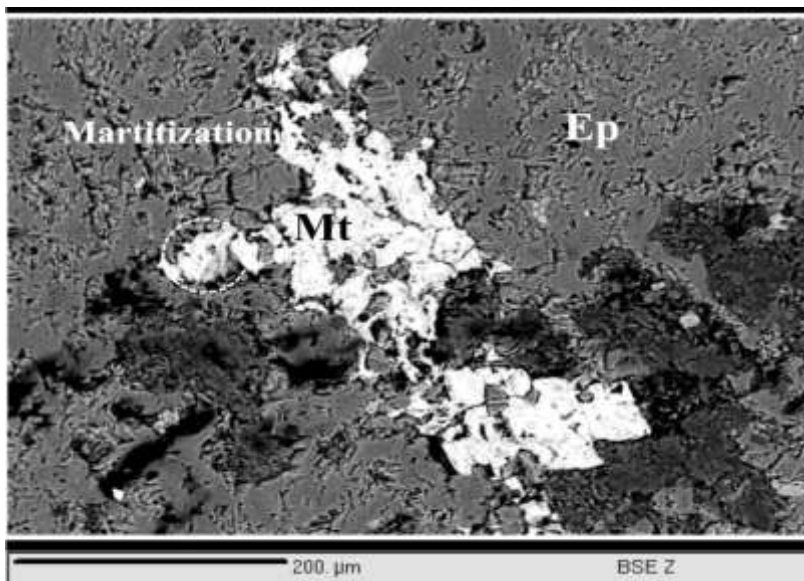
شکل ۴-۱۵- موقعیت کانی‌های کدر موجود در مجموعه پیروکسن+ولاستونیت+ اپیدوت+ اکتینولیت بر روی نمودار $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ (بودینگتون و لیندسلی، ۱۹۶۴).



شکل ۴-۱۶- نمودار تغییرات عناصر در مجموعه کانی‌های کدر.

جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های کدر موجود در مجموعه پیروکسن+ولاستونیت+اپیدوت+اکتینولیت

68					
Opaque minerals					
S.N#	1	2	3	4	5
TiO ₂	0	0.45	0.82	0.3	0
Al ₂ O ₃	0.36	0.54	2.78	0.25	0.52
Cr ₂ O ₃	0	0	0.01	0.04	0.02
FeO	32.28	32.96	31.93	33.94	45.32
Fe ₂ O ₃	64.54	65.05	58.72	63.09	50.92
MnO	0.09	0.13	0.1	0.05	0.17
MgO	0.03	0.04	0.16	0.03	0.01
Total	90.85	92.66	88.65	91.39	91.87
End-members					
Ti	0	0.02	0.03	0.01	0
Al	0.02	0.03	0.17	0.02	0.03
Fe ⁺⁺	3.96	3.91	3.66	3.95	3.94
Total	3.99	3.97	3.88	3.98	3.98
Magnetite	0.99	0.97	0.91	0.98	0.99
Ulvöspinel	0	0.01	0.02	0.01	0



شکل ۴-۱۷- تصویر BSE منیتیت‌های موجود در مجموعه درون اسکارن پیروکسن + ولاستونیت + اپیدوت + اکتینولیت. که در برخی قسمت‌های آن شواهد مارتیتی شدن مشاهده می‌شود.

۴-۲- برون اسکارن

در طول شرایط سوپرسالیدوس^{۵۰}، سیالات آبکی غیر قابل امتزاج از توده نفوذی در حال تبلور مخصوصاً از آپوفیزها خارج می شوند. سیال خیلی شور در نتیجه غیرقابل امتزاج بودن در سیستم ماگمایی شناور است (pmelt > pfluid). اما در یک سیستم گرمایی معمول شناور نیست (هنلی و مک‌ناب^{۵۱}، ۱۹۷۸؛ کندلا^{۵۲}، ۱۹۹۱). چگالی بالای این سیال، جریان سیال شور را فقط به پی‌سنگ محدود کرده که در نتیجه آن سنگ‌های میزبان توسط توده نفوذی در حال سرد شدن محصور شده است. در این مرحله، میزبان تحت تأثیر تبلور مجدد فرعی و اسکارنی شدن قرار می‌گیرد و تنها فاز بخار است که می‌تواند در فرآیندهای متاسوماتیسم اولیه در میزبان کربناته شرکت داده شود. در هر حال توزیع ماگمایی فاز بخار در تشکیل اولیه اسکارن فرضی است. در مرحله بعد دما در طول مرحله ساب‌سالیدوس^{۵۳} کاهش پیدا کرده و تعادلی بین سیال تجمع پیدا کرده در آپوفیزها و فازهای کانیایی از قبل موجود برقرار می‌شود. متعاقباً واکنش‌های تعادلی سیال-سنگ در نتیجه شستن آهن از فازهای کانیایی مافیک و اضافه شدن به سیال شور تجمع پیدا کرده ادامه می‌یابد. به علاوه سرد شدن نفوذی و گذر از شرایط فشار گرمایی اجازه چرخش سیالات جوی در حاشیه توده نفوذی به سمت داخل پی‌سنگ می‌دهد. کاهش شوری و چگالی سیال ماگمایی (شورآب حاوی Fe) سبب شناوری بیشتر شده و سیال را قادر می‌سازد تا به سمت بیرون از مقطع عرضی پی‌سنگ حرکت کند. ابتدا سیال ماگمایی رقیق شده به سنگ آهک‌ها وارد می‌شود. جهت سیال تشکیل دهنده اسکارن باید به سمت پایین باشد زیرا سیالات شور ماگمایی چگالی بیشتری نسبت به سیالات جوی دارند. کمابیش سیالات متاسوماتیک حاوی Fe، منیتیت را به صورت افقی جداگانه ته نشست می‌دهند و دیگر کانیهای برون‌اسکارن غنی از Fe در جهت خنثی شدن تشکیل می‌شوند (کواک و

⁵⁰ - Super solidus

⁵¹ - Henley & McNabb

3- Candela

⁴ Sub solidus

همکاران^{۵۴}، ۱۹۸۶). برون اسکارن معمولاً به اسکارن‌هایی اطلاق می‌شود که جایگزین سنگ‌های کربناته می‌شوند. برون اسکارن‌های لجنه بر اساس کانی‌شناسی به پنج دسته توده‌ای فلوگوپیت اسکارن، اسکارن اسکاپولیت‌دار، اسکارن گارنت‌دار، نواری کلسیت- منتیت اسکارن و اسکارن‌های رگه‌ای گارنت‌دار تقسیم‌بندی می‌شوند.

۴-۲-۱- فلوگوپیت اسکارن

این دسته از اسکارن‌ها در مقیاس صحرایی دارای مرز مشخص با میزبان کربناته بوده و به صورت توده‌ای سبز رنگ با گستردگی محدود در جنوبی‌ترین قسمت بخش B کانسار رخنمون دارد (شکل‌های ۳-۱ و ۴ - ۱۸). در نمونه دستی به رنگ سبز که در ورقه‌های سبز فلوگوپیت به وضوح قابل مشاهده‌اند (شکل ۴-۱۹). در مطالعات میکروسکوپی فلوگوپیت که عمده‌ترین کانی تشکیل دهنده این اسکارن می‌باشد با بافت گرانوبلاستی دانه ریز خودنمایی می‌کند (شکل‌های ۴-۲۰- الف و ب). مقادیر فرعی خرده‌های سیلیسی و اسکاپولیت نیز در بخش‌هایی از نمونه مشاهده می‌شود.

فلوگوپیت با فرمول عمومی $K(Mg, Fe^{2+})_3(AlSi_3O_{10})(OH, F)_2$ فراوانترین کانی موجود در این اسکارن است که به صورت کانی‌های ورقه‌ای درشتی با اندازه تقریبی ۱ تا ۶ میلیمتر مشاهده می‌شوند. این ورقه‌ها با رنگ‌های تداخلی بالا اغلب به هم چسبیده و متراکم هستند (شکل‌های ۴-۲۰- الف و ۴-۲۰- ب).

تعداد ۷ نقطه از فلوگوپیت‌های موجود در فلوگوپیت‌اسکارن موجود در بخش B کانسار مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته که نتیجه آن در جدول ۴-۴ آمده است. ترکیب این کانی بر اساس نمودارهای سه‌تایی $MgO, Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti, MgO, Fe^{2+}+(Mn^{2+}), MgO, MgO+FeO_t$ و $10TiO_2$ به ترتیب در محدوده فلوگوپیت و بیوتیت‌های متاسوماتیک قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴-۲۱ و ۴-۲۲).



شکل ۴-۱۸- تصویری از فلوگوپیت اسکارن که در مرز زیرین میزبان کربناته به رنگ سبز مشاهده می‌شود (دید به سمت شرق).

انجل^{۵۵} (۱۹۹۵)، تغییرات ترکیب شیمیایی میکاهای گروه بیوتیت را مربوط به لیتولوژی سنگ‌های دربرگیرنده می‌داند. میکاهایی که غنی از منیزیم و تهی از آهن و تیتانیوم هستند در مرمرها تشکیل می‌شوند. با توجه به شواهد صحرایی (بلورهای درشت فلوگوپیت در مرمرها و اسکارن‌ها) منشأ اسکارنی این فلوگوپیت‌ها را تعیین می‌کند. همه سازنده‌های غالب تشکیل‌دهنده فلوگوپیت در فاز سیال غنی از CO₂ حضور دارند.

در مرحله پس از ماگمایی، همزمان با فرآیند فلوگوپیتیزاسیون^{۵۶}، جانشینی اسکارن‌های منیزیم‌دار توسط اسکارن‌های کلسیم‌دار رخ داده است. جانشینی اسکارن‌های منیزیم‌دار از محل تماس این اسکارن‌ها با توده نفوذی آغاز شده است. این فرآیند در مناطقی امکان ظهور پیدا می‌کند که در آن فعالیت‌های شدید تکتونیکی رخ داده باشد و درزه و شکاف زیادی در سنگ ایجاد شده باشد. به نظر می‌رسد با توجه به

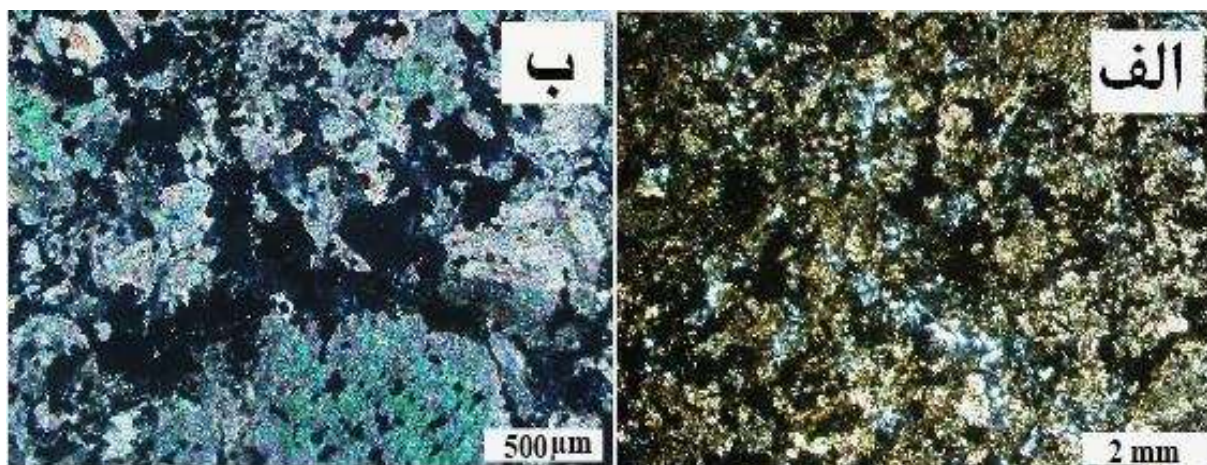
⁵⁵ - Angel

⁵⁶ - Phlogopitization

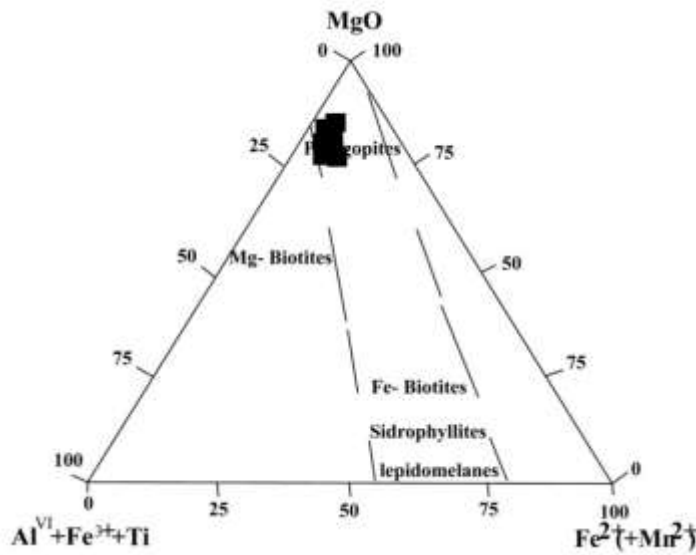
حضور سنگ میزبان دولومیت آهکی و فعالیت تکتونیکی منطقه مورد مطالعه شرایط برای انتقال Mg مهیا بوده است.



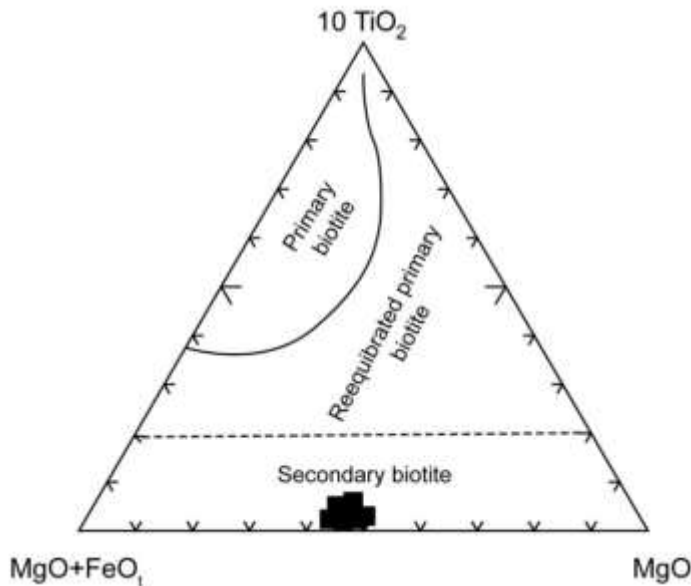
شکل ۴-۱۹- تصویری از نمونه دستی فلوگوپیت اسکارن که از ورقه‌های سبز فلوگوپیت تشکیل شده و به صورت متراکم بر روی هم قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۲۰- الف و ب- تصاویر میکروسکوپی فلوگوپیت اسکارن با بافت گرانوبلاستی واقع در بخش B کانسار که در آن ورقه‌های فلوگوپیت همراه با مقادیر اندکی سیلیس مشاهده می‌شوند (XPL).



شکل ۴-۲۱- موقعیت ترکیبی نقاط تجزیه شده فلوگوپیت بر روی نمودار سه‌تایی MgO ، $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$ ، $Fe^{2+}+Mn^{2+}$ (فوستر، ۱۹۶۰؛ یاووز، ۲۰۰۳).



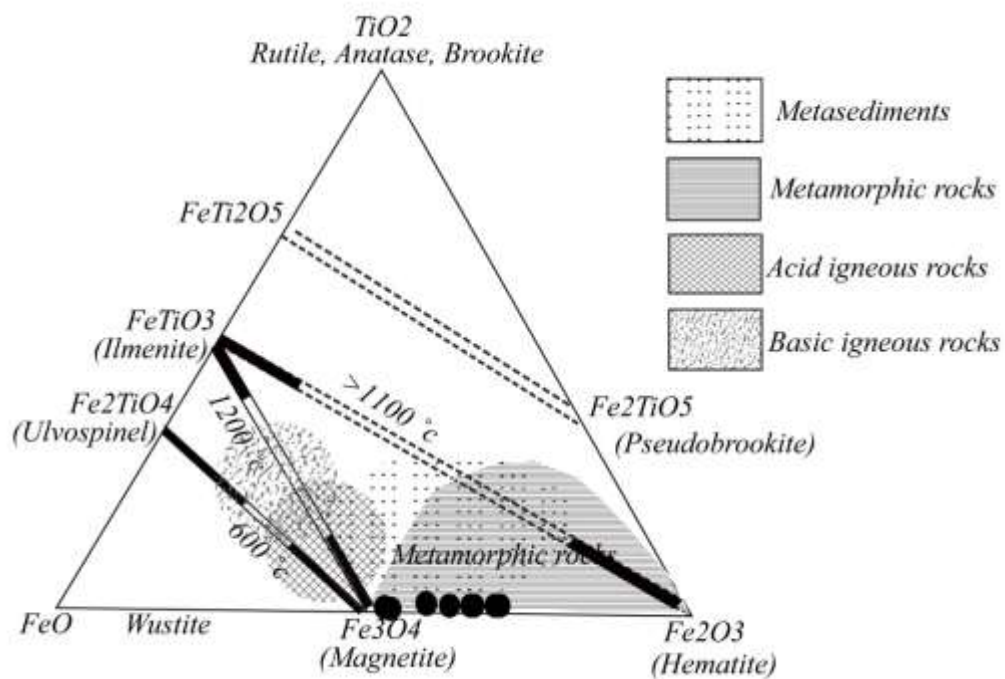
شکل ۴-۲۲- نمودار سه‌تایی $10TiO_2$ ، MgO ، $MgO+FeO_1$ متمایز کننده بیوتیت‌های اولیه و ثانویه (ناشیت، ۱۹۸۶).

تعداد ۱۰ نقطه از یک کدر موجود در فلوگوپیت اسکارن نیز مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته که نتایج آن در جدول ۴-۵ آمده است. بر اساس نتایج حاصله، نقاط تجزیه شده دارای ترکیب منیتیت دگرگونی و نیز حدواسط منیتیت و هماتیت می‌باشند (شکل ۴-۲۳).

جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی فلوگوپیت‌های موجود در فلوگوپیت اسکارن موجود در بخش B کانسار.

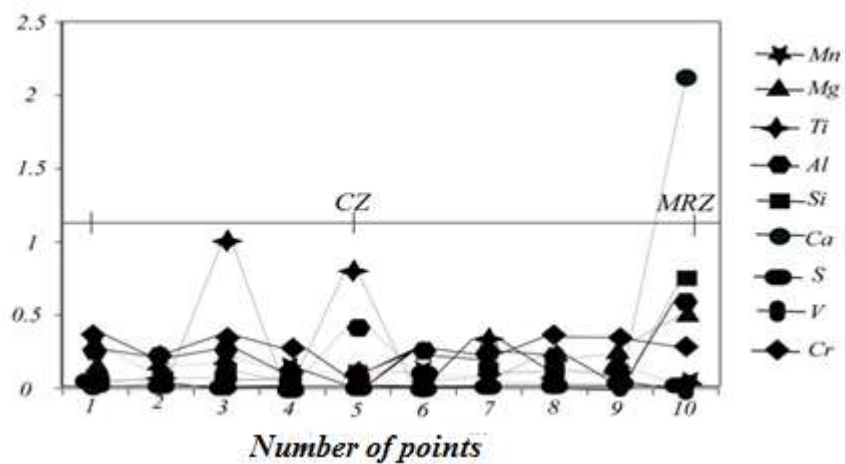
Phlogopite							
phlogopite % W							
S.N	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43.01	43.77	44.21	43.01	43.81	43.51	43.21
TiO ₂	0.01	0.02	0.05	0.08	0.11	0.14	0.17
Al ₂ O ₃	16.35	16.23	16.17	15.99	15.88	15.95	16.13
FeO	2.71	2.79	2.87	2.95	2.63	2.71	2.69
MnO	0.02	0.01	0	0.01	0.02	0.03	0.02
MgO	21.96	21.74	21.52	21.3	21.48	22.86	21.74
CaO	0.04	0.03	0.02	0.01	0	0.01	0.02
Na ₂ O	0.34	0.25	0.16	0.17	0.12	0.11	0.2
K ₂ O	10.92	11.26	11.6	11.24	10.88	10.62	11.16
Total	95.36	96.1	96.6	94.76	94.93	95.94	95.34
Si	5.8	5.85	5.87	5.85	5.9	5.81	5.83
Al ^{iv}	2.19	2.14	2.12	2.14	2.09	2.18	2.16
Al ^{vi}	0.41	0.41	0.41	0.42	0.42	0.32	0.4
Fe	0.3	0.31	0.31	0.33	0.29	0.3	0.3
Mg	4.42	4.33	4.26	4.32	4.31	4.32	4.37
Al total	2.6	2.55	2.53	2.56	2.52	0.3	2.56
Fe/Fe+Mg	0.06	0.067	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06

در این نقاط نیز همانند نمونه درون اسکارن شواهدی از پدیده مارتیتی شدن در منیتیت‌ها مشاهده می‌شود. بالا رفتن مقادیر Mg و Mn در منیتیت گرمابی می‌تواند به دلیل برهم کنش بین سیال و میزبان دولومیتی یا سیدریتی باشد (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱؛ مینرت، ۱۹۸۷). به سمت حاشیه کانی طی برهم کنش بین سیال و میزبان کربناته، غنی‌شدگی چشمگیری از عناصر Ca، Si، Mg و Al دیده می‌شود (شکل ۴-۲۴).



شکل ۴-۲۳- موقعیت کانی‌های کدر در فلوگوپیت اسکارن بر روی نمودار $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$ (بودینگتون و لیندسلی،

۱۹۶۴).



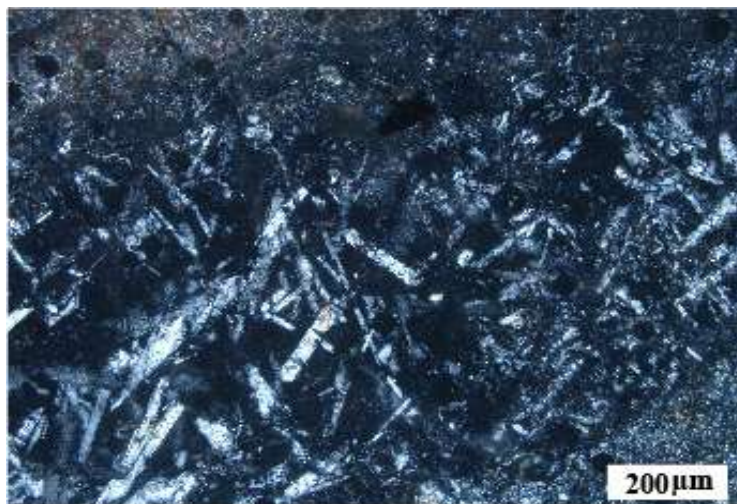
شکل ۴-۲۴- نمودار تغییرات عناصر در کانی‌های کدر.

جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های کدر موجود در فلوگوپیت اسکارن.

17										
Opaque minerals										
S.N#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO₂	0.1	0.12	1.81	0.02	1.47	0.17	0.58	0.16	0.17	0
Al₂O₃	0.45	0.38	0.44	0.2	0.73	0.41	0.4	0.32	0.21	1.04
Cr₂O₃	0.57	0.32	0.57	0.42	0.13	0.43	0.39	0.55	0.52	0.43
FeO	31.46	32.09	33	33.38	44.62	39.88	39.99	32.26	46.46	28.99
Fe₂O₃	62.71	63.12	61.1	61.84	49.36	55.06	55.21	64.59	48.22	50.65
MnO	0.17	0.15	0.1	0.1	0.15	0.15	0.11	0.13	0.11	0.05
MgO	0.23	0.1	0.05	0.03	0.17	0.13	0.39	0.3	0.37	0.74
Total	89.41	89.97	90.96	89.8	91.69	90.72	91.55	91.84	91.24	76.83
Ti	0	0	0.07	0	0.06	0.01	0.02	0.01	0.01	0
Al	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01	0.07
Cr	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe⁺⁺	3.89	3.92	3.78	3.95	3.79	3.91	3.86	3.9	3.9	3.79
Mn	0.01	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0.01	0	0
Mg	0.02	0.01	0	0	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.07
Total	3.97	3.98	3.91	3.98	3.92	3.97	3.96	3.97	3.98	3.95
End-members										
Spinel	0.01	0.01	0	0	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.05
Magnetite	0.98	0.98	0.93	0.99	0.94	0.98	0.97	0.98	0.98	0.96
Chromite	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ulvöspinel	0	0	0.05	0	0.04	0.01	0.02	0	0.01	0

۴-۲-۲- اسکارن اسکاپولیت‌دار

این دسته از اسکارن‌ها در شمالی‌ترین قسمت بخش A کانسار رخنمون دارند. در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن مایل به سفید همراه با رگه‌های اکسید آهن آب‌دار لیمونیت می‌باشد. اسکاپولیت به صورت بلورهای کوچک کشیده با رنگ‌های تداخلی خاکستری سری اول مشاهده می‌شود. این کانی بیشتر در درون اسکارن معمول بوده و گاهی اوقات در مناطق داخلی برون اسکارن مشاهده می‌شود (شکل ۴-۲۴). در زیر میکروسکوپ علاوه بر کلسیت و اسکاپولیت، مقادیر اندکی کانی‌های کدر و کلریت نیز مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۲۴- تصویر میکروسکوپی اسکارن اسکاپولیت‌دار واقع در قسمت شمالی بخش A کانسار که در بخشی از آن بلورهای خاکستری اسکاپولیت به چشم می‌خورند (XPL).

۴-۲-۳- کلسیت- منیتیت اسکارن

این مجموعه اسکارنی در بخش D کانسار و شمال غرب منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل‌های ۳-۱ و ۴-۲۵). در نمونه دستی با بافت نواری که شامل تناوبی از نوارهای کلسیت دانه ریز، منیتیت و اپیدوت بوده و در برخی جاها رگه و رگچه‌هایی از پیریت مشاهده می‌شود (شکل‌های ۴-۲۶، ۴-۲۷ و ۴-۲۸). در مطالعات میکروسکوپی دارای بافت نواری و از مجموعه کانی‌های منیتیت، کلسیت، اپیدوت، پیریت، مقادیر اندکی سیلیس و کلریت تشکیل شده است (شکل‌های ۴-۲۹).

با توجه به شواهد ساختی و بافتی، با نفوذ توده‌های مونزودیوریتی به درون واحدهای آهک مارنی کرتاسه، سیالات کانه‌دار منشأ گرفته از توده نفوذی مقادیر زیادی از کلسیت را در خود حل می‌کنند. در بخش‌های سطحی کانسار، سیالات حاوی مواد معدنی و کلسیت بخش آهکی میزبان کربناته را شسته، کلسیت و منیتیت را به صورت پراکنده بر جای می‌گذارند. بخش مارنی میزبان به علت استحکام و تراکم بالا به راحتی شسته نشده، با سیال کانه‌دار واکنش داده و تشکیل اپیدوت می‌دهد. بدین ترتیب لایه‌هایی متناوب با ضخامت متغیر از کلسیت، منیتیت و نیز اپیدوت تشکیل می‌شود (شکل ۴-۳۰).



شکل ۴-۲۵- تصویری از کلسیت- منیتیت اسکارن با بافت شاخص نواری واقع در بخش D کانسار.



شکل ۴-۲۶- تصویری از کلسیت- منیتیت اسکارن با بافت شاخص نواری واقع در بخش D کانسار.

این دسته از اسکارن‌ها، در مقیاس سانتیمتری و در نتیجه حمل ماده معدنی و مواد کربناته هموزن توسط سیالات آبی تحت شرایط دگرسانی تشکیل شده‌اند. ته‌نشست متوالی آهن توسط سیالات هیدرترمال با منشأ جوی احتمالی در تشکیل نهشته‌های گوتیت-مارتیت نقش دارد. ماده معدنی با لایه‌بندی سخت در دومین مرحله فرآیندهای سوپرژن تشکیل شده است.

۴-۲-۴- اسکارن گارنت‌دار

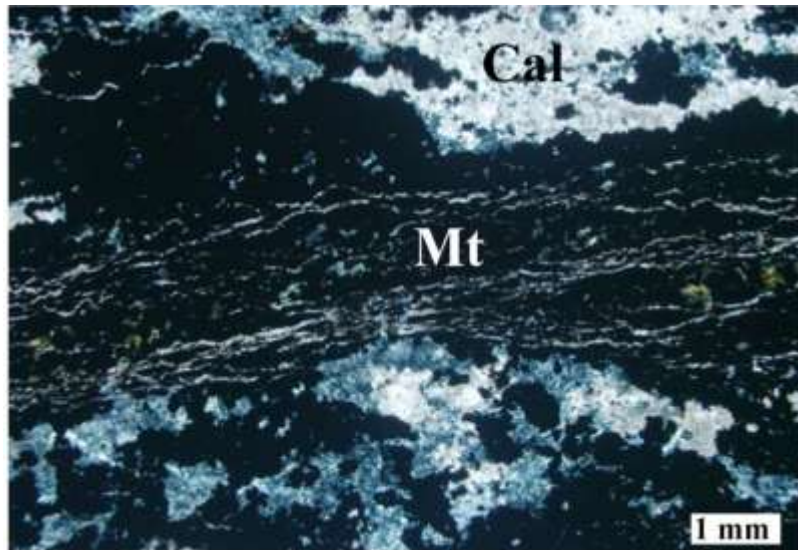
این اسکارن در شمالی‌ترین قسمت بخش D کانسار و منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد. در نمونه دستی به رنگ نخودی با بافت دانه متوسط که در زمینه آن دانه‌های کوچک گارنت قهوه‌ای به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند. در زیر میکروسکوپ دارای بافت گرانوبلاستی بوده که به ترتیب فراوانی شامل مجموعه کانی‌های کلسیت و گارنت، کوارتز و مقادیر ناچیز اپیدوت می‌باشد (شکل ۴-۳۱).



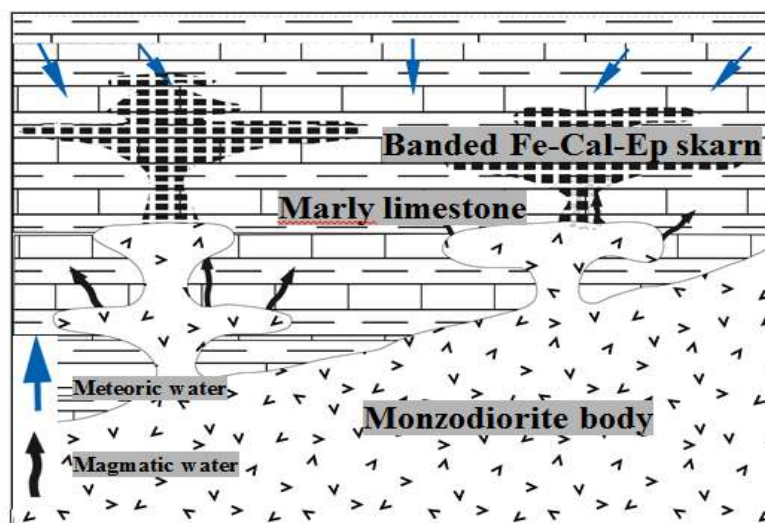
شکل ۴-۲۷- تصویری از نمونه دستی کلسیت-منیتیت اسکارن که در آن نوار پهنی از اپیدوت مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۲۸- تصویری از نمونه دستی کلسیت- منیتیت اسکارن با بافت نواری که در زمینه آن دانه‌های کوچک پیریت مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۲۹- تصویر میکروسکوپی کلسیت- منیتیت اسکارن با بافت نواری (PPL).



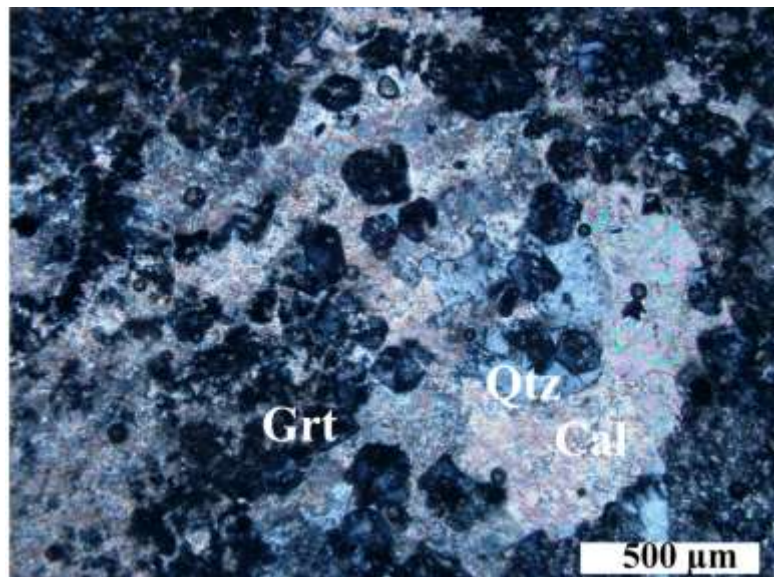
شکل ۴-۳۰- تصویر شماتیک مکانیزم تشکیل کلسیت- منیتیت اسکارن نواری واقع در بخش D کانسار.

گارنت به صورت بلورهای شکل دار با اندازه تقریبی ۲۰۰ میکرومتر می باشد. بر اساس فردوسی و همکاران (۱۳۹۰) به نظر می رسد که این گارنت ها طی مرحله دگرگونی دگرنهادی دوطرفه همزمان با جایگیری توده نفوذی در سنگ میزبان تشکیل شده باشند. وجود ناخالصی های رس در سنگ میزبان آهک مارنی به عنوان منبع تأمین Si، Al و Mg عمل کرده و باعث به وجود آمدن گارنت و اپیدوت در میزبان کربناته شده اند.

تشکیل این گارنت ها با واکنش های کربن زدایی همراه بوده که باعث کاهش جزئی در حجم میزبان و ایجاد درزه و ریز درزه ها شده که سهم زیادی در تشکیل اسکارن در مراحل بعدی دارد. در این مرحله انتقال عناصر به جز مواد فرار صورت نگرفته و باعث دگرگون شدن سنگ ها شده است. کلسیت دارای منشأ ثانویه بوده و به احتمال زیاد در اثر وجود فضاهای خالی در سنگ های میزبان و نیز واکنش با دی اکسید کربن موجود در محیط تشکیل شده است.

۴-۲-۵- اسکارن رگه‌ای گارنت‌دار

در قسمت مرکزی واقع در بخش A کانسار رگه‌هایی با عرض تقریبی ۱۰ سانتیمتر رخنمون دارند. در نمونه دستی به رنگ نخودی تا سبز همراه با قشری از کربنات‌های مس مالاکیت و آزوریت که در آن دانه‌های کوچک گارنت و اپیدوت به چشم می‌خورند (شکل ۴-۳۲).



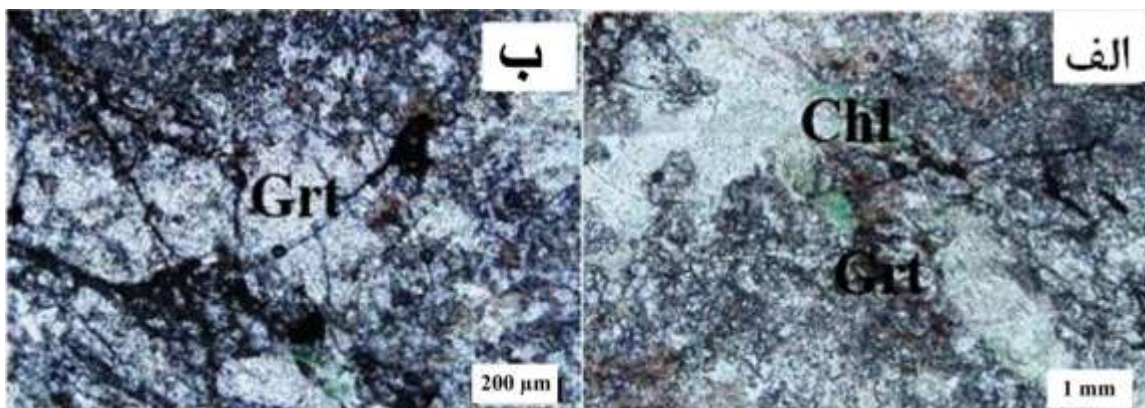
شکل ۴-۳۱- تصویر میکروسکوپی اسکارن گارنت‌دار واقع در بخش D کانسار که در آن گارنت‌های خودشکل ثانویه همراه با کلسیت‌های ثانویه مشاهده می‌شوند (XPL).

این رگه‌ها دارای بافت گرانوبلاستی و از مجموعه کانی‌های گارنت، اپیدوت، کلسیت، کلریت، اکتینولیت و کانی‌های کدر تشکیل شده است (شکل‌های ۴-۳۳- الف و ب). اثرات دمایی و متاسوماتیک توده نفوذی و به دنبال آن ورود سیال‌های گرمایی در سنگ‌های کربناتی میزبان سبب تبلور دوباره کربنات‌ها و تشکیل کانی‌های اسکارنی به شکل کانی‌های بدون آب مثل گارنت و کانی‌های آبدار مثل اپیدوت و کانی‌های کربناته مثل کلسیت شده است. این اسکارن‌ها، از طریق محلول‌های آبدار داغ در شکستگی‌ها و درز و

شکاف‌های موجود در سنگ آهک‌های دولومیتی در مرز ماده معدنی و سنگ میزبان کربناته تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۲۴).



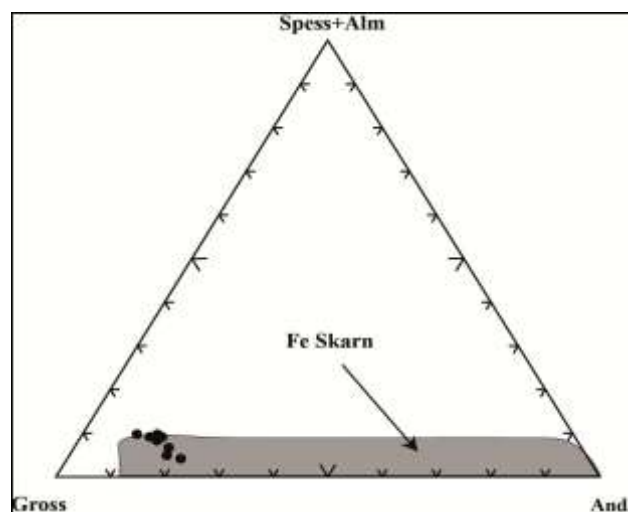
شکل ۴-۳۲- تصویر میکروسکوپی رگه اسکارنی گارنت‌دار که به داخل ماده معدنی نفوذ کرده و در آن دانه‌های کوچک گارنت قابل مشاهده‌اند.



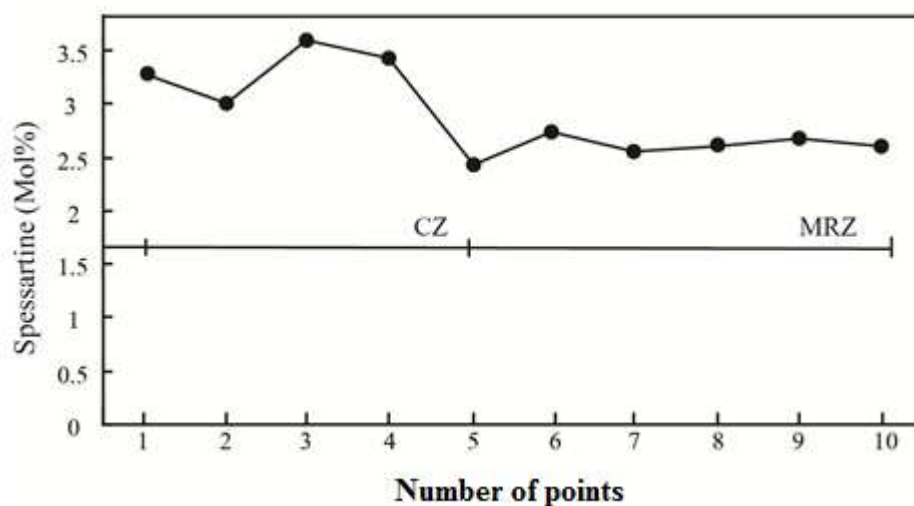
شکل ۴-۳۳- برخی از خصوصیات میکروسکوپی اسکارن رگه‌ای گارنت‌دار واقع در بخش A کانسار. الف و ب) تصاویر میکروسکوپی اسکارن رگه‌ای گارنت‌دار به رنگ قهوه‌ای روشن همراه با تجمعات دسته جارویی کلریت (PPL). گارنت به صورت بلورهایی بی‌شکل به رنگ قهوه‌ای روشن با اندازه تقریبی ۳ میلی‌متر مشاهده می‌شود.

ترکیب گارنت‌های تجزیه شده در نمودار سه‌تایی آندرادیت-گروسولار- (اسپسارتیت + آلماندین) به صورت $Gr_{82}Ad_{18}Py_8$ بوده و از قطب گروسولار بیشترین غنی‌شدگی را نشان می‌دهد (تا ۸۲ درصد در شکل ۴-۳۴). نمودار تغییرات درصد وزنی اسپسارتین این گارنت‌ها از مرکز به سمت حاشیه منطقه‌بندی ضعیفی نشان می‌دهند. منطقه‌بندی معکوس یعنی غنی‌شدگی از اسپسارتین در مرکز و تهی‌شدگی در حاشیه این گارنت‌ها نشانگر تغییر محیط حاکم بر کانسار از اکسیدان به احیایی می‌باشد.

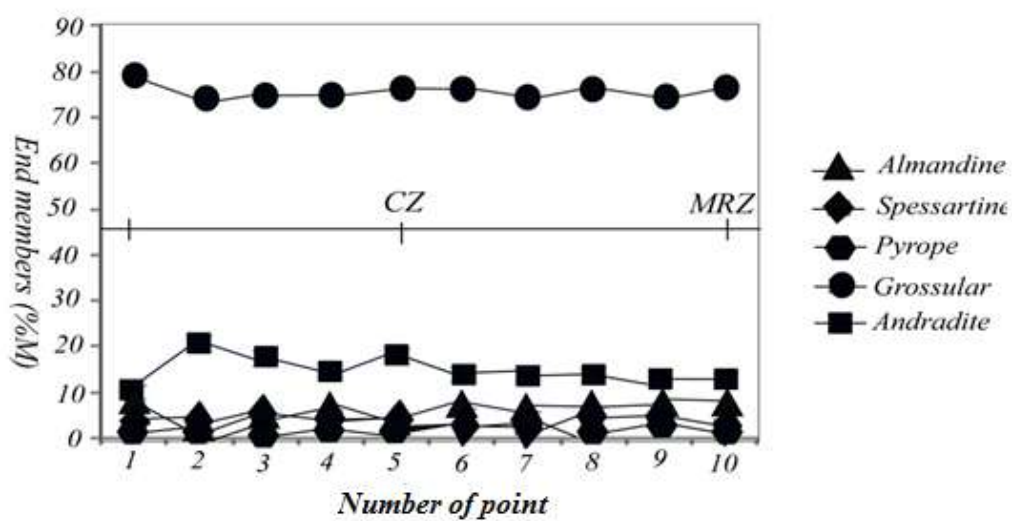
شکل‌های ۴-۳۵ و ۴-۳۶- نمودارهای تغییرات درصد وزنی اسپسارتین و گروسولار- آلماندین- پیروپ- اسپسارتین گارنت‌های رگه‌ای بخش A کانسار را نشان می‌دهند. روند تهی‌شدگی از اسپسارتین به سمت حاشیه کانی نشانگر منطقه‌بندی معکوس می‌باشد. این گارنت‌ها منطقه بندی ضعیفی نشان داده و تا ۸۲ درصد از گروسولار غنی شده است. پالس‌های گرمایی سیال مسئول منطقه‌بندی نوسانی در گارنت‌ها به عنوان کانی ثانویه پرکننده حفرات در رگه‌ها و نوارهای اسکارنی است (کلنکنو و ولی، ۲۰۰۳).



شکل ۴-۳۴- نمودار سه‌تایی آندرادیت-گروسولار- (اسپسارتیت + آلماندین) که توزیع ترکیب گارنت‌های اسکارن رگه‌ای موجود در بخش A کانسار را نشان می‌دهد. بخش خاکستری رنگ توزیع ترکیب گارنت‌های اسکارن‌های آهن جهان را نشان می‌دهد (مینرت، ۱۹۸۹).



شکل ۴-۳۵- نمودار تغییرات درصد وزنی اسپسارتین گارنت‌های رگه‌ای بخش A کانسار. این گارنتها از مرکز به حاشیه از اسپسارتین تهی شده و منطقه‌بندی معکوس نشان می‌دهند.



شکل ۴-۳۶- نمودارهای تغییرات درصد وزنی گروسولار-آلماندین-پیروپ-اسپسارتین گارنت‌های رگه‌ای بخش A کانسار.

سوینی^{۵۷} (۱۹۸۰)، مکانیسمی را برای تولید گارنتهای آندرادیت-گروسولار دارای منطقه بندی بر اساس روابط T-XCO₂ تصور نمود. در شکل ۴-۳۷ پایین‌ترین منحنی پایداری T-XCO₂ برای گروسولار در دمای بالاتری از منحنی پایداری آندرادیت قرار دارد. یعنی تشکیل گروسولار به دمای بالاتر و یا XCO₂ پایین‌تری نیاز دارد. منحنی‌های محاسبه شده برای محلولهای جامد بینابینی بین دو منحنی قرار دارد. از طرف دیگر مطالعات ادخالهای سیال در بینگهام (مور و ناش^۲، ۱۹۷۴) نشان داده است که محلول‌های گرمایی در هنگام فرایند نهشت کانه دچار تغییر فشار از فشار لیتوستاتیک به فشار هیدروستاتیک شده‌اند. بر این اساس، سوینی نشان داد که چنین رخدادی می‌تواند شرایط را از نهشت آندرادیت خالص به گارنت غنی از گروسولار تغییر دهد. ایشان همچنین پایین آمدن XCO₂ را به جوشش نسبت داد و معتقد است که این فرایند باعث تغییر ترکیب گارنت به سمت غنی از گروسولار می‌شود. اینودی و همکاران (۱۹۸۱) گزارش کردند که در بیشتر اسکارنها XCO₂ می‌تواند از مقادیر اولیه ۰/۲ تا ۰/۵۰ تغییر نماید. در غلظت‌های پایین‌تر CO₂، فرایند جوشش می‌تواند به سرعت میزان این گاز را کاهش دهد و سیالات به سرعت به درون قلمرو پایداری گارنت گروسولار جابه‌جا شود (شکل ۴-۳۷). البته باید به یاد داشته باشیم که متغیرهای دیگری نیز می‌توانند در این تغییرات ترکیبی گارنت دخیل باشند. برای مثال پالس‌های سیالاتی با دمای بالاتر یا مشارکت آبهای جوی با محتوای CO₂ پایین‌تر می‌توانند در تغییرات ترکیب گارنت‌ها اهمیت زیادی داشته باشند.

با این توضیحات به نظر می‌رسد گارنت‌های غنی از گروسولار موجود در رگه بخش A کانسار لجنه به دلیل ایجاد شکستگی و تغییرات فشار از لیتوستاتیک به هیدروستاتیک بوجود آمده‌اند. شکل ۴-۳۸ نحوه پیشرفت شکستگی و ایجاد رگه‌های گرمایی غنی از سیلیس و گارنت را نشان می‌دهد که گواهی بر این مدعاست.

⁵⁷ - Sweeney
2- Moore & Nash

جدول ۴-۶- نتایج تجزیه شیمیایی گارنت‌های موجود در رگه اسکارنی گارنت‌دار واقع در بخش A کانسار.

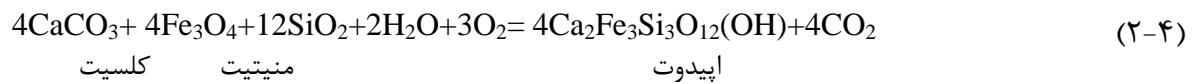
Garnetiferous skarn vein										
Core to Rim										
S.N #	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39.39	38.25	38.79	39.56	38.74	39.78	38.85	39.51	39.65	39.36
Al ₂ O ₃	18.74	17.5	17.12	17.68	17.48	16.76	17.86	17.83	16.96	16.93
FeO	6.42	7.48	7.08	7.71	6.92	7.3	7.36	7.56	7.7	6.99
MnO	1.39	1.24	1.49	1.44	1.01	1.17	1.06	1.1	1.14	1.09
MgO	0.29	0.28	0.25	0.32	0.46	0.51	0.81	0.49	0.41	0.39
CaO	32.82	33.85	33.47	33.16	33.79	33.15	32.23	32.89	32.89	32.89
Total	99.05	98.6	98.2	99.87	98.4	98.67	98.17	99.38	98.75	97.65
Si	3.04	2.97	3.03	3.04	3.01	3.09	3.02	3.04	3.08	3.08
Al	1.7	1.6	1.57	1.6	1.6	1.53	1.63	1.62	1.55	1.56
Fe ³⁺	0.21	0.44	0.36	0.31	0.37	0.27	0.3	0.28	0.28	0.25
Fe ²⁺	0.2	0.03	0.1	0.17	0.07	0.19	0.17	0.2	0.22	0.2
Mn	0.09	0.081	0.09	0.09	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07
Mg	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.05	0.09	0.05	0.04	0.04
Ca	2.71	2.82	2.8	2.73	2.81	2.76	2.69	2.71	2.73	2.76
Total	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Garnet end members %W (On the basis of 12O)										
Almandine	6.63	1.34	3.33	5.89	2.56	6.3	5.69	6.6	7.14	6.64
Spessartine	2.98	2.74	3.25	3.08	2.2	2.49	2.31	2.35	2.43	2.34
Pyrope	1.09	1.09	0.96	1.2	1.77	1.91	3.1	1.84	1.54	1.47
Grossular	79.37	74.17	75.2	75	75.81	75.54	74.86	75.79	75.29	77.05
Andradite	9.89	20.64	17.24	14.8	17.63	13.74	14.02	13.39	13.58	12.47

به طور کلی در طی مراحل نهایی تخریب اسکارن، دما و pH کاهش می یابد، سیال گرمابی با منشأ ماگمایی محدود شده و انتظار می رود با ورود آبهای جوی سیال رقیق شده و یون کلر کاهش یابد (ابنودی و همکاران، ۱۹۸۱). از آنجا که محتوای اندک کلر باعث پایین آمدن توانایی سیال برای حمل آهن فریک می شود اما تاثیری بر روی حلالیت آلومینویم ندارد (بارنز، ۱۹۷۹)، در نتیجه گارنت‌هایی که از این سیال هسته‌بندی می‌کنند باید از گروسولار نسبت به آندرادیت غنی تر باشند.



شکل ۴-۳۸- قطعاتی زاویه دار از سنگ میزبان کانه که با رگه‌هایی از گارنت، کلسیت، اپیدوت، مالاکیت و آزوریت حاصل فعالیت سیال گرمابی دربرگرفته شده است. این پدیده معرف تغییر فشار از لیتوستاتیک به هیدروستاتیک می‌باشد.

بر اساس بست (۱۹۸۲) واکنش احتمالی زیر جهت تشکیل اپیدوت پیشنهاد می‌گردد:



۴-۳- کانه‌نگاری

در این مطالعه ابتدا ۱۲ مقطع صیقلی و ۲ نازک- صیقلی از بخش‌های مختلف کانسار جمع‌آوری شده و با استفاده از میکروسکوپ کانه‌نگاری در نور انعکاسی، ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافت ماده معدنی به دقت مورد مطالعه قرار گرفت. کانی‌شناسی فلزی در کانسار آهن لجنه شامل منیتیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت، پیریت، مالاکیت، آزوریت، ایلمنیت، اسفالریت و منگنز می‌باشد.

۴-۳-۱- کانه‌زایی

منیتیت به صورت بلورهای خودشکل، نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل مشاهده می‌شود. این کانی به عنوان اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانه موجود در این کانسار عمدتاً به صورت ساخت‌های توده‌ای^{۵۸} (شکل ۴-۳۹)، نیمه‌توده‌ای^{۵۹}، انتشاری^{۶۰}، برشی (شکل ۴-۴۰)، شکاف پرکن (شکل ۴-۴۱)^{۶۱}، رگه‌ای (شکل ۴-۴۲) و ساخت شاخص نواری در ماده معدنی (شکل ۴-۲۶) مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۳۹- تصویری از تهنشست ماده معدنی به صورت افقی مستقل در مرز زیرین سنگ میزبان کربناته واقع در بخش A کانسار (دید به سمت شرق).

⁵⁸ - Massive

⁵⁹ Semi massive

⁶⁰ - Disseminated

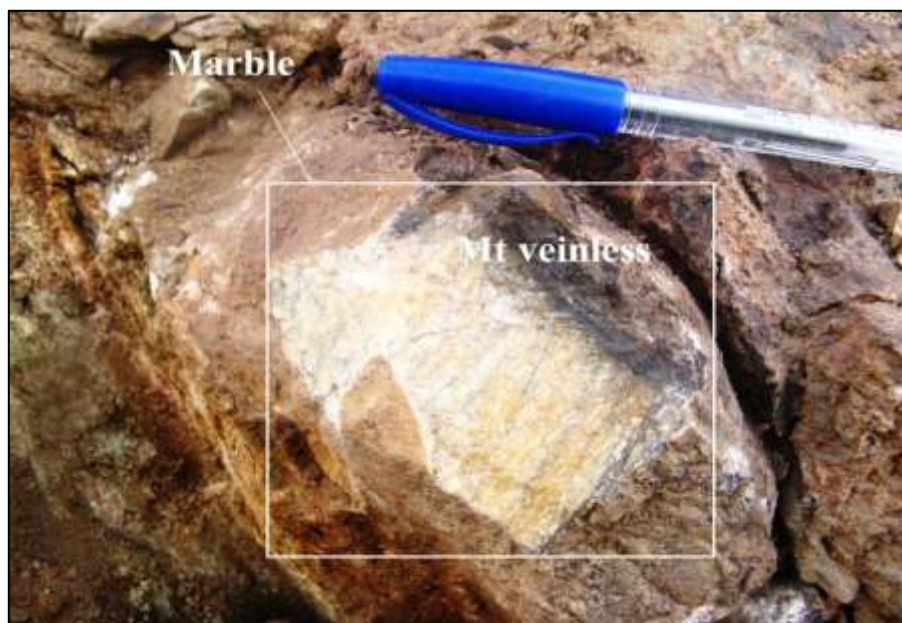
⁶¹ - Open space filling



شکل ۴-۴۰- تصویر از ساخت برشی در ماده معدنی که تحت تأثیر شکستگی هیدرولیکی سیال کانه‌دار و هضم میزبان کربناته ایجاد شده است



شکل ۴-۴۱- تصویری از حفرات و فضاهای خالی میزبان کربناته که در اثر عبور سیال کانه‌دار رگه‌هایی از ماده معدنی بر جای گذاشته است.



شکل ۴-۴۲- تصویری از تأثیر سیالات کانه‌دار بر میزبان کربناته که از طریق درز و شکافها بالا آمده و سبب دگرگونی بخشی از میزبان (تشکیل مرمر با رگچه‌هایی از کانه) شده‌اند.

همچنین در مقاطع میکروسکوپی انواع بافت‌های توده‌ای، نیمه‌توده‌ای، انتشاری، رگه‌ای و نواری در ماده معدنی دیده می‌شود (شکل‌های ۴-۴۳- الف و ب و ۴-۴۴). ساخت‌ها و بافت‌های مختلف در منیتیت نشان‌دهنده شرایط تشکیل متفاوت در این کانی است. به عنوان مثال تشکیل ساخت برشی به صورت قطعاتی با اندازه‌های مختلف از میزبان کربناته مشاهده می‌شود که در منیتیت‌های توده‌ای گرفتار شده‌اند و بیانگر شرایط تکتونیکی فعال حاکم بر منطقه پس از تشکیل ماده معدنی است. این کانی در مطالعات میکروسکوپی همسانگرد با انعکاس‌پذیری متوسط به رنگ قهوه‌ای متمایل به صورتی بوده که ممکن است به علت حضور تیتان در شبکه منیتیت باشد (شکل‌های ۴-۴۳- الف و ب). طبیعت حاوی Ti منیتیت نشان دهنده یک جایگزینی بخشی توسط یک سیلیکات Ca-Ti (تیتانیت) است که به صورت یک حاشیه ناپیوسته جایگزین شده است. بلورهای منیتیت در بخش‌هایی تحت تأثیر فرآیند مارتیتیزاسیون^{۶۲} قرار گرفته، از حاشیه و در امتداد سطوح رخ به هماتیت تبدیل شده است. این پدیده به صورت حاشیه

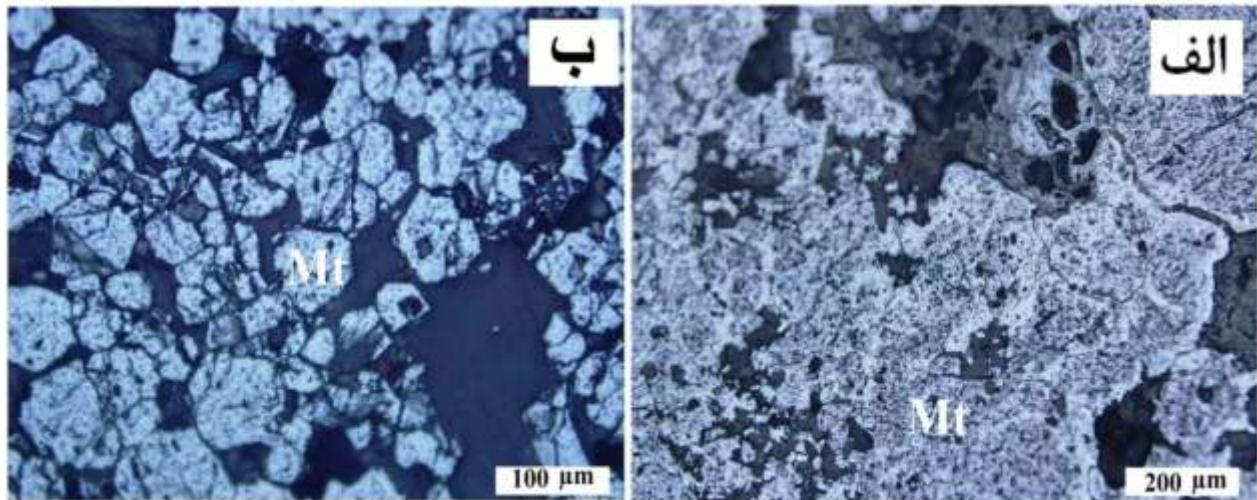
⁶² - Martitization

سفیدرنگی در اطراف بلورهای منیتیت مشاهده شده که در شرایط سطحی و اکسیدان از سمت حاشیه به مرکز، کانی منیتیت را تحت تأثیر قرار داده است (شکل‌های ۴-۲۶- پ و ت). در بخش D کانسار، منیتیت با بافت شاخص نواری همراه با رگه و رگچه‌هایی از پیریت مشاهده می‌شود. گاهی بلورهای منیتیت با پیریت هم‌رشدی نشان می‌دهند که به صورت مرز مضرس بین دو کانی نمایانگر است. در قسمت‌هایی نیز سیمانی از پیریت، منیتیت را احاطه کرده است که بیانگر تشکیل پیریت به صورت فازی تأخیری پس از منیتیت است. حضور منیتیت همراه با فاز فرعی پیریت نشان‌دهنده پایین بودن مقدار گوگرد فاز سیال است. با توجه به مطالعات میکروسکوپی و بررسی مقالات مشابه در زمینه کانسارهای اسکارنی آهن، تشکیل این کانی در دو مرحله صورت گرفته است:

در مرحله اول، مکانیزم ته‌نشست منیتیت بدین ترتیب بوده که ابتدا واکنش‌هایی آهن را به سیال (منشأ گرفته از توده نفوذی) که منبع مناسبی برای تشکیل اسکارن است اضافه می‌کنند. متعاقباً در نتیجه اختلاط سیال گرمایی با آب‌های جوی رقیق و سردتر، در نتیجه کاهش چگالی سیالات ماگمایی، منیتیت بیشتر شناور می‌شود. در نهایت این کانی مستعد حرکت به بیرون از آپوفیزهای نفوذی شده و به صورت افقی مستقل در سنگ میزبان جای می‌گیرند. ته‌نشست آهن بدین روش ذخایری ارزشمند از نظر اقتصادی پدید می‌آورد. در مرحله دوم و مراحل نهایی تشکیل اسکارن، منیتیت جانشین کانی‌های مراحل اولیه شده و رگه‌ها را پر می‌کند. این منیتیت‌های ثانویه عمدتاً توسط گوتیت جایگزین می‌شوند. منیتیت اکسید آهنی است در مقایسه با هماتیت در درجه حرارت‌های بالاتر و فشار اکسیژن کمتر پایدارتر است.

هماتیت به صورت بلورهای سوزنی اسپیکیولاریت با رنگ خاکستری روشن مایل به سفید و با دارا بودن ناهمسانگردی از منیتیت متمایز می‌شود. این کانی پس از منیتیت بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده است و از نظر اقتصادی در منطقه، اهمیت چندانی ندارد. هماتیت محصول فرآیند اکسیداسیون

منیتیت است که در اثر دگرسانی و هوازگی منیتیت توسط آب‌های جوی اکسیدان و تحت فرآیند مارتیتی شدن تشکیل شده است (شکل‌های ۴-۴۵-الف و ب).



۴-۴۳-الف و ب) تصاویر میکروسکوپی منیتیت که از حاشیه به هماتیت تبدیل شده و به ترتیب در نورهای طبیعی و پلاریزه، بافت‌های توده‌ای و نیمه‌توده‌ای نشان می‌دهد (نور انعکاسی).

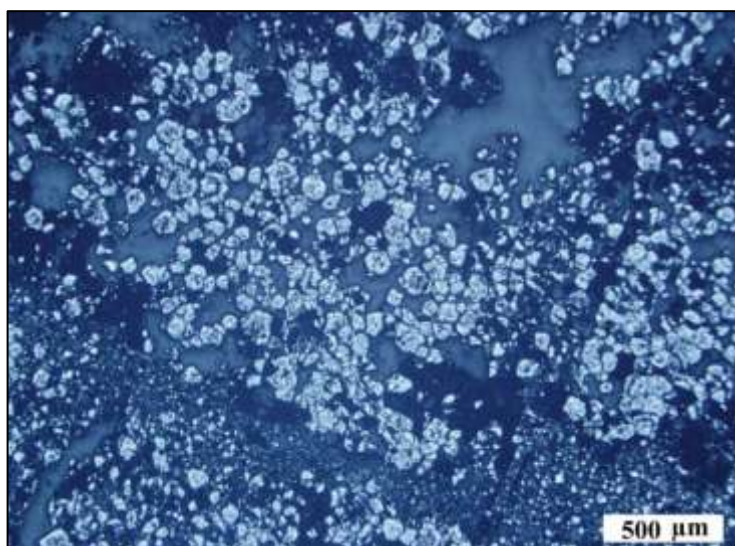
بر اساس هاینس و همکاران^{۶۳} (۱۹۹۵) برای تشکیل هماتیت در قسمت‌های بالایی کانسار حضور اکسیژن ضروری است. به عبارت دیگر باید فوگاسیته اکسیژن افزایش یابد تا این میزان زیاد اکسیژن را فراهم کند و محتمل‌ترین منبع اکسیژن، آب‌های جوی است که در اثر چرخش در قسمت‌های بالایی کانسار باعث اکسیده شدن این قسمت می‌گردد. میزان هماتیت با عمق نمونه‌ها نسبت عکس دارد.

بر اساس وایت^{۶۴} (۱۹۹۶) واکنش تبدیل منیتیت به هماتیت به صورت زیر است:

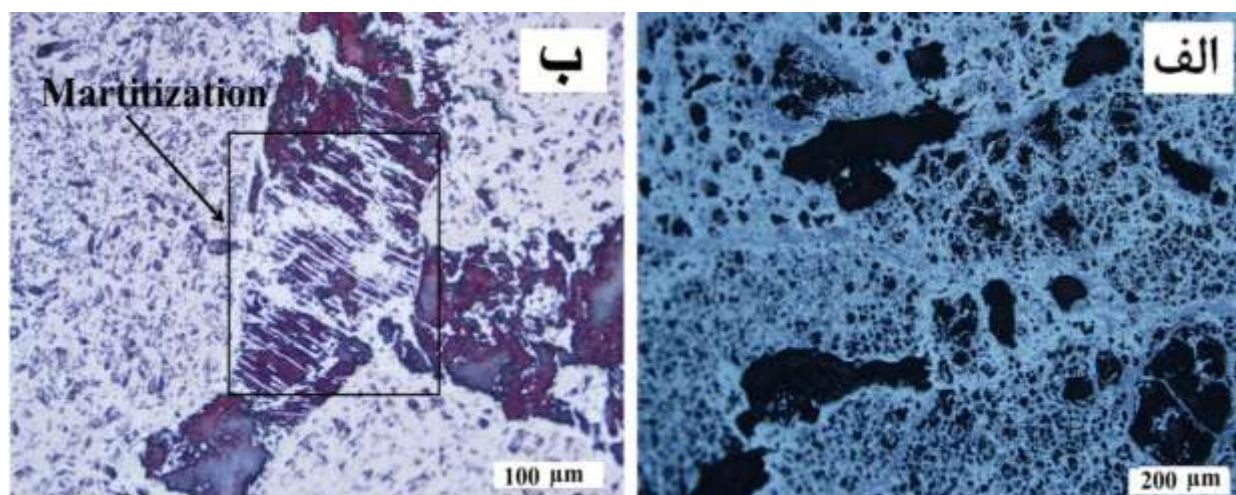


⁶³ - Haynes et al

⁶⁴ - White



شکل ۴-۴- تصویر میکروسکوپی منیتیت با بافت انتشاری (XPL، نور انعکاسی).



شکل ۴-۵- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی منیتیت به ترتیب در نور طبیعی و پلاریزه که از حاشیه تحت تأثیر مارتیتی شدن به هماتیت تبدیل شده است (نور انعکاسی).

در بخش C کانسار منیتیت به طور گسترده‌ای به الیژیست تبدیل شده است. بر اساس اینودی و همکاران (۱۹۸۱)، وجود رگچه‌های فراوان الیژیست نشان‌دهنده فاز پایانی دگرسانی گرمابی است (شکل ۴-۴).

پیریت فراوانترین کانی سولفیدی کانسار محسوب می‌شود که بیشتر به صورت سیمانی تأخیری اطراف منیتیت و نیز در جاهایی با غبارآلود و کلوئیدی قابل مشاهده است. با توجه به مطالعات میکروسکوپی،

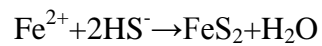
پیریت بیشتر در بخش‌های A و D کانسار وجود دارد و نشانگر درجات متفاوت اکسید شدگی به گوتیت است (شکل‌های ۴-۴۷ و ۴-۴۸-ب). با توجه به کمتر بودن دمای محیط کانی‌سازی پیریت نسبت به منیتیت، بلورهای پیریت اغلب در حفرات، شکستگی‌ها و مرز بلورهای منیتیت مشاهده می‌شوند. بنابراین تشکیل پیریت بعد از منیتیت رخ داده است. وجود سولفید به افزایش فوگاسیته S_2 وابسته می‌باشد و در فشار و دمای نزدیک به سطح بیشترین پایداری را نشان می‌دهد (شکل ۴-۴۹).



شکل ۴-۴۶- تصویری از نمونه دستی البیژیست که از بخش C کانسار برداشت شده است.

بررسی‌ها نشان می‌دهند که اسکارن‌های پیشرونده غنی از منیتیت، توسط فازهای غنی از سولفید و در مرحله گرمایی قطع شده‌اند. جایگزینی منیتیت از قبل موجود توسط پیریت از طریق واکنش‌هایی صورت می‌گیرد که مستقل از فوگاسیته اکسیژن است. دو نسل پیریت در منطقه وجود دارد که عبارتند از: نسل اول شامل پیریت‌هایی که دارای مرز مضرس با منیتیت هستند و هم‌زمان با منیتیت تشکیل شده‌اند.

نسل دوم شامل پیریت‌هایی که به صورت سیمانی منیتیت را در بر گرفته‌اند و به صورت فازی تأخیری پس از منیتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۴۸- الف). بر اساس وایت (۱۹۹۶) واکنش تشکیل پیریت به صورت زیر است:



(۴-۴)

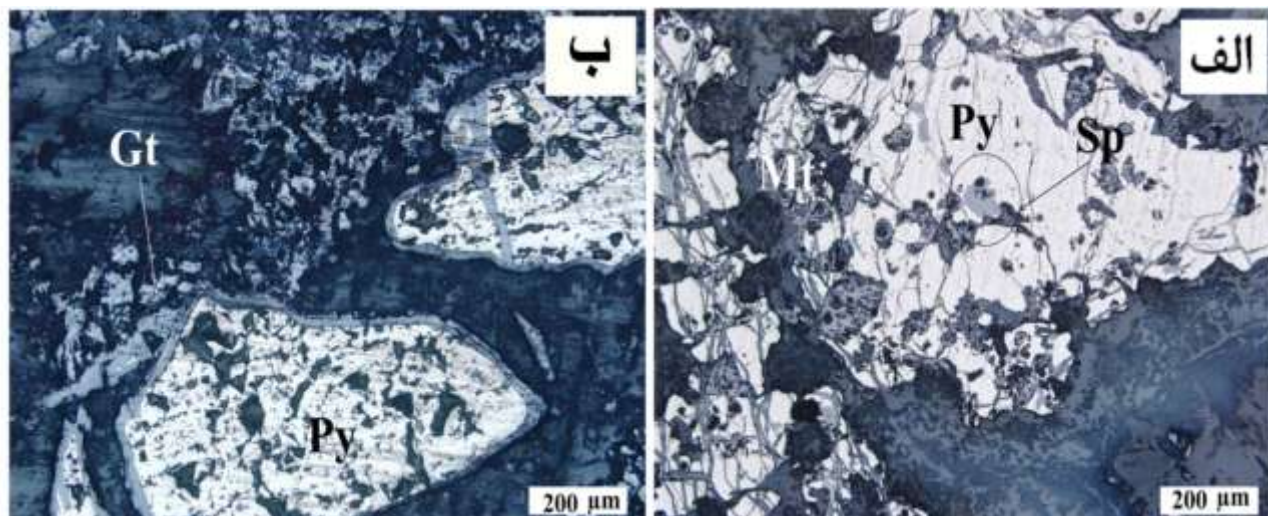


شکل ۴-۴۷- تصویری از دگرسانی پیریت به گوتیت (تحت شرایط سوپرژن).

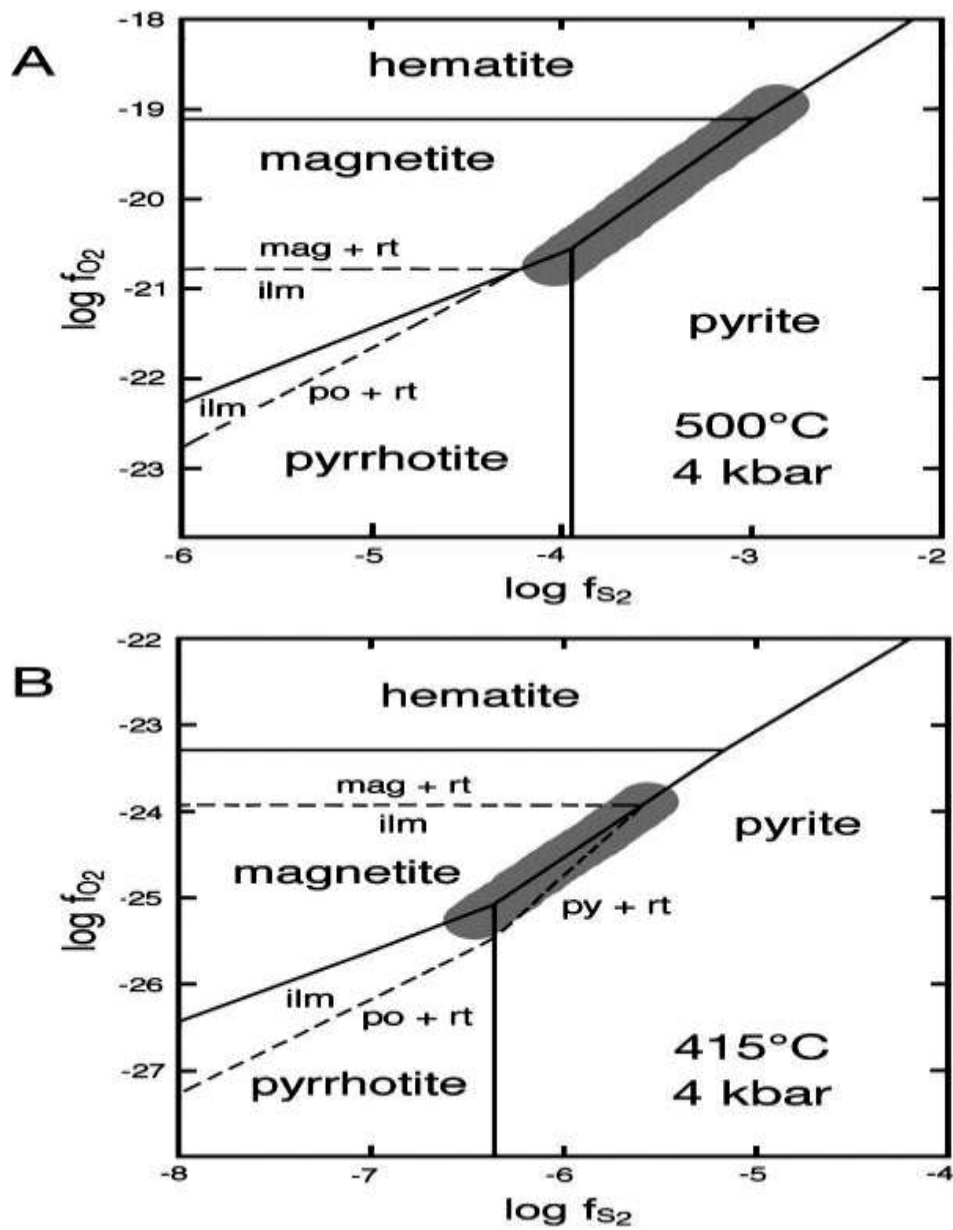
مالاکیت و آزوریت به ترتیب به رنگ‌های سبز روشن تا تیره و آبی روشن کربنات‌های ثانویه مس‌داری هستند که همراه با کانه‌زایی آهن مشاهده می‌شوند. مس بیشتر به سمت بیرون از سطح برای تشکیل مالاکیت حرکت می‌کند (سینکلر^{۶۵}، ۱۹۷۲). این کانی‌ها در بخش‌های سطحی و هوازده کانسار، به صورت قشری بر روی ماده معدنی و اسکارن‌های رگه‌ای وجود دارند (شکل ۴-۵۰). مالاکیت و آزوریت بیشتر به صورت پرکننده فضاهای خالی در کانسار دیده می‌شوند.

⁶⁵ -Sinclair

اکسید منگنز بیشتر در سطح ماده معدنی دیده شده که بیشتر به صورت بافت‌های شاخه درختی و قشری در منطقه نمایانگرند (شکل ۴-۵۱).



شکل ۴-۴۸-الف) تصویر میکروسکوپی پیریت که به صورت سیمانی، مگنتیت و اسفالریت را احاطه کرده که حاکی از تشکیل پیریت به صورت فازی تأخیری پس از مگنتیت و اسفالریت (Sp) است (نور انعکاسی، PPL). ب) تصویر میکروسکوپی پیریت (Py) که از حاشیه به گوتیت تبدیل شده است (نور انعکاسی، PPL).



شکل ۴-۴۹- نمودار محدوده پایداری منیتیت-هماتیت-پیریت و پیروتیت نسبت به تغییرات فوگاسیته اکسیژن و گوگرد در دما و فشارهای متفاوت (شی^{۶۶}، ۱۹۹۲).



شکل ۴-۵۰- تصویری از کانی‌زایی مالاکیت و آزوریت به صورت قشری در بخش‌های سطحی کانسار



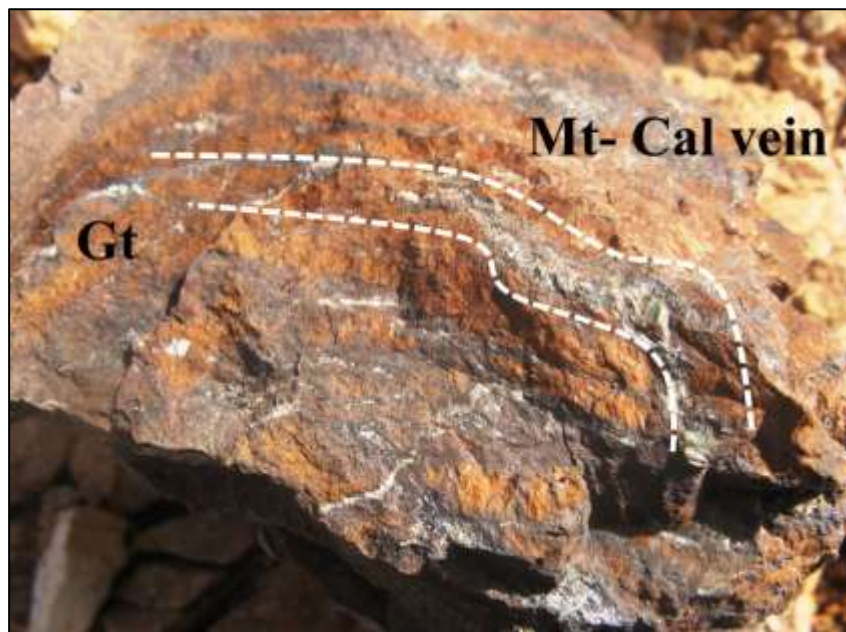
شکل ۴-۵۱- تصویری از کانه‌زایی منگنز به صورت شاخه درختی بر روی منیتیت.

لیمونیت و گوتیت حاصل فرآیند هوازدگی و اکسیداسیون کانی‌های آهن می‌باشند که اغلب به رنگ‌های زرد و قهوه‌ای مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۴-۵۲ و ۴-۵۳). در بعضی نمونه‌ها اکسیداسیون کامل پیریت منجر به تحول کاذب کامل به گوتیت و توسعه ساختارهای گل‌کلمی می‌شود. گوتیت به عنوان محصول دگرسانی سوپرژن زون اکسیدان اغلب به صورت حاشیه‌ای جانشین پیریت شده و بعضاً در شکستگی‌های افق ماده معدنی جایگزین می‌شود. لیمونیتی شدن بیشتر به صورت قشری، دندریتی، رگچه‌ای در سطح و در طول شکستگی‌ها رخ داده است اگرچه منشأ اصلی آن بیشتر در ارتباط با اکسیداسیون پیریت است. مطالعات میکروسکوپی نشان داده که لیمونیتی شدن بیشتر در اسکارن‌های حاوی پیریت رخ می‌دهد (سینکلر، ۱۹۷۵).



شکل ۴-۵۲- تصویری از نمونه دستی لیمونیت که تحت شرایط سطحی و هوازده تشکیل شده است.

کانی‌های سوپرژن در دو زون مجزای اکسیدان و احیا حضور دارند. در زون اکسیدان مجموعه کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی ثانویه آهن (هماتیت و گوتیت) و کربناتی مس (مالاکیت و آزوریت) دیده می‌شوند.



شکل ۴-۵۳- تصویری از منیتیت که توسط قشری از گوتیت دربر گرفته شده و نیز رگه‌های حاوی کلسیت و منیتیت آن را قطع کرده و تشکیل بافت نواری داده است.

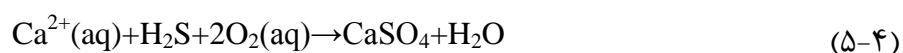
اسفالریت به صورت بلورهای تقریباً بی‌شکل همسانگرد به رنگ خاکستری می‌باشد. درصد فراوانی این کانی بسیار پایین است و فقط در چند نمونه محدود اسفالریت همراه منیتیت قابل مشاهده است (۴-۴۸- الف). این کانی اغلب طی دگرسانی پسرونده و در شکستگی‌ها تشکیل می‌شود.

ژئوپس تحت شرایط سطحی و هوازده تحت مکانیزم پیچیده‌ای تشکیل شده است. بدین ترتیب که از هیدرولیز کانی‌های سولفیدی به خصوص پیریت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تشکیل می‌شوند. در بیشتر قسمت‌های کانسار، توده نفوذی و ماده معدنی توسط رگه‌هایی از ژئوپس سفید رنگ رشته‌ای قطع شده‌اند (شکل ۴-۵۴). در نتیجه این عمل بنیان گوگرد آنها آزاد شده همراه با آب موجود در محیط اسید ضعیف H_2S را ساخته است. این اسید ضعیف در هنگام چرخش همراه با سیالات محیطی بر روی پلاژیوکلازهای توده نفوذی تأثیر نموده و با Ca آزاد شده از آن واکنش می‌دهد (شهری، ۱۳۹۰).



شکل ۴-۵۴- تشکیل قشری نازک از رشته‌های ژئوپس بر روی ماده معدنی تحت شرایط سطحی و اکسیدان.

دی اکسید گوگرد به شکل گازی در محلول حل شده و با CaO در محیط اطراف ژئوپس تولید می‌کند که واکنش آن به صورت زیر است:



۲-۳-۴- بررسی ژئوشیمیایی کانسنگ

برای بررسی ژئوشیمیایی کانسنگ، نمونه‌هایی از بخش‌های مختلف برداشت و به روش‌های دستگاهی XRF (جدول ۴-۷) و ICP (جدول ۴-۸) آنالیز شد. مطالعات ژئوشیمیایی کانسنگ نشان داد که بیشترین عیار اکسید آهن، مس و طلا به ترتیب حدود ۸۰، ۶/۵ درصد و ۲/۲ ppm است. مقادیر اکسید فسفر در کانسنگ غنی از آهن بسیار کم اندازه‌گیری شده است (مرادی و تقوی، ۱۳۹۱).

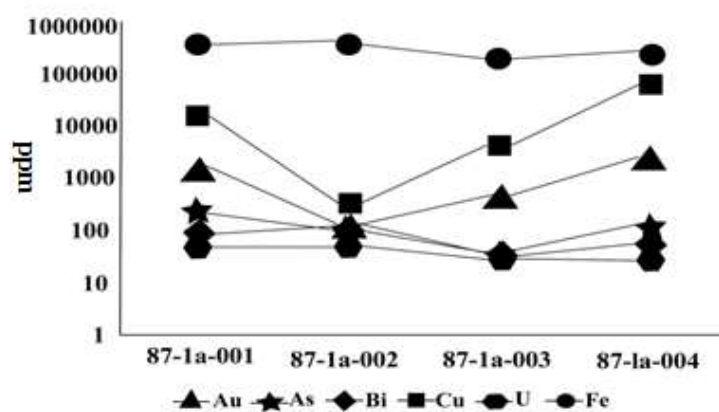
بررسی عناصر کمیاب و طلا اندازه‌گیری شده نشان می‌دهد که مقادیر عنصر طلا با مس همبستگی بسیار زیاد و با عناصر آرسنیک بیسموت و اورانیوم به ترتیب همبستگی متوسط تا ضعیف دارد، هرچند آهنگ تغییرات عناصر فوق با عنصر آهن از نظم خاصی تبعیت نمی‌کند (شکل ۴-۵۵). بود و نبود همبستگی بین گروه‌های عناصر در کانسار لجنه حاکی از آن است که فازهای متفاوتی (حداقل دو فاز) از فعالیت سیالات هیدروترمالی با مشخصه مختلف در شکل‌گیری کانسار موثر بوده‌است. (تقوی، ۱۳۹۱).

جدول ۴-۷- درصد اکسیدهای مختلف اندازه‌گیری شده در دونمونه از کانسنگ با استفاده از روش XRF.

S.N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CuO	SO ₃
Lax 1	6.4	0.43	80.53	4.27	0.08	0.02	0.017	0	0
Lax 2	3.51	1.24	24.21	25.13	10.12	0.06	0.017	0.8	3.47

جدول ۴-۸- نتایج تجزیه شیمیایی دو نمونه از کانسنگ به روش ICP

S.N	Au (ppb)	As	Bi	Cu	U	Fe
87-1a-001	1348	231.2	94.91	15325	49.1	354333
87-1a-002	92	97.9	86.07	328	50.9	357081
87-1a-003	4.6	34.2	32.37	4366	30.8	182594
87-1a-004	2210	108.1	59.34	64658	301	255553



شکل ۴-۵۵- نمودار همبستگی طلا و عناصر همراه.

۴-۴- توالی پاراژنزی

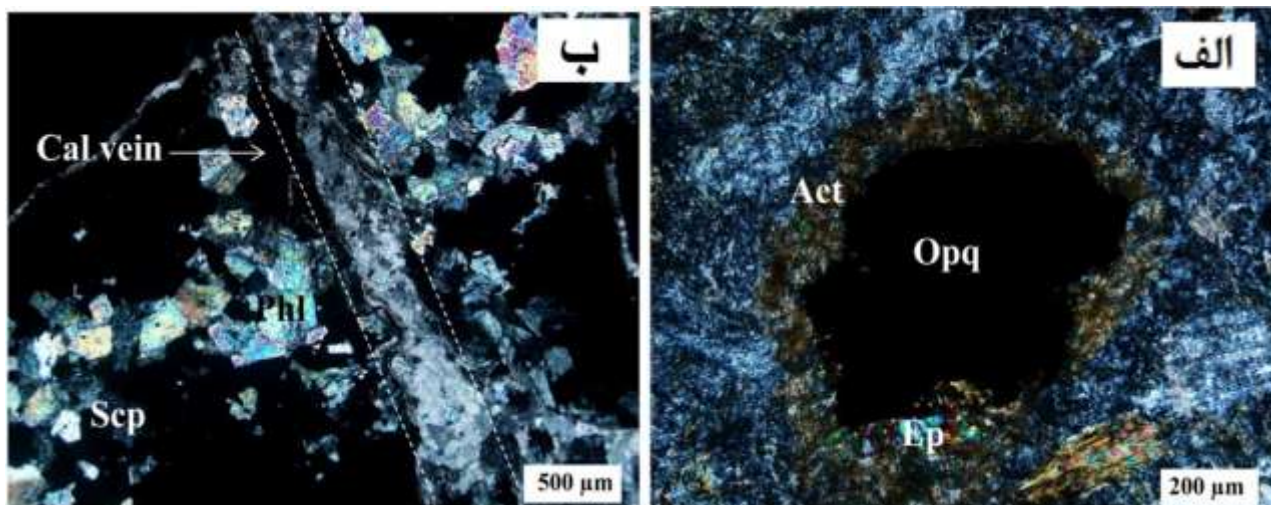
توالی پاراژنزی، ترتیب یا تقدم و تأخر نهشته شدن کانی‌ها به صورت فازهای جدا یا مجموعه کانی‌ها در یک کانسار است (بیتس و جکسون^{۶۷}، ۱۹۸۰). از آنجایی که یک کانسار طی مجموعه فرآیندهایی تشکیل می‌شود که هر یک از این فرآیندها با تأثیر مشخصی بر سنگ میزبان و کانی‌های موجود همراه است، با بررسی تشکیل هر یک از این کانی‌ها در بستر زمان و ارتباط آنها با یکدیگر می‌توان به توالی پاراژنزی پی برد (شکل ۴-۵۶). بر اساس مطالعات انجام شده، توالی پاراژنزی کانسار آهن لجنه را می‌توان این گونه توضیح داد که در مرحله اول با تزریق توده نفوذی عمدتاً دیوریتی به داخل میزبان کربناته و تأثیرات حرارتی ناشی از آن، دگرگونی ایزوشیمیایی میزبان کربناته رخ می‌دهد. با جایگیری توده نفوذی و شکل‌گیری هاله دگرگونی، در مرحله پیشرونده تشکیل اسکارن، کانی‌هایی از جمله گارنت، پیروکسن، اسکاپولیت و فلوگوپیت شکل می‌گیرند. در این مرحله، هجوم سیالات ماگمایی کانه‌دار از توده نفوذی به درون میزبان کربناته سبب تشکیل افقی از منیتیت با بافت توده‌ای و نیمه‌توده‌ای و مقادیر اندکی پیریت می‌شود. در جاهایی منیتیت در حاشیه گارنت تشکیل شده که حاکی از تشکیل آن بعد از کانی‌های سیلیکاته مرحله پیشرونده تشکیل اسکارن می‌باشد (شکل ۴-۲). از آنجایی که پیریت به صورت سیمانی منیتیت و اسفالریت را در برگرفته و یا در قالب رگه و رگچه آن راقطع کرده، تأخیری بودن این کانی نسبت به منیتیت و اسفالریت ثابت می‌شود (شکل ۴-۴۸- الف). دگرسانی گرمایی نهایی با اضافه شدن سیالات جوی همراه است. در مرحله پسرونده تشکیل اسکارن، کانی‌های بی‌آب اولیه تخریب شده و کانی‌هایی از قبیل اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، کلریت و آلبیت تشکیل می‌شوند. شواهد بسیاری بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی وجود دارد که نشان‌دهنده تشکیل این کانی‌ها به خرج کانی‌های بی‌آب اولیه نظیر گارنت و پیروکسن و کدر می‌باشد (شکل ۴-۵۷- الف). همچنین قطع شدن کانی‌های

⁶⁷ - Bates & Jackson, 1980

فلوگوپیت، اسکاپولیت و منیتیت توسط رگه‌های کلسیتی می‌تواند تأخیری بودن رگه را نسبت به این کانی‌ها اثبات کند (شکل ۴-۵۷-ب). در این مرحله، نهشته شدن ماده معدنی به صورت رگه‌ای و پراکنده و فضا پرکن در طول نقاط ضعف و شکستگی ادامه می‌یابد. کانی‌هایی از قبیل هماتیت، گوتیت و سیدریت نیز در مراحل نهایی تشکیل اسکارن و شرایط سطحی و هوازده (سوپرژن) تشکیل می‌شوند و به صورت قشری سطحی منیتیت و پیریت را حاطه می‌کنند (شکل‌های ۴-۴۵، ۴-۴۷ و ۴-۴۸).

Stage Mineral	Metamorphism	Metasomatism		Supergene stage
	Isochemical metamorphism	Prograde	Retrograde	
Calcite	██████████		_____	
Garnet		██████████		
Wollastonite		—		
Diopside		██████████		
Plagioclase		██████████	-----	
Orthoclase		██████████		
Scapolite		██████████	-----	
Biotite		██████████		
Phlogopite		██████████	
Prehnite			
Actinolite			██████████	
Chlorite			██████████	
Quartz			-----	
Epidote			-----	
Magnetite		██████████	
Hematite			██████████	██████████
Pyrite			-----	
Goethite siderite			██████████	██████████
Sphalerite			-----	
Ilmenite		██████████		
Malachite, Fe-Mn oxides				██████████

شکل ۴-۵۶- بررسی توالی پاراژنزی کانی‌های مختلف و ارتباط بین آنها در کانسار آهن لجنه.



شکل ۴-۵۷- الف) تصویر میکروسکوپی کانی کدر که از حاشیه به اپیدوت و اکتینولیت تبدیل شده است (XPL). ب) تصویر میکروسکوپی رگه کلسیتی که فلوگوپیت و اسکاپولیت را قطع کرده است (XPL).

فصل پنجم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

مهمترین هدف اصلی این مطالعه شناسایی توده نفوذی و پهنه‌های دگرسانی مختلف در آنها، تغییر و تحولات کانی‌شناسی اعم از حذف کانیهای اولیه یا ظهور کانیهای ثانویه و چگونگی ارتباط آنها با تشکیل کانسار آهن لجنه بوده است. با توجه به مطالعات صورت گرفته، نتایج ذیل حاصل گردیده است.

- توده‌های نفوذی با ترکیب غالب دیوریتی، مونزودیوریتی، سینیتی و سابولکانیک دیوریت‌پورفیری ائوسن- الیگوسن به درون دولومیت‌های آهکی پرمین و آهک‌های مارنی کرتاسه نفوذ کرده و سبب گسترش دگرسانی‌های پروپلیتی، فیلیک، درون‌اسکارن و نیز کانه‌زایی آهن در منطقه شده است.

- ماده معدنی در محدوده مورد مطالعه به طور عمده در بخشهای جداگانه رخنمون یافته و هر بخش توده‌های نفوذی خاصی دارد. لذا در این پژوهش چهارگوش مورد مطالعه به قلمروهای اصلی A، B، C و D تقسیم شده و تغییرات پتروگرافی و کانی‌شناسی توده‌های نفوذی هر کدام از آنها به صورت سیستماتیک بررسی شده است.

- واحد سینیتی در نمونه دستی کرمی مایل به صورتی بوده و دارای بافت درشت تا متوسط دانه می‌باشد و درشت‌بلورهای ارتوکلاز، پیروکسن و کانی‌های کدر در آن قابل شناسایی است. در زیر میکروسکوپ دارای بافت‌های گرانولار و پورفیروئیدی بوده و از مجموعه کانی‌های اصلی ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و فرعی بیوتیت، کدر، آپاتیت، زیرکن و مجموعه کانی‌های ثانویه اکتینولیت، اپیدوت، کوارتز، سربیسیت، کلریت، اسفن و کلسیت و پیریت تشکیل شده است. توده‌های سینیتی با درصد بالای آلکالی فلدسپار نسبت به دیگر توده‌های منطقه قابل شناسایی بوده و دگرسانی عمده در آنها فیلیک با مجموعه کانی‌های شاخص کوارتز، اپیدوت، سربیسیت و پیریت می‌باشد.

- واحد دیوریتی به صورت چند توده نفوذی دیوریتی کوچک با وسعت متفاوت رخنمون دارد و شامل توده‌های دیوریتی b_1 - b_2 - b_3 (در بخش A کانسار) و دو توده c_1 و c_2 در بخش B کانسار می‌باشد. این

سنگها در نمونه دستی تقریباً دانه درشت به رنگ خاکستری مایل به سبز بوده و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در آن قابل شناسایی است. در زیر میکروسکوپ دارای بافت‌های میکروگرانولار، اینترگرانولار بوده و بر حسب فراوانی از مجموعه کانیهای پلاژیوکلاز، کلینوپيروكسن، ارتوکلاز، مقادير فرعی بیوتیت، هورنبلند، آپاتیت، اسفن، کوارتز و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. همچنین در این سنگ‌ها کانی‌های اپیدوت، اسکاپولیت، اکتینولیت، کلریت، پرهنیت و اسفن ریز دانه، به صورت کانیهای ثانوی مشاهده می‌شوند. ترکیب پلاژیوکلاز دیوریت‌ها در حد آندزین می‌باشد. مقادیر SiO_2 و Al_2O_3 موجود در ترکیب شیمیایی پیروکسن این واحد ماهیت کالک‌آلکان این سنگها را تایید می‌نماید. همچنین بالا بودن میزان SiO_2 و پایین بودن میزان Ti در فرمول ساختمانی این پیروکسن‌ها حاکی از تشکیل این سنگها در یک کمان آتشفشانی می‌باشد. مهم‌ترین دگرسانی در این توده‌ها گسترش درون‌اسکارن بوده که با مجموعه کانی‌های گارنت، دیوپسید، اسکاپولیت، اپیدوت و اکتینولیت مشخص می‌شود.

- از آنجا که ترکیب کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین ارتباط مستقیم با ترکیب ماگمایی مولد سازنده آنها دارند، ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها دمای ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۸ تا ۱۰ کیلو بار را برای تبلور این کانی در توده‌های دیوریتی نشان می‌دهد. همچنین این کانی در فوگاسیته اکسیژن پایین متبلور شده‌اند. شیمی بیوتیت‌های موجود نیز اولیه بودن این کانی را اثبات نموده و مانند پیروکسن ماهیت کالک‌آلکان این ماگما را تایید می‌نماید.

- واحد دیوریت پورفیری در نمونه دستی دارای بافت دانه متوسط تا دانه ریز به رنگ خاکستری مایل به سبز می‌باشد که در آن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به وضوح قابل مشاهده‌اند. این بخش از توده دانه‌ریزتر از سایر نقاط نمونه‌برداری شده است. در زیر میکروسکوپ دارای بافت پورفیروئیدی بوده و از مجموعه کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، فرعی هورنبلند، آپاتیت، کانی‌های کدر، کوارتز و ثانویه پلاژیوکلاز آلبیتی، اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، پرهنیت، اسفن و کلریت تشکیل شده است.

دگرسانی پروپیلیتیک با مجموعه کانی‌های اپیدوت، اکتینولیت، کلریت و کلسیت مهم‌ترین دگرسانی مشاهده شده در این توده‌ها می‌باشد.

- واحد مونزودیوریتی در شمال غرب منطقه مورد مطالعه و به صورت توده‌هایی با اندازه‌های متفاوت در مرز زیرین میزبان کربناته و ماده معدنی رخنمون دارد. در نمونه دستی با بافت دانه درشت و به رنگ خاکستری مایل به سبز می‌باشد که در آن درشت بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن و بیوتیت به وضوح مشاهده می‌شوند. در نمونه میکروسکوپی دارای بافتهای گرانولار، اینترگرانولار و از مجموعه کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن، فرعی هورنبلند، بیوتیت، کدر، اپیدوت، آپاتیت، کوارتز، زیرکن تشکیل شده است. این توده با محتوای آلكالی فلدسپار بالاتر نسبت به دیوریت‌ها مشخص می‌شود. مهم‌ترین دگرسانی در توده‌های مونزودیوریتی سدیک بوده که سبب تشکیل آلبیت در امتداد رخ‌های ارتوکلاز و ایجاد بافت صفحه شطرنجی می‌شود.

- پیدایش کانی‌های شاخص درون‌اسکارن نظیر گارنت، اسکاپولیت، اپیدوت، پیروکسن متاسوماتیک و تأثیر گسترده دگرسانی‌های مختلف عامل مهم شناسایی مجموعه‌های درون‌اسکارنی منطقه می‌باشد. به طور کلی مجموعه گارنت + اسکاپولیت در دیوریت‌های b_2 بخش A کانسار، مجموعه گارنت + اکتینولیت در دیوریت‌های به شدت دگرسان شده b_3 بخش A کانسار، مجموعه گارنت + پیروکسن در توده دیوریتی c_1 واقع در بخش B کانسار و مجموعه پیروکسن + ولاستونیت + اپیدوت + اکتینولیت در توده مونزودیوریتی جنوب‌شرقی بخش D کانسار تشکیل شده‌اند. ترکیب پیروکسن درون اسکارن دیوپسید و گارنت آن نیز غنی از گروسولار است. بر اساس شواهدی از در هم رشدی این دو کانی به نظر می‌رسد گارنت‌های مزبور همراه با کلینوپيروكسن‌های دیوپسیدی طی گسترش درون‌اسکارن در شرایط احیایی تشکیل شده‌اند.

- شواهد صحرایی، نمونه‌برداری سیستماتیک و مطالعه مقاطع میکروسکوپی نشانگر یک منطقه‌بندی دگرسانی از درون توده نفوذی (درون‌اسکارن) به حاشیه آن (برون‌اسکارن) است.

- بر اساس نتایج حاصل از تجزیه کانی‌های کدر موجود در مجموعه‌های اسکارنی، معمولاً در شرایط احیایی منیتیت با هماتیت هم‌زیست است. با عبور سیالات هیدروترمال طی برهم‌کنش سنگ/ سیال عناصری مانند Cr، Mg و Mn شسته شده و در بعضی نقاط تجزیه شده پدیده مارتیتی شدن در منیتیت‌ها مشاهده می‌شود.

- برون‌اسکارن‌ها بر اساس کانی‌شناسی و موقعیت رخنمون آنها در چهارگوش مورد مطالعه به پنج گروه فلوگوپیت اسکارن، اسکارن اسکاپولیت‌دار، اسکارن گارنت‌دار، نواری کلسیت- منیتیت اسکارن و اسکارن‌های رگه‌ای گارنت‌دار تقسیم‌بندی می‌شوند.

- کانی‌های فلزی به ترتیب اهمیت و فراوانی شامل منیتیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت، پیریت، مالاکیت، آزوریت، ایلمنیت، اسفالریت و منگنز می‌باشند. انواع بافت‌های توده‌ای، نیمه‌توده‌ای، افشان و رگه‌ای در ماده معدنی واقع در بخش‌های مختلف کانسار مشاهده می‌شود. کانه‌زایی در بخش C کانسار بیشتر به صورت هماتیت (تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتیک) و در بخش D کانسار به صورت منیتیت با بافت شاخص نواری است.

- تشکیل اسکارن را در کانسار آهن لجنه می‌توان در ۵ مرحله مجزا ذکر کرد:

۱- نفوذ یک ماگمای عمدتاً دیوریتی در دمای حدود ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد در اعماق کم؛

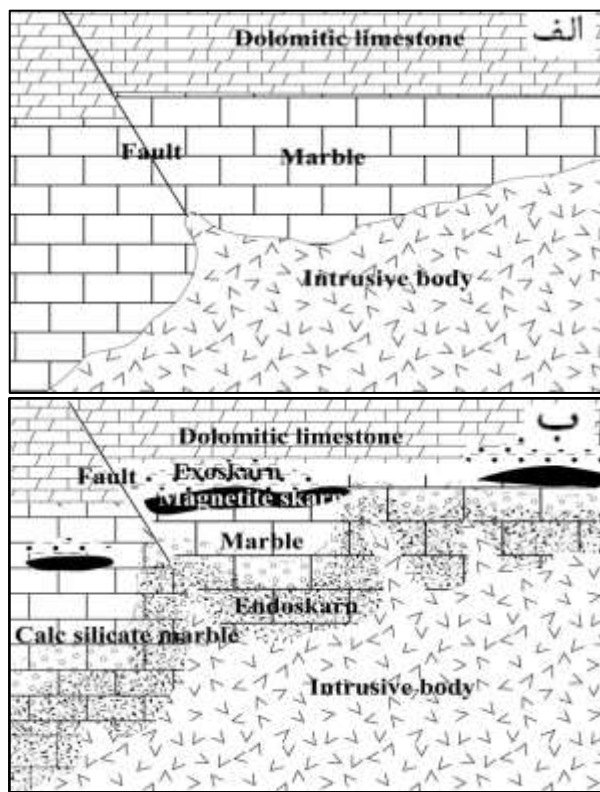
۲- دگرگونی مجاورتی (آب‌زدایی یا کربن‌زدایی) سنگ میزبان در ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و در

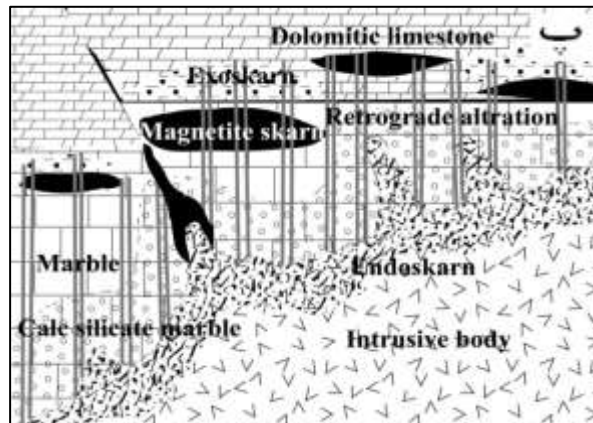
نتیجه کاهش حجم و تبلور مجدد و تشکیل مرمر (شکل ۵-۱-الف)؛

۳- تشکیل اسکارن منطقه‌بندی شده بی‌آب در ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد که منجر به افزایش آهن و سیالات غنی از سیلیس در ماگما و یا ورود سیالات از یک منبع عمیق‌تر در سنگ آهک می‌شود. در این مرحله کانی‌های مرحله پیش‌رونده اسکارن گارنت، کلینوپیروکسن تشکیل می‌شوند (شکل ۵-۱-ب).

۴- نهشته‌شدن ماده معدنی غنی از فلز در ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد که در این مرحله اکسیدها معمولاً زودتر از سولفیدها تشکیل می‌شوند (شکل ۵-۱-ب).

۵- دگرسانی گرمایی نهایی در ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد شکل می‌گیرد و با نهشته‌شدن ماده معدنی به صورت رگه‌ای و پراکنده و فضا پرکن در طول نقاط ضعف و شکستگی ادامه می‌یابد. در این مرحله کانی‌های دگرسانی پسرونده اکتینولیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت به خرج از بین رفتن کانی‌های بی‌آب اولیه اسکارن تشکیل می‌شوند (شکل ۵-۱-پ).





شکل ۵-۱- تصاویر شماتیک مدل احتمالی مراحل تکامل اسکارن در کانسار آهن لجنه. الف) تشکیل مرمر تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی در اثر نفوذ توده آذرین در سنگ‌های کربناته میزبان. ب) دگرسانی پیشرونده تحت تأثیر سیالات گرمایی و تشکیل مجموعه‌های درون‌اسکارن، برون‌اسکارن، منیتیت اسکارن و مرمرهای کالک‌سیلیکاته. پ) دگرسانی پسرونده در اثر اختلاط آب‌های گرمایی با آب‌های جوی سردتر که سبب توسعه درون اسکارن اطراف توده نفوذی با مجموعه کانی‌های شاخص دگرسانی پسرونده اپیدوت، اکتینولیت، کلریت، کلسیت.

بر اساس شواهد دگرسانی و کانی‌شناسی موجود در واحدهای سنگی کانسار آهن لجنه و مقایسه آن با کانسارهای مشابه در ایران و جهان، این کانسار در ردیف اسکارن‌های کلسیمی- منیزیمی قرار می‌گیرد (جدول ۵-۱، ۵-۲ و ۵-۳).

تفاوت کانسار لجنه با کانسارهای IOCG:

- ۱- مناطق اسکارنی در بخش‌هایی از کانسار که کانه‌زایی به وقوع پیوسته، مشاهده می‌شود.
- ۲- تبلور مجدد و ایجاد پدیده مرمری شدن در مرز میزبان کربناته نیز می‌تواند شاهدی بر اسکارن‌زایی در منطقه باشد.
- ۳- برخلاف کانسارهای IOCG^{۶۸}، میزان مس و طلای موجود در کانسار آهن لجنه پایین است.
- ۴- میزبان کانسارهای IOCG بیشتر آتشفشانی بوده در صورتی که میزبان کانسارهای اسکارنی کربناته است.

⁶⁸ -Iron oxide- Copper- Gold

۵- در کانسار مورد مطالعه مجموعه کانی‌های شاخص اسکارنی گارنت، پیروکسن، اسکاپولیت، فلوگوپیت و اپیدوت مشاهده می‌شوند.

۶- به طور کلی بین کانسارهای اسکارنی و IOCG تفاوت در توالی سنگ میزبان، فوگاسیته اکسیژن، عمق و درجه حرارت کانه‌زایی دیده می‌شود (نیرانن^{۶۹}، ۲۰۰۵).

جدول ۵-۱- مشخصات بخش‌های مختلف کانسار آهن لجنه.

موقعیت	میزبان	توده نفوذی	دگرسانی	درون اسکارن	برون اسکارن	کانی‌های فلزی	کانی‌های غیرفلزی
بخش A	آهک دولومینی	سینیتی، دیوریتی	درون اسکارن، فیلیک	گارنت+ اسکاپولیت، گارنت+ اسکاپولیت+ اکتینولیت	اسکارن رگه‌ای گارنت‌دار، اسکارن اسکاپولیت‌دار	مگنتیت، هماتیت، پیریت، مالاکیت، آزوریت، گوتیت، لیمونیت	پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، گارنت، اسکاپولیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، پرهنیت، اسفن
بخش B	آهک دولومیتی	دیوریتی	درون اسکارن	گارنت+ پیروکسن+، اکتینولیت+ پیروکسن+ اپیدوت+ اسکاپولیت	فلوگوپیت اسکارن	مگنتیت، هماتیت، ایلمنیت، مالاکیت، آزوریت، گوتیت، لیمونیت	پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، گارنت، اسکاپولیت، فلوگوپیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، پرهنیت، زئولیت، اسفن
بخش C	آهک مارنی	دیوریت پورفیری	پروپیلیتیک،			مگنتیت، هماتیت	پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، کوارتز
بخش D	آهک مارنی	مونزودیوریت	درون اسکارن، سدیک	پیروکسن+ اپیدوت+ اکتینولیت+ مسکویت	اسکارن نواری آهن- کلسیمی، اسکارن گارنت‌دار	مگنتیت، هماتیت، پیریت، اسفالریت، گوتیت، لیمونیت	پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، گارنت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، زئولیت، کوارتز

⁶⁹ - Niiranen

جدول ۵-۲- مقایسه کانسار آهن لجنه با کانسارهای مشابه در ایران.

موقعیت زمین‌ساختی	مزرعه (شمال غرب ایران)	سنگان (شمال شرق ایران)	سلطانیه (شمال غرب ایران)	پنجکوه (حاشیه شمالی ایران مرکزی)	کمتال (شمال غرب ایران)	لجنه (حاشیه شمالی ایران مرکزی)
موقعیت زمین‌ساختی	کمریند کوهزایی حاشیه قاره	فرورانش و کمان ماگمایی	جزایر کمائی	کمان آتشفشانی	حاشیه فعال قاره‌ای	فرورانش
توده نفوذی	گرانودیدوریت، دیوریت، گابرو، آکالی سینیت (اوسن-الیگوسن)	گرانیت فلدسپارقلیایی، گرانودیدوریت، دیوریت (الیگومیوسن)	گرانیت ساب ولکانیک	مونزونیت کوارتزار، سینیت (ترشیری)	مونزونیت کوارتز (الیگوسن)	دیوریت، دیوریت پورفیری، مونزودیدوریت، سینیت (اوسن، الیگوسن)
سنگ میزبان همراه	سنگ‌های آهکی و دولومیتی متاولکانیک (کرتاسه)	شیل سیلیسی، آهک (پروتروزوئیک پسین)، آهک، دولومیت، ماسه‌سنگ، کوارتزیت (پالئوزوئیک)، آهک و دولومیت (ژوراسیک)	دولومیت، متاسیلت استون، فیلیت	آندزیت، تراکیت (اوسن)	آهک رس‌دار، مارن و سیلتستون (کرتاسه فوقانی)	آهک‌های دولومیتی (پرمین)، سنگ آهک مارنی (کرتاسه)
دگرسانی	کلریتی، سرسیتی، سیلیسی، کائولینیتی، پتاسیک	آرژلیک، سرسیتی، پروپیلیتیک	پتاسیک، اپیدوتی، اکتینولیتی، سرپانتینی، سرسیتی، کربناتی، سیلیسی	سدیک کلسیک، پتاسیک	پروپیلیتیک، کلریتی، سیلیسی	پروپیلیتیک، سدیک، فیلیک
کانی‌های غیرفلزی	گارنت، پیروکسن، اپیدوت، هورنبلند، ترمولیت، اکتینولیت، وزووانیت، تالک، کوارتز، کلسیت و رس	گارنت، فلدسپارتاسیم، پلاژیوکلاز، اسکاپولیت، دیوپسید، فلوگوپیت، ترمولیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت کوارتز، کلسیت	سرپانتین، فورستریت، گارنت (اسپسارتین)، پیروکسن، اپیدوت، اکتینولیت، ترمولیت، تورمالین، کلریت	آلبیت، اسکاپولیت، دیوپسیدار توکلار، بیوتیت، اپیدوت، ترمولیت، اکتینولیت، کوارتز، کلسیت	گارنت، دیوپسید، هندنبرژیت، اپیدوت، ترمولیت، اکتینولیت، کوارتز، کلریت، کلسیت	گارنت، کلینوپروکسن، فلوگوپیت، پتاسیم‌فلدسپار، آلبیت، اسکاپولیت، اکتینولیت، بیوتیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، کوارتز، تیتانیت
کانی‌های فلزی	مگنتیت، پیریت، اسپیکولاریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، کالکوسیت، بورنیت، گالن، کوولیت، اسفالریت، پیروتیت، گوتیت، مالاکیت	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، مارکاسیت	مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، گوتیت، لیمونیت، لپیدوکروسیت، مالاکیت، کالکوسیت، کوولیت، آزوریت	مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت، آزوریت، بورنتی	مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، کوولیت، تتراهدريت، کوولیت	مگنتیت، هماتیت، پیریت، گوتیت، مالاکیت، آزوریت، لیمونیت، اسفالریت
ژئومتری کانسار	توده‌ای، رگه‌ای	عدسی، نواری، رگه‌ای	رگه‌ای، رگچه‌ای، نواری، دندریتی، توده‌ای	افشان، رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی	توده‌ای، نیمه‌توده‌ای، عدسی، نواری، رگه‌ای، رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی	توده‌ای، نیمه‌توده‌ای، عدسی، نواری، رگه‌ای، رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی
نوع کانسار	اسکارن کلسیمی	اسکارن کلسیمی - منیزیمی	اسکارن منیزیمی	اکسید آهن-مس - (طلا)	اسکارن کلسیمی	اسکارن کلسیمی، منیزیمی
مرجع	مولایی و همکاران، (۲۰۰۹)	طلح فاضل و همکاران، (۲۰۱۰)	رشیدنژاد و همکاران، (۱۳۷۱)	شیبی و همکاران، (۱۳۸۵)	فردوسی و همکاران، (۱۳۹۱)	تاتاری و همکاران، (۱۳۹۲)

جدول ۵-۳- مقایسه کانسار آهن لجنه با کانسارهای مشابه در جهان.

کادیا (استرالیا)	بانات (رومانی)	میسی (فنلاند)	کوتانا (ترکیه)	ایریگوز (ترکیه)	یرینگتون (ایالات متحده آمریکا)
موقعیت زمین‌ساختی	فرورانش نوع آندی	کمر بند کوهزایی	فرورانش	کمان قاره‌ای	فرورانش
توده نفوذی	مونوزودیوریت و دیوریت (کرتاسه فوقانی)	گابرو، گرانیت (آرکنن)	بیوتیت مونوزوگرانیت (کرتاسه فوقانی، اوسن)	گرانیت (پالئوسن)	کوارتز مونوزودیوریت، گرانیت (ژوراسیک میانی)
سنگ میزبان و همراه	ماسه سنگ‌های آهکی و سنگ‌های آهکی (سیلورین)	سنگ آهک	سنگ آهک، فیلیت (ژوراسیک زیرین)	سنگ آهک، فیلیت (پالئوزوئیک)	اندزیت، ریولیت (تریاس فوقانی - ژوراسیک میانی)
دگرسانی	پتاسیک، پروپیلیتیک، فیلیک	پتاسیک، فیلیک، آرژایک، پروپیلیتیک	سدی، اسکاپولیتی، سیلیسی، پروپیلیتیک	آلبیتی، اسکاپولیتی، سیلیسی، پروپیلیتیک	سدی-کلسیک، پتاسیک، پروپیلیتیک، سرسیتی، کلریتی
مجموعه کانی‌های غیرفلزی حاصل از متاسوماتیسم	گازنت، پیروکسن، اسکاپولیت، اپیدوت، کلریت، کوارتز، کلسیت	گرانیت، دیوپسید، هدنبرژیت، ایدیوکراز، ولاستونیت، اسکاپولیت، هدنبرژیت، ژوهانسنیت، ایلویت	آلبیت، اسکاپولیت، تیتانیت، دیوپسید، تالک، سرپانتین، اپیدوت، اکتینولیت، ترمولیت، کلریت، بیوتیت، کلسیت	گازنت، کلینوپروکسن، ولاستونیت، پلاژیوکلاز، اکتینولیت، فرواکتینولیت، هورنبلند سرسیت، اپیدوت، کلریت، تیتانیت	گازنت، الیگوکلاز، آلبیت، دیوپسید، اکتینولیت، اسفن، بیوتیت، کلریت، کوارتز، اپیدوت، ورمیکولیت، سرسیت، کلسیت
کانی‌های فلزی	مگنتیت، هماتیت، کالکوپیریت، طلا	مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت	مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، هماتیت، گوتیت، لپیدوکروسیه، ت، مارکازیت، پنتلانیدیت، کوولیت	مگنتیت، اسپیکولاریت، ایلمنیت، پیریت، کالکوپیریت، گوتیت، پیروتیت، آرسنوپیریت	مگنتیت، هماتیت، ایلمنیت، پیروتیت، گوتیت، پیریت
ژئومتری کانسار	رگه‌ای	عدسی	توده‌ای	توده‌ای، رگه‌ای، رگه‌های پرکننده فضای خالی	رگه‌ای، رگه‌های پرکننده فضای خالی
نوع کانسار	اسکارن کلسیمی	اسکارن کلسیمی	اسکارن منیزیمی	اسکارن کلسیمی	اسکارن کلسیمی - مس- (طلا)
مرجع	فورستر و همکاران ^{۱۳}	ولاد ^{۱۱} ، ۱۹۹۷	نیران و همکاران ^۷ (۲۰۰۵)	چیفچی ^۴ ، اویمن و همکاران ^۵ (۲۰۱۱)	دیلز و همکاران ^۷ (۱۹۹۲)

¹ - Forster et al

² - Vlad

پیشنهادات

- انواع روش دماسنجی کانسار (رگه‌های کوارتز و کلسیت) با استفاده از مطالعه سیالات درگیر می‌تواند اطلاعات مفیدی راجع به دمای سیال سازنده کانسار مگنتیتی ارائه کند.

- مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار C، O و H در سیستم‌های اسکارنی وسیع باعث تشخیص ماهیت و منشأ سیالات به وجود آورنده اسکارن می‌شود.

3- Niiranen
4- Ciftci
5- Oyman et al
6- Dilles et al

منابع فارسی

اسماعیلی د. و شیپی م، و کنعانیان ع، (۱۳۸۵)، "سنگ‌زایی و روند تکاملی اسکارن آهن پنجکوه (خاور ایران)"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، صفحه ۱۲.

تقوی ا. و مرادی م، (۱۳۹۱)، "کانسار لجنه شاهرود، کانسار اسکارنی یا IOCG؟"، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحه ۶.

حاج حسینی ا. و قاسمی ا، (۱۳۸۲) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

درویش‌زاده ع، (۱۳۷۰)، "زمین‌شناسی ایران"، نشر دانش امروز، انتشارات امیرکبیر، ۹۰۱ صفحه.

رشیدنژاد عمران ن، (۱۳۷۱)، پایان‌نامه ارشد "بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانی‌سازی طلا در منطقه باغو (جنوب- جنوب‌شرق دامغان)"، دانشگاه تربیت‌معلم تهران، ۲۵۴ صفحه.

شهری م، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی اسکارن‌زایی، متاسوماتیسم و کانه‌زایی مرتبط با آن در منطقه زرتول، شمال شرق سمنان"، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۵ صفحه.

شیپی م، (۱۳۸۳)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی و اسکارن آهن پنج کوه (جنوب شرق دامغان)"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۳۵ صفحه.

صالحی راد ر، و علوی م. و ژنی ج ژ. و استامپفلی د ژ. و شهرابی ه م، (۱۳۶۹)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

طالع فاضل ا. و مهرابی ب. و خاکزاد ا. و کیانپور ر، (۱۳۹۰)، "مراحل و شرایط کانی‌سازی اسکارن آهن دردوی بر اساس شواهد کانی‌شناسی و میانبارهای سیال، منطقه سنگان (خراسان رضوی)"، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران، صفحه ۱۳۹ تا ۱۵۰.

عابدیان ن، (۱۳۷۳)، "گزارش اکتشاف سنگ آهن لجنه شاهرود طرح شماره ۲"، سازمان صنایع و معادن استان سمنان.

عزیزیان ا، (۱۳۸۸)، پایان نامه ارشد: "ژئوشیمی، کانی شناسی و دگرسانی در کانسار آهن لجنه شاهرود"، دانشگاه پیام نور تهران، ۱۱۳ صفحه.

فردوسی ر. و کلاگری ع. و حسین زاده ق. و سهرابی ق، (۱۳۹۱)، "مطالعات پتروگرافی، دگرسانی متاسوماتیک، و ژنز اسکارن آهن و مس کمتال، شمال شرق خاراوانا، آذربایجان شرقی"، مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۱، صفحه ۴۷ تا ۵۸.

نبوی م. ح، (۱۳۵۵)، "دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

هوشمندزاده ع. و علوی م. و حقی پور ع، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین شناسی ناحیه ترود از پرکامبرین تا عهد حاضر"، سازمان تحقیقات زمین شناسی و معدنی کشور، گزارش شماره ۱۱۵.

یزدی م. و نوریان رامشه ز. و رسا ا، (۱۳۹۱)، "آلیت‌زایی در سنگ‌های آذرین منطقه چاه‌جوله"، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، شماره ۸۱، صفحه ۱۲۵ تا ۱۴۰.

References

Alavi- Naini, M., and Boloue Rchi M.H., (1973) "Explanatory text of the Maku quadrangle map", **Geol surv of Iran.**, pp.44.

Alavi, M., (1991), "sedimentary and structural characteristics of the paleo Tethys remnants in northeastern Iran", **Geol Soc. Of. Amer. Bull.**, 103, pp.983-992.

Amidi, S. M., (1975), "Contribution a l' etude Stratigraphique Petrologique et Petrochimique des roches magmatiques da la region de Natanz- Nain surlc (Iran Central)", These Doc, Etat, Grenoble.

Angel, R.J., Hayward, C.L., and Ross., N.L., (1994), "The structural redetermination and crystal chemistry of phlogopite", **Eur. J. Mineral.**, 6, pp. 252-325.

- Atkinson, W.W., Jr., and Einaudi, M. T., (1978), "Skarn formation & mineralization in the contact aureole at Carr Fork, Bingham", **Utah: Econ. Geol.**, V. 73, pp. 1326-136
- Barzegar, H., (2007), M.Sc Thesis: "Geology, Petrology and Geochemical Characteristics of Altration zones within the Seridune Prospect, Kerman, Iran", **Geores und Mater**, p. 202.
- Bates, R.L., and Jackson, J.A., (1980), "Glossary of geology", **Am Geol Ins**, Falls church.
- Becke, F., (1906), "Zur physiography der gemengteile der krystaline schiefer: Denkserlich, Akad. Wiss", **Math. Nat. Kl**, 25, PP.97-152.
- Best, M.G., (2003), "Igneouse and metamorphic petrology", **Blackwell Science Ltd**, 1, pp. 406-409.
- Bird, D.K., Schiffman, P., Elders, W.A., Williams, A.E., and McDowell, S.D., (1984), "Calc-silicate mineralization in active geothermal systems", **Econ**, 79, pp.671-695.
- Bowman, J.R., Parry, W.T., Kropp, W.P., and Kruer, S.A., (1987), "Chemical and isotopic evolution of hydrothermal solutions at bingham, Utah", **Econ Geol**, 82, pp. 395-428.
- Brammall, A., and Harwood, F., (1932), "The Dartemoor granites: their genetic relationships", **Geol, Soc. London quarts**, 88, pp 171-237.
- Burt, D.M., (1972), "Mineralogy and geochemistry of Ca·Fe·Si skarn deposits", Unpubl. Ph. D. thesis, Harvard Univ., Cambridge, Mass., U.\$A., pp. 445.
- Barnes, H. L., (1997), "Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York", **John Wiley and Sons Inc.**
- Barton, M.D., (1987), "Lithophile- element mineralization associated with late cretaceous two mica- granites in the Great Basin", **Geology**, 15, pp. 337-340.
- Barton, J. C., Taylor, L.A., and Chou, I-M., (1982), "The f_{O_2} -T and f_{S_2} -T stability relations of hedenbergite and hedenbergite-johannsenite solid solutions", **Econ Geol**, 77, pp. 764-783.
- Botcharnikov, R. E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C., and Wilke, M., (2005), "The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a Ferro- basaltic melt, **Geochem et Cosmochem acta**, 69, pp. 5071-5085.
- Buddington, A. F., and Lindsley, D. H., (1964), "Iron titanium oxide minerals and synthetic equivalents", **J petrol**, 5, pp. 310-357.

- Cameron, M., and Papike J.J., (1981), "Structural and Chemical variations", **Am Mineral**, 66, pp. 1-50.
- Carten, R.B., (1986), "Sodium-Calcium metasomatism: chemical, temporal, & spatial relationship at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit", **Econ Geol**, 81, pp. 1495-1519.
- Ciftci, E., (2011), "Sphalerite associated with pyrrhotite-chalcopyrite ore occurring in the Kotana Fe-skarn deposit (Giresun, NE Turkey): exsolution or replacement", **Turk J. Earth Sci.**, 20, pp. 307-320.
- Cleckenco, C.C., and Valley, J.W., (2003), "Oscillatory zoning in garnet from the Willsboro Wollastonite skarn, Adirondack Mts, New York: A record of shallow hydrothermal processes preserved in a granulite facies terrane", **Jour of Met Geol**, 21, pp. 771-784.
- Cudahy, T.J., Okada, K., Yamato, Y., Maekawa, M., Hackwell, J.A., and Hungtington, J.F., (2000), "Mapping skarn and porphyry alteration mineralogy at Yerington, Nevada, using airborne hyperspectral data", Exploration and mining report, Australia, p. 78.
- Dahlquist, J. A., Galindo, C., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Aalsino, P. H., Saavedra, J., Fanning, C. M., (2007), "Magmatic evolution of the Panon Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids", **Lithos**, 95, pp. 177-207.
- Davoudzadeh M., (1972), "Geology and petrography of the area north of Nain, Central Iran", **Geol. Surv. Iran**, Rep. 14.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., (1992), "An introduction to the Rock forming minerals. 7th impression, Longman", London.
- Diiles, J.H., and Einaudi, M. T., (1992), "Wall-Rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada", **Depart of Geol**, Stanford University, 87, pp. 1963-2001.
- Dilles, J.H., Solomon, G. C., Hugh. P., Taylor, Jr., and Einaudi, M. T., (1992), "Oxygen & hydrogen isotope characteristic of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada", **Econ Geol**, 87, pp. 44-63.
- Dixon, C.J., and Pereira, J., (1974), "Plate tectonics and mineralization in the Tethyan region", **Mineral Deposita**, 9, pp. 185-1985
- Einaudi, M. T., Meinert, L.D., and Newberry, R. J., (1981), "Skarn deposits", **Econ Geol**, 77, pp.317-391.

- Elders, W.A., Hoagland, J.R., and Williams, A.E., (1981), "Distribution of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, Mexico: in Anonymous, eds., Cerro Prieto geothermal field, in proceedings of the second symposium; selected papers", **Geothermics**, 10, pp. 245-253.
- Evans, B. W., And Frost, B, R., (1975), "Chrome-Spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis", **Geochem et Cosmochem**, 39, pp. 959-972.
- Foster, M.D., (1960), "Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas", **United States Geol Surv Prof Paper**, 354-B, pp. 11–49.
- Forster, D., B., and Philip, K., (?), "Controls on skarn mineralization and alteration at the Cadia deposits, The Ishihara Symposium, New south Wales, Australia.
- Frost, B.R., Chamberlain, K.R., and Schumacher, J.C., (2000), "Spinel (titanite): phase relations and role as a geochronometer", **Chem. Geol**, 171, pp. 131-148.
- Frost, B. R., And Lindsley. D. H, (1991), "Occurrence of Iron- Titanium oxides in igneous rocks in Lindsley, D. H., ed., Oxides Minerals: Petrologic and Magnetic Significance", Reviews in mineralogy, **Miner soc of Am**, 25, pp. 489-509.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., and Bech, F., (2010), "A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses", **J Volcanol Geoth res**, 189, pp. 340-346.
- Grant, J. A., and Weiblen. P. W., (1971), "Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd", **Amer. Jour. Science**, 270, pp.281-296.
- Harris, N.B., (1979), "Skarn formation near Ludwig. Yerington district. Nevada", Unpub. Ph.D. dissert, **Stanford Univ**, 173 P.
- Harlov, D.E., Tropper, P., Seifert, W., Nijland, T., and Forster, H-J., (2006), "Formation of Al-rich titanite reaction rims on ilmenite in metamorphic rocks as a function of f_{H_2O} and f_{O_2} ", **Lithos**, 88, pp. 72-84.
- Henley, R.W., and McNabb, A., (1978), "Magmatic vapor plumes and ground water interaction in porphyry copper emplacement", **Econ Geol**, 73, pp. 1-20.
- Hollister, L. S., (1966), "Garnet zoning, an interpretation based on the Rayleigh fractionation model", **Sci**, 154, pp. 1647-1651.
- Hwang, S. L., Yui. T. F., Shen, P., (2001), "Submicron polyphase inclusions in garnet from the Tananao metamorphic complex, Taiwan, a key to unraveling other wise on recognized metamorphic events", **Jour of Met geol**, 19, pp. 599-605.

- Hushmandzadeh, A., and Alavi-Naini M. and Haghypour, A., (1978), Geological evolution of Torud area (Precambrian to Recent) ", **Geol. Surv. Iran.**, 5, pp.138.
- Hynes, D.W., Cross, K. C., Bills, R.T., and Reed, M.H., (1995), "Olympic Dam Ore Genesis: a fluid mixing model, **Econ, Geol.**, 90, pp. 281-307.
- Jamtveit, B., (1991), "Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular andradite garnet, nonlinear dynamics in regions of immiscibility", **Am Mineral**, 76, pp. 1319–1327.
- Kato, Y., (1999), "Genesis of the Kamioka skarn deposits: An important role of clinopyroxene skarn and graphite-bearing limestone in precipitating sulfide ore resource", **Geology**, 49, pp. 213-222.
- Kilinc, A., Carmichael, I. S. E., Rivers, M. L., and Sack, R. O., (1983), "The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air", **Contrib Mineral Petr**, 83, pp. 136-140.
- Klemme, S., Gunther, D., Hametner, K., Prowatke, S., And Zack, T., (2006), "The partitioning of trace elements between ilmenite, ulvospinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early differentiation of the moon", **Chem geol**, 234, pp. 251-263.
- Kretz, R., (1983), "Symbol for rock-forming minerals", **U Ottawa**, 68, pp. 277-279.
- Korzhinskii, S., (1964), "An outline of metasomatic proctus", Internal. **Geol. Review**, 6, pp. 171-174, 1920-1952, 2169-2198.
- Korzhinskii, S., (1965), "Abriss der metasomatic scben Prozesse", **Berl, Akademie-Verlag**, p. 195.
- Kress, V. C., and Carmichael, I. S. E., (1991), "The compressibility of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temprature, oxygen fugacity and pressure on their redox states", **Contrib mineral petr**, 108, pp. 82-92.
- Kwak, T., Brown, W., Abeyinghe, P., and Tan, T., (1986), "Fe solubilities in very saline hydrothermal fluids: their relations to zoning in some ore deposits", **Eon Geol**, 81, pp. 447- 465.
- Le Base., M. J., (1962), "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", **Am j sci**", 260, pp. 267- 288.
- Lentz, D.R., James, A., and Stirling, J., (1995), "Millstream Cu-Fe skarn deposit; An example of a Cu bearing magnetite rich skarn system in northern New Brunswick Exploration and Mining Geology", 4, pp. 15-31.

- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M., (1982), "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", **Earth Planet Sc Lett**, 59, pp. 139-154.
- McEnroe, S., Robinson, P., and Panish, P., (2000), "Chemical and petrographic characterization of ilmenite and magnetite in oxid-rich cumulates of the Sokndal region, Rogaland, Norway", **NGU-BULL**, 436, p. 49.
- Meinert, L.D., (1989), "Gold skarn deposits—geology and exploration criteria", **Econ Geol Monograph**, 6, pp. 537–552.
- Meinert, L. D., (1987), "Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog mine, central mining district, New Mexico", **Econ geol**, 82, pp. 523-545.
- Meinert., L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., (2005), "World skarn deposits", **Econ Geol**, 100, pp. 299-336.
- Meinert, L.D., (1992), "Skarns and skarn deposits", **Geosci Can**, 19, 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", **Miner asso Can**, pp. 401-418.
- Meyer, C., and Hemley, J.J., (1967), "Wall rock alteration: in Barnes, H.L. (eds.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, United States*", Holt, Rinehart and Winston, p.166-235.
- Mitchell, P.A., Proffett, J.M. and Dilles, J.H., (1998), "Geological review of the Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa island, Indonesia: Internal report", **Newmont Min**, 167 p.
- Moecher, D. P., and Essene, E. J., (1990), "Phase equilibria for calcic scapolite, and the implications of variable Al-Si disorder for P-T and T-XCO₂- and the a-X relations", **J Pathol**, 31, PP. 997-1024.
- Mollai, H., Sharma, R., and Pe-piper, G., (2009), "Copper mineralization around the Ahar batholith, north of Ahar (NW Iran): evidence for fluid evolution and the origin of the skarn ore deposit", **Ore Geol Rev**, 35, pp. 401-414.
- Monasterio, E. M., (1996), "Relation between magnetite chemistry and magnetic susceptibility of igneous rocks: Implication for sedimentary provenance studies", *Geogaceta*, 20(3).
- Moretti, R., (2005), "Polimerization, Basicity, Oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts", **Geophysics**, 48, pp. 583-608.

- Moore, W. J., And Nash, J. T., (1974), "Altration and fluid inclusion studies of the porphyry copper orebody at Bingham, Utah", **Econ Geol**, 66. p. 1268.
- Morimoto, M., (1988), "Nomenclature of pyroxenes ", **Fortschr mineral**, 66, pp. 237-252.
- Nachit, H., (1986), "Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques". Tesede Doutorado, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 238 p.
- Nakano, T., Takahara, H., and Norimasa, N., (1989), "Intracrystalline distribution of major element in zoned garnet from skarn in the Chichibu mine, Central Japan: Illustration by color- coded maps", **Can mineral** , 27, pp. 499-507.
- Nielsen, R. L., Forsythe, L. M., Gallahan, W. E., And Fisk, M.R., (1994), "Major and trace element magnetite- melt equilibria", **Chem Geol**, 117, pp. 167-191.
- Niiranen, T., Nicholas, H.S., and Jodie, A., (2005), "Genesis of paleoproterozoic iron skarns in the Misi region, Northern Finland", **Miner Deposita**, 40, pp.192-217.
- Oba, N., (1968), "Interchange of chemical components between granitic intrusions and aureole rocks of south Kyushu, Japan, **Geol**, 76, pp. 371-381.
- Orville, P. M., (1963), "Alkali ion exchange between vapor & feldspar phases", **Am. Jour. Sci**, 261, PP. 201-237.
- Oterdoom, W. H., And Gunter W. D., (1983), "Activity models for plagioclase and CO₃ Scapolites and analysis of field and laboratory data", **Am. J. Sci**, 283, pp. 255-282.
- Ottonello, G., Moretti, R., Marini, L., and Zuccolini, M. V., (2001), "Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: A thermochemical model", **Chem geol**, 174, pp. 157-179.
- Owen, J. V., And Greenough, J. D., (1999), "Scapolite pegmatites from the Minas fault, Nova scotia: Tangible manifestation of carboniferous evaporate derived hydrothermal fluids in the western Cobequid highland", **Mineral Mag**, 63/3, pp. 387-397.
- Oyman, T., Ozgenc, I., Tokcaer, M., and Akbulut, M., (2013), "Petrology, geochemistry & evolution of the iron skarns along the northern contact of the Egrigoz plutonic complex, western Anatolia, Turkey", **Turk J Earthsci**, 22, pp.61.
- Phan, K.D., (1969), "Skarns et mineralisations associees", **Chron. Mines**, 37, pp. 291-311, 339-362.
- Philpotts, A.R., (1989), "Petrography of igneouse and metamorphic rocks".

- Pourhosseini, F., (1981), "Petrogenesis of Iranian plutons, A study of the Natanz and Bazman intrusive complex", Geol Surv Of Iran, Report no. 53.
- Purtov, V.K., Kholodnov, V.V., Anfilogov, V.N., and Nechkin G.S, (1989), "The role of chlorine fluids in the formation of magnetite skarne", **int Geol Rev**, 31, pp. 63-71.
- Schweitzer, E. L., Papike, J.J., and Bence, A. E., (1979), "Statistical analysis of clinopyroxenes from deepsea basalts", **Am mineral**, 64, pp. 501-513.
- Shahbazi, S., Ghaderi, M., and Rashidnejad, N., (2010), "Formation of magnesian iron skarn at Bashkand, sw of Soltanieh, nw Iran", **Int Applied Geol Congress**, Islamic Azad University, Mashhad, pp. 26-28.
- Shaw, D.M., (1960), "geochemistry of scapolite Part I and II", **J Petrol**, 1, pp. 218-285.
- Shelly, D., (1993), "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", **Chapman and Hall.Landon**, pp. 445.
- Shi, P., (1992), "Fluid fugacities and phase equilibria in the Fe-Si-O-H-S system", **Am Mineral**, Uppsala University, Sweden, 77, pp. 1050-1066.
- Sinclair, A.J., and Eng, P., (1975), "A mineralographic study of surface and drill core specimens from the soap group of claims, and ITS importance to beneficiation", **Department of mines of petroleum resources assessment report**, p. 23.
- Soessu, A., (1997), "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization P-T estimations", **Geol soc of Sweden (Geologiska foreningen)**, 119, pp.55-60.
- Stoklin, J., (1965), "Possible ancient continental margin Iran. In the geology of continental margins", Edited by C.A.Burk and C.L., **Darke Springer**, New York., pp.873-887.
- Sun, C. M., and Bertrand, J., (1991), "Geochemistry of clinopyroxenes of plutonic and volcanic sequences from the yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan province, China), petrogenetic and geotactic implications", **Schweiz mineralogische Petrologische Mitteilungen**, 71, pp. 243-259.
- Sweeney, M. 1., (1980), "Geochemistry of garnets from the North Ore shoot, Bingham district, Utah", **Unpublished M.S. thesis**, University of Utah, Salt Lake City, Utah, pp. 1-4.
- Taylor, B.E., and Liu, G.J., (1978), "The low temperature stability of andradite in C-O-H fluids", **Am Min**, 63, pp. 378-393.

- Thompson, A. B., (1975), "Calc-silicat diffusion zones between marble and pelitic schist", **Jour. PetroL**, 16, pp. 314-346.
- Tulloch, A. J., (1979), Secondary Ca-Al silicates as low grade alteration products granitoid biotite", **Con. Min. Pet**, 69, pp. 105-117.
- Vanko, D. A., And Bishop, F. C., (1982), "Occurrence and Origin of marialitic scapolite in the Humboldt lopolith, NW Nevada", **Contrib Mineral. Petrol**, 81, pp. 277-289.
- Vidali, R (1969), "Metasomatic in a chemical gradient and the M formation of calc-silicat bands", **Amer. Jour. Sci**, 267, pp. 857-874.
- Vlad, S., N., (1997), "Calcic skarns & transversal zoning in the Banat mountains, Romania: indicators of an andian type setting", **Mineral Deposita**, 32, pp. 446-451.
- Walker, R. T., (2006), "A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran ", **J Struct Geol**, 28, pp. 654- 668.
- Wechsler, B. A., Lindsley, D. H., and Prewitt, C. T., (1984), "Crystal structure and cation distribution in titanomagnetites ", **Am Mineral**, 69, pp. 754-770.
- Whalen, J. B., Chappel. B. W., (1988), "Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I-type and S-type Geranites of the Lachlan fold belt, Southeast Australia", **Am Mineral**, 73, pp. 281-296.
- White, N.C., (1996), "Hydrothermal alteration in porphyry copper systems: internal note", 14 p.
- Yavuz, F., (2003), "Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect", **II- Applications using the computer program MICA+. Computers & Geosciences**, 29, pp. 1215–1228.

Abstract

Lajaneh iron ore is located in 40 Km of south eastern of Shahrood city. This region is a part of the northern margin of the central Iran zone. In this area, Permian dolomitic limestones and Cretaceous marly limestone have crops out. A numerous of plutons with compositional ranges from syenite to monzodiorite intruded into the sedimentary rocks and skarnization it's products. Results of electron microprobe analysis on some of the diorite's minerals suggests that these rocks have plagioclase with andesine composition and pyroxene with augite composition. The chemical composition of pyroxene indicates that's crystallization temperature from 1150 to 1200°C and pressure from 8 to 10 kbar and that's formation is in association with back arc zone. On the basis of biotite chemistry figure out calc-alkaline orogenic tectonical setting of diorite bodies. The Lajaneh intrusive bodies in the contact with ore have become to garnet, metasomatic pyroxene, actinolite and Epidote index minerals. Clinopyroxene's composition is diopsidic in endoskarns. Field evidence, systematic sampling and thin section study suggest an metasomatism zonation from intrusive body from inside (endoskarn) to its rim (exoskarn). On the basis of mineralogy, exoskarns are divided to phlogopite skarn, scapolite bearing skarn, garnet bearing skarn, banded calcite- magnetite skarn and garnetiferous skarn veins. Compositions of garnets is grandite and only have a small percentage of spessartite. Propylitic metasomatism evidence are seen in subvolcanic diorite porphyry of the deposit. During this metasomatism, low temperature and hydrothermal actinolite, epidote, chlorite, calcite, sericite, hematite and quartz minerals are formed for orthoclase, plagioclase, pyroxene, hornblende and biotite destruction. Phyllic metasomatism accured in syenites and characterized with sericite- quartz- epidote and pyrite index minerals. Significant characteristic of this deposit that highlights it from other similar deposits is banded iron skarn existence. In this area mineralization include magnetite, hematite, pyrite, ilmenite, malachite, azurite, Sphalerite, goethite, limonite minerals that have massive, semi massive, veiny textures. Based on comparison between the Lajaneh iron deposit with different skarn deposits, the deposit show most similarities with calcic- magnesium type skarn deposits.

Keywords: Metasomatism, Skarnization, electron microprobe analysis , Lajaneh, Shahrood,



Shahrood
university

Shahrood University

Faculty of science

**Petrology & geochemistry of intrusive bodies of Lajaneh area &
it's associated mineralization**

Elham Tatari

Supervisor:

Dr. Maryam Sheibi

Advisor:

Dr. Fardin mousivand

September 2014