

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه پترولولژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی

عنوان

کانی‌شناسی، زمین گرماسنجی و ژنز کانسار سنگ آهن سم‌آهنی (آنومالی
شرقی معدن آهن سنگان - جنوب شرقی منطقه خواف)

اعظم آهی

استاد راهنما

دکتر افشین قشلاقی

اساتید مشاور

دکتر محمود صادقیان

دکتر عباس گل‌محمدی

تابستان ۱۳۹۳

شکر و قدردانی

سپاس و ستایش مر خدای را جل و جلاله که آثار قدرت او بر چهره روز روشن، تابان است و انوار حکمت او در دل شب تار، درفشان. آفریدگاری که خویشتن را به ما شناساند و درهای علم را بر ما گشود و عمری و فرصتی عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف خویش را در طریق علم و معرفت بیازماید.

پس از حمد و سپاس خداوند مهربان که قدرت و توان سرانجام رساندن این کار را به من عنایت فرمود بر خود لازم می‌دانم از استاد فرهیخته و دلسوزم جناب آقای دکتر قشلاقی که در طول مدت انجام این پایان‌نامه از رهنمودهای علمی و اخلاقی ایشان بهره‌مند شدم تشکر کنم و خداوند بزرگ را شاکرم که افتخار شاگردی ایشان را نصیبم نمود. از اساتید گرامی جناب آقای دکتر صادقیان و دکتر گلمحمدی به خاطر راهنمایی‌های علمی ارزنده‌شان بسیار سپاسگزارم.

برخود لازم می‌دانم که از تمامی اساتید و کارمندان محترم دانشکده، جناب آقای دکتر فردوست، دکتر موسیوند، دکتر فرقانی، دکتر امیدی، دکتر قاسمی، دکتر شیبی و دیگر اساتید تقدیر و تشکر نمایم و از درگاه خداوند توفیقات روز افزون را برای این عزیزان مسئلت می‌کنم. همچنین از تمامی پرسنل محترم معادن سنگ آهن سنگان قدردانی نموده، از همکاری و مساعدت آقایان مهندس زنگنه، بادامه، خانعلی‌زاده، میرباقری و خانم مهندس فارسی سپاسگزارم. از دوستان عزیزم خانم بردبار، خانم ناهیدی‌فر، خانم حسینی، خانم خراسانی، خانم حمیدی و آقای وکیلی و تمامی عزیزانی که به نحوی در به اتمام رساندن این پایان‌نامه یاری‌گر من بودند، کمال تشکر و قدردانی را دارم و از پروردگار مهربان خوشبختی ایشان را در تمام مراحل زندگی خواهانم...

و در نهایت و تا همیشه سپاس‌گذار خانواده عزیز و مهربانم، آنها که تمامی عمر قدردان حمایت‌های بی‌دریغ‌شان خواهم بود.



تقدیم به پدرم به استواری کوه، به روح نازنین مادرم، آنکه آفتاب مهرش در آستانه قلبم، همچنان
پابرجاست و هرگز غروب نخواهد کرد

چکیده

اندیس معدنی سم‌آهنی از جمله آنومالی‌های شرقی معدن آهن سنگان جزئی از کمربند ولکانو-پولوتونیک خواف-کاشمر-بردسکن است و از دیدگاه زون‌های ساختاری رسوبی ایران در زون ایران مرکزی و شمال شرق زیر پهنه بلوک لوت قرار گرفته است. در این مطالعه به بررسی کانی‌شناسی، زمین‌گرماسنجی و ژنز اندیس سم‌آهنی پرداخته شده است. نتایج این بررسی‌ها نشان داد توده‌ی نفوذی سرنوسر با ترکیب گرانی-مونزونیت با نفوذ به درون آهک‌های کرتاسه میزبان ایجاد کانه‌زایی آهن و تشکیل اسکارن در قالب هر دو زون اندو و اگزواسکارن شده است. زون اندواسکارن از لحاظ کانی‌شناسی شامل گارنت، اسکاپولیت، کلسیت، کوارتز و اکتینولیت و اگزواسکارن شامل کانی‌های چون گارنت، ولاستونیت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز، کلریت است که در طی دو مرحله دگرسانی پیشرونده و پسرونده تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی نیز بیشتر همراه اگزواسکارن و بصورت مگنتیت با منشأ گرمابی است که بعداً در طی فرایندهای سوپرژن و اکسیداسیون به شکل گسترده‌ای به هماتیت، گئوتیت و لیمونیت تبدیل شده است. براساس مطالعات ژئوشیمیایی صورت گرفته و بر اساس رخداد کانی‌های مختلف، در حین فرایند متاسوماتیسم (اسکارنی شدن) عناصری چون Al ، Si ، Fe ، Na ، K از توده نفوذی و Ca از توده آهکی به زون اسکارنی اضافه شده اند. همچنین بر اساس نتایج آنالیز نقطه‌ای (EMPA) بر روی گارنت‌های دارای منطقه‌بندی (از زون گارنت اسکارن) تغییرات مشخصی بویژه در نسبت Fe/Al از مرکز به حاشیه بلورها دیده می‌شود. براساس نتایج مربوط به میانبرهای سیال دامنه تغییرات دمای همگن شدگی (T_h) میانبرها از ۱۲۰ تا ۳۷۰ درجه سانتیگراد تغییر می‌کند. و درجه شوری نیز از ۱۲ تا ۵۲ درصد وزنی معادل NaCl بدست آمد که بیانگر فرایند مخلوط شدگی سیالات در حین تشکیل اسکارن و کانه‌زایی است. در نهایت بر اساس مطالعات انجام گرفته در این پژوهش می‌توان مراحل تشکیل اسکارن و کانه‌زایی همراه آن را به سه مرحله پیشرونده، پسرونده و سوپرژن تقسیم کرد. در طی مرحله پیشرونده با نفوذ توده گرانی-مونزونیتی سرنوسر ضمن تبدیل شدن سنگ آهک به مرمر (در اثر فرایند بای متاسوماتیسم)، واکنش سیال گرمابی غنی از Si و Fe Al با سنگ میزبان، کانی‌های کالک سیلیکاته بی‌آب (گارنت و ولاستونیت) را تشکیل داده است. ضمناً بخش اصلی کانه‌زایی مگنتیت نیز در همین مرحله صورت گرفته است. در مرحله پسرونده با نفوذ یک سیال دما پایین و اختلاط با سیال گرمابی، کانی‌های مرحله پیشرونده به کانی‌های کالک سیلیکاته بی‌آب تشکیل شده در مرحله پیشرونده (گارنت و احتمالاً پیروکسن) به فازهای کانیایی دما پایین مانند کالک سیلیکات‌های آبدار (اپیدوت و ترمولیت-اکتینولیت)، اکسیدها (هماتیت و مگنتیت) و کلسیت، تبدیل شده‌اند.

کلمات کلیدی: کانی‌شناسی، زمین‌گرماسنجی، ژنز، اسکارن سم‌آهنی، معدن سنگان.

مقالات ارائه شده از این پایان نامه:

- آهی ا، قشلاقی ا، صادقیان م، و گلمحمدی ع، (۱۳۹۲)، "بررسی مقدماتی مشخصات کانی‌شناختی رخداد معدنی سم‌آهنی (شرق معدن سنگان) منطقه خواف"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۷ تا ۹ آبان ماه، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- آهی ا، قشلاقی ا، و صادقیان م، (۱۳۹۳)، "توصیف اجمالی مشخصات کانی‌شناسی توده اسکارنی و ژئوشیمی توده نفوذی در منطقه‌ی معدنی سم‌آهنی، (شمال‌شرق معدن آهن سنگان)"، ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، ۲۲ تا ۲۳ شهریور ماه، دانشگاه زاهدان.

فهرست مطالب

صفحه

عنوان

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه.....	۳
۳-۱- شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی.....	۴
۴-۱- جغرافیای انسانی.....	۵
۵-۱- ژئومورفولوژی منطقه.....	۵
۶-۱- سابقه معدنکاری.....	۶
۷-۱- مطالعات قبلی.....	۷
۸-۱- طرح مسئله.....	۱۰
۹-۱- هدف و روش کار.....	۱۱
۱۰-۱- ذخایر اسکارن و مشخصات عمومی آنها.....	۱۲
۱۰-۱-۱- تعریف واژه اسکارن.....	۱۲
۱۱-۱- مشخصات عمومی اسکارن‌ها.....	۱۳
۱۱-۱-۱- شکل، موقعیت و پراکندگی.....	۱۳
۱۲-۱- اسکارن‌های آهن.....	۱۴
۱۲-۱-۱- نگاهی اجمالی به کنسارهای اسکارنی ایران.....	۱۵
۱۲-۱-۱-۱- کنسارهای آهن ایران.....	۱۶
۱۲-۱-۱-۱-۱- کانی‌سازی آهن در پالتوزویک-تریاس پیشین.....	۱۶
۱۲-۱-۱-۱-۲- کانی‌سازی آهن در مزوزویک.....	۱۷
۱۲-۱-۱-۳- کانی‌سازی آهن در ترشیاری.....	۱۷

فصل دوم: زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه

۲۰	۱-۲- مقدمه
۲۰	۲-۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای
۲۲	۳-۲- مختصری در مورد ویژگی‌های زمین‌شناسی زون ایران مرکزی
۲۴	۴-۲- زمین‌شناسی منطقه‌ای و معدنی
۲۶	۱-۴-۲- واحدهای سنگی پروتروزوئیک پسین
۲۶	۱-۴-۲-۱- دونین (واحدهای Db، Ds و Dp)
۲۶	۲-۴-۲-۱- کربونیفر- پرمین (واحدهای Cs و Pj)
۲۷	۵-۲- مزوزوئیک
۲۷	۱-۵-۲- تریاس
۲۷	۲-۵-۲- ژوراسیک
۲۸	۳-۵-۲- کرتاسه‌ی پسین
۲۸	۶-۲- سنوزوئیک
۲۸	۱-۶-۲- ائوسن فوقانی
۳۰	۲-۶-۲- توده‌های نفوذی (واحدهای Egr، Ega)
۳۱	۳-۶-۲- الیگوسن - میوسن (واحدهای M_0 ، O_s)
۳۲	۴-۶-۲- نتوزن (واحدهای Ng^c ، Ng^{st})
۳۲	۵-۶-۲- کواترنری (واحد Q^t)
۳۵	۷-۲- مجموعه آنومالی‌های معدن سنگان
۳۵	۸-۲- زمین‌شناسی ساختمانی

فصل سوم: پتروگرافی و ژئوشیمی توده‌ی نفوذی و سنگ میزبان در منطقه‌ی سم‌آهنی

۴۰	۱-۳- مقدمه
۴۰	۲-۳- توصیف صحرایی توده نفوذی در منطقه مورد مطالعه
۴۲	۳-۳- کانی‌شناسی توده نفوذی در منطقه سم‌آهنی
۴۲	۱-۳-۳- توصیف کانی‌ها در مقاطع نازک

- ۴۲.....۱-۱-۳-۳-کانی‌های اصلی
- ۴۲.....۱-۱-۱-۳-۳-کوارتز
- ۴۳.....۲-۱-۱-۳-۳-فلدسپار آلکالن
- ۴۴.....۳-۱-۱-۳-۳-پلاژیوکلاز
- ۴۴.....۴-۱-۱-۳-۳-بیوتیت
- ۴۵.....۵-۱-۱-۳-۳-هورنبلند
- ۴۶.....۲-۱-۳-۳-کانی‌های فرعی
- ۴۶.....۱-۲-۱-۳-۳-اسفن
- ۴۷.....۲-۲-۱-۳-۳-آپاتیت
- ۴۸.....۳-۲-۱-۳-۳-زیرکن
- ۴۹.....۴-۲-۱-۳-۳-کانی‌های اپاک
- ۴۹.....۳-۱-۳-۳-کانی‌های ثانویه
- ۴۹.....۱-۳-۱-۳-۳-اپیدوت
- ۵۰.....۲-۳-۱-۳-۳-کلریت
- ۵۰.....۴-۳-بافت‌های مشاهده شده در سنگ‌های نفوذی
- ۵۱.....۱-۴-۳-بافت‌های اولیه
- ۵۱.....۱-۱-۴-۳-بافت گرانولار (گرانیتی)
- ۵۲.....۲-۱-۴-۳-بافت پوئی کیلیتیک (Poikilitic)
- ۵۲.....۳-۱-۴-۳-بافت پورفیریتیک (Porphyritic)
- ۵۳.....۲-۴-۳-بافت‌های ثانویه
- ۵۳.....۱-۲-۴-۳-بافت پرتیت (Perthitic)
- ۵۴.....۵-۳-دگرسانی یا آلتراسیون (ALTERATION)
- ۵۴.....۱-۵-۳-سریسیتی شدن (Sericitization)
- ۵۵.....۲-۵-۳-سوسوریتی شدن (Saussuritization)
- ۵۶.....۶-۳-پتروگرافی سنگ میزبان در منطقه سم آهنی
- ۵۶.....۱-۶-۳-توصیف میکروسکوپی مرمها

۵۸.....	۷-۳- ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده نفوذی و سنگ میزبان
۶۳.....	۷-۳-۱- نامگذاری و طبقه‌بندی سنگ‌های پلوتونیک با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی
۶۳.....	۷-۳-۱-۱- طبقه‌بندی TAS
۶۴.....	۷-۳-۲-۱- نامگذاری بر اساس کاتیون‌ها (نمودار R_1-R_2)
۶۵.....	۷-۳-۲- ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین و تحولات ماگمایی
۶۵.....	۷-۳-۲-۱- سری ماگمایی
۶۸.....	۷-۳-۲-۲- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی
۷۲.....	۷-۳-۲-۳- موقعیت تکتونیکی توده‌ی نفوذی سرنوسر
۷۲.....	۷-۳-۲-۱- سنگ‌های گرانیتوئیدی کوهزایی
۷۳.....	۷-۳-۲-۲- سنگ‌های گرانیتوئیدی غیرکوهزایی
۷۸.....	۷-۳-۸- بررسی تغییرات عناصر نادر خاکی (RARE EARTH ELEMENTS)
۸۴.....	۷-۳-۹- ژئوشیمی عناصر واسطه در نمونه‌های سنگی منطقه
۸۶.....	۷-۳-۱۰- ژئوشیمی سنگ میزبان مرمری

فصل چهارم: پتروگرافی و ژئوشیمی توده‌ی اسکارنی و کانسنگ در منطقه‌ی سم‌آهنی

۹۰.....	۴-۱- مقدمه
۹۰.....	۴-۲- کانی‌شناسی توده‌ی اسکارن در اندیس سم‌آهنی
۹۲.....	۴-۲-۱- زون‌های اسکارنی در رخداد معدنی سم‌آهنی
۹۳.....	۴-۲-۱-۱- اندواسکارن (درون اسکارن)
۹۵.....	۴-۲-۱-۲- اگزواسکارن (برون اسکارن)
۹۵.....	۴-۲-۱-۲-۱- گارنت اسکارن
۹۷.....	۴-۲-۱-۲-۲- گارنت-ولاستونیت اسکارن
۹۹.....	۴-۲-۱-۲-۳- اکتینولیت اسکارن
۹۹.....	۴-۲-۱-۲-۴- اپیدوت-کلریت اسکارن
۱۰۰.....	۴-۲-۲- کانه اسکارن
۱۰۲.....	۴-۲-۲-۱- مگنتیت

۱۰۳.....	۴-۲-۳- هماتیت.....
۱۰۴.....	۴-۲-۳ - پیریت.....
۱۰۵.....	۴-۲-۴- لیمونیت، گوتیت و پیرولولوزیت.....
۱۰۹.....	۴-۳- مطالعه زون بندی در بلورهای گارنت.....
۱۱۷.....	۴-۴- فراوانی عناصر و اکسیدهای مختلف در کانسنگ.....
۱۲۱.....	۴-۵- مطالعات میانبارهای سیال (ترمومتری).....
۱۲۱.....	۴-۵-۱- رده بندی میانبارهای سیال.....
۱۲۲.....	۴-۵-۱- رده بندی زایشی.....
۱۲۲.....	۴-۵-۲- تقسیم بندی براساس ترکیب (محتوی) فازی.....
۱۲۴.....	۴-۵-۲- کاربرد میانبارهای سیال.....
۱۲۵.....	۴-۵-۳- انواع میانبارهای سیال در نمونه های مورد مطالعه.....
۱۳۰.....	۴-۶- توالی پاراژنز کانی ها در محدوده سم آهنی.....
۱۳۵.....	فصل پنجم: بحث و نتیجه گیری.....
۱۵۱.....	منابع.....
۱۵۲.....	منابع فارسی.....
۱۵۶.....	منابع لاتین.....

فهرست شکل‌ها

عنوان	صفحه
شکل (۱-۱) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.....	۳
شکل (۲-۱) موقعیت اندیس معدنی سم‌آهنی در منطقه‌ی سنگان.....	۴
شکل (۳-۱) توده کانسنگ درون آهک‌های ژوراسیک میزبان ، دید از جنوب غرب.....	۶
شکل (۴-۱) مدل‌های تکتونیکی تشکیل اسکارن (Meinert., 1981).....	۱۵
شکل (۱-۲) موقعیت کانسار آهن سنگان کمربند ولکانو پلوتونیکی خواف-کاشمر-بردسکن	۲۱
شکل (۲-۲) زون خرد قاره ایران مرکزی و زیرپهنه‌های آن (آقائباتی، ۱۳۸۳).....	۲۳
شکل (۳-۲) نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ای به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰.....	۲۵
شکل (۵-۲) موقعیت آنومالی‌های مختلف سنگان.....	۳۳
شکل (۶-۲) نقشه‌ی زمین‌شناسی محدوده‌ی سم‌آهنی با مقیاس ۱:۲۰۰۰.....	۳۴
شکل (۱-۳) نمایی از رخنمون توده نفوذی در منطقه.....	۴۱
شکل (۲-۳) رخنمون توده نفوذی با رنگ صورتی مایل به خاکستری.....	۴۱
شکل (۳-۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک: بلورهای کوارتز حالت XPL.....	۴۲
شکل (۴-۳): الف-تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده بافت پرتیت XPL.....	۴۳
شکل (۵-۳) ادخال کوارتز درون آلکالی فلدسپات، حالت XPL.....	۴۳
شکل (۶-۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک منطقه بندی در پلاژیوکلاز حالت XPL.....	۴۴
شکل (۷-۳) الف) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک بیوتیت حالت XPL.....	۴۵
شکل (۸-۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک هورنبلند حالت XPL.....	۴۶
شکل (۹-۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک - تبدیل هورنبلند به اسفن، حالت PPL.....	۴۶
شکل (۱۰-۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. اسفن خودشکل حالت. XPL.....	۴۷
شکل (۱۱-۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک . تشکیل اسفن حالت XPL.....	۴۷

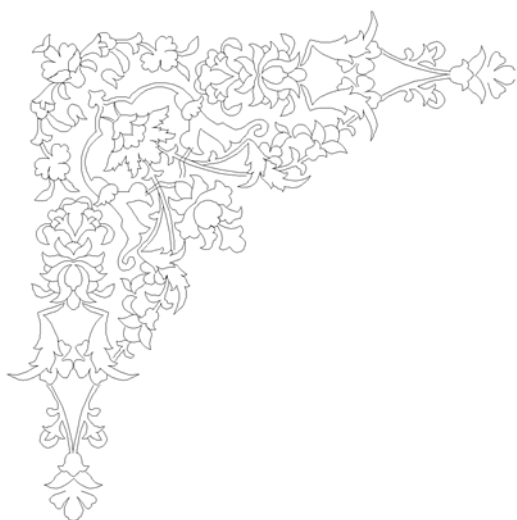
- شکل ۳-۱۲) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک آپاتیت به همراه هورنبلند، حالت. PPL..... ۴۸
- شکل ۳-۱۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. بلور زیرکن، حالت XPL..... ۴۸
- شکل ۳-۱۴) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. کانی اپاک، حالت XPL..... ۴۹
- شکل ۳-۱۵) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. تشکیل، حالت XPL..... ۵۰
- شکل ۳-۱۶) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. کانی‌های کلریت، و سرسیت، حالت XPL..... ۵۰
- شکل ۳-۱۷) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. بافت گرانولار حالت XPL..... ۵۱
- شکل ۳-۱۸) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. بافت پوئی کیلیتیک، حالت XPL..... ۵۲
- شکل ۳-۱۹) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. بافت پورفیری، حالت XPL..... ۵۳
- شکل ۳-۲۰) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. بافت پرتیت، حالت XPL..... ۵۴
- شکل ۳-۲۱) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. دگرسانی سرسیتی فلدسپات، حالت XPL..... ۵۵
- شکل ۳-۲۲) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز، حالت XPL..... ۵۶
- شکل ۳-۲۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک: ماکل پلی سنتتیک، حالت XPL..... ۵۷
- شکل ۳-۲۴) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک. تشکیل اپیدوت، حالت XPL..... ۵۷
- شکل ۳-۲۶) موقعیت سنگ‌های پلوتونیک منطقه سم‌آهنی با استفاده از نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ۶۳
- شکل ۳-۲۷) موقعیت نمونه‌های سنگی توده‌ی نفوذی در نمودار R1R2..... ۶۵
- شکل ۳-۲۸) نمودار AFM اروین باراگار (Irvine&Baragar, 1971)..... ۶۶
- شکل ۳-۲۹) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های پلوتونیک منطقه‌ی (Peccerillo & Taylor, 1976)..... ۶۶
- شکل ۳-۳۰) نمودار بررسی درجه اشباع از آلومینیم نمونه‌های توده نفوذی (Shand, 194)..... ۶۷
- شکل ۳-۳۱) رابطه اکسیدهای مختلف عناصر با اکسید سیلیس..... ۷۱
- شکل ۳-۳۲) محیط تکتونیک نمونه‌های مورد مطالعه (Maniar and Piccoli, 1989)..... ۷۵
- شکل ۳-۳۳) نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (Chappell and White, 1974)..... ۷۶
- شکل ۳-۳۴) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Y در برابر Sr/Y..... ۷۶
- شکل ۳-۳۵) نمودار Rb/Zr در برابر سیلیس (Pearce et al, 1984)..... ۷۷
- شکل ۳-۳۶) نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی گرانیات سرنوسر، (Boynton, 1984)..... ۸۲
- شکل ۳-۳۷) نمودارهای تغییرات عناصر واسطه در برابر سیلیس در سنگ‌های منطقه..... ۸۷

- شکل ۴-۱) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده از توده اسکارنی..... ۹۳
- شکل ۴-۲) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده از توده اسکارنی..... ۹۵
- شکل ۴-۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده از توده اسکارنی..... ۹۶
- شکل ۴-۴) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده از توده اسکارنی..... ۹۶
- شکل ۴-۵) رگه‌های کلسیت و کوارتز در زون اسکارنی..... ۹۷
- شکل ۴-۶) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده از توده اسکارنی..... ۹۸
- شکل ۴-۷) انحلال سنگ میزبان آهکی و ایجاد کانه‌زایی آهن..... ۹۸
- شکل ۴-۸) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده از توده اسکارنی..... ۹۹
- شکل ۴-۹) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده زون اپیدوت اسکارن..... ۱۰۰
- شکل ۴-۱۰) پراکندگی آهن در آهک بصورت رگه و لنزهای کوچک..... ۱۰۱
- شکل ۴-۱۱) تبلور تأخیری کلسیت درون کانسنگ گوتیتی شده..... ۱۰۱
- شکل ۴-۱۲) هماتیت با بافت گل کلمی..... ۱۰۱
- شکل ۴-۱۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به کانه اسکارن..... ۱۰۲
- شکل ۴-۱۴) تصویر میکروسکوپی از مقاطع صیقلی تهیه شده مربوط به کانسنگ..... ۱۰۲
- شکل ۴-۱۵) تصویر میکروسکوپی از مقطع صیقلی تهیه شده مربوط به کانسنگ..... ۱۰۴
- شکل ۴-۱۶) تصویر میکروسکوپی از مقاطع صیقلی تهیه شده مربوط به کانسنگ..... ۱۰۴
- شکل ۴-۱۷) لیمونیتی شدن نمونه‌های معدنی در منطقه سم‌آهنی..... ۱۰۵
- شکل ۴-۱۸) تصویر میکروسکوپی از مقاطع صیقلی تهیه شده مربوط به کانسنگ..... ۱۰۵
- شکل ۴-۱۹) نمودار تغییرات میزان اکسیدهای اصلی بین توده نفوذی، اسکارن و مرمر..... ۱۰۷
- شکل ۴-۲۰) تصاویر BES مربوط به دو نمونه‌ی گارنت‌دار از منطقه‌ی سم‌آهنی..... ۱۱۲
- شکل ۴-۲۰) نمودار تغییرات درصد مولی آندرادیت گراسولار..... ۱۱۳
- شکل ۴-۲۲) نمودار توزیع ترکیب گارنت‌های منطقه‌ی سم‌آهنی..... ۱۱۵
- شکل ۴-۲۳) تغییرات عناصر اصلی در گارنت‌های منطقه‌ی سم‌آهنی..... ۱۱۶
- شکل ۴-۲۴) تغییرات عناصر اصلی در گارنت‌های منطقه‌ی سم‌آهنی..... ۱۱۷
- شکل ۴-۲۵) همبستگی بین اکسیدهای عناصر اصلی با آهن (Fe_2O_3)..... ۱۱۹

- شکل ۴-۲۶) طبقه بندی انواع کانسارهای آهن بر اساس عناصر اصلی و کمیاب ۱۲۰
- شکل ۴-۲۷) تصاویر BES مربوط به میانبارهای سیال در نمونه کوارتز ۱۲۸
- شکل ۴-۲۸) نمودار توزیع فراوانی میزان شوری در میانبارهای سیال مورد مطالعه ۱۲۹
- شکل ۴-۲۹) نمودار توزیع فراوانی دمای همگن شدن در میانبارهای سیال مورد مطالعه ۱۳۰
- شکل ۴-۳۰) توالی پاراژنتیکی محدوده سم آهنی ۱۳۳
- شکل ۵-۱) نمودار T-LogfO₂ (Oyman, 201) ۱۴۵
- شکل ۵-۲) نمودار LogfO₂ - LogfS₂ (Taylor and liou, 1978) ۱۴۶

فهرست جدول ها

عنوان	صفحه
جدول ۳-۱) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های توده ی نفوذی ۵۹	
جدول ۳-۲) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های توده ی نفوذی ۶۰	
جدول ۳-۳) نتایج آنالیز ICP نمونه های توده ی نفوذی ۶۱	
جدول ۳-۴) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی مربوط به سنگ میزبان آهنی ۶۲	
جدول ۳-۵) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی مربوط به سنگ میزبان آهنی ۶۲	
جدول ۳-۶) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی مربوط به سنگ میزبان آهنی ۶۲	
جدول ۳-۷) نتایج آنالیز چند نمونه سنگی مربوط به توده نفوذی منطقه ۸۱	
جدول ۳-۸) آنالیز مربوط به کلسیت در محدوده سم آهنی (اکسیدهای اصلی) ۸۸	
جدول ۴-۱) کانی شناسی اسکارن، (مینرت، ۲۰۰۵) ۹۱	
جدول ۴-۲) درصد اکسیدهای اصلی عناصر کمیاب در بخش اسکارنی منطقه سم آهنی ۱۰۷	
جدول ۴-۳) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی مربوط به کانسنگ ۱۱۸	
جدول ۴-۵) نتایج آنالیز سیالات در گیر کانی کوارتز ۱۲۹	
جدول ۵-۱) مقایسه اندیس سم آهنی با دیگر آنومالی های معدن سنگان ۱۴۸	
جدول ۵-۲) مقایسه اندیس سم آهنی با چند کانسار اسکارن آهن ایران و جهان ۱۴۹	



فصل اول

کلیات



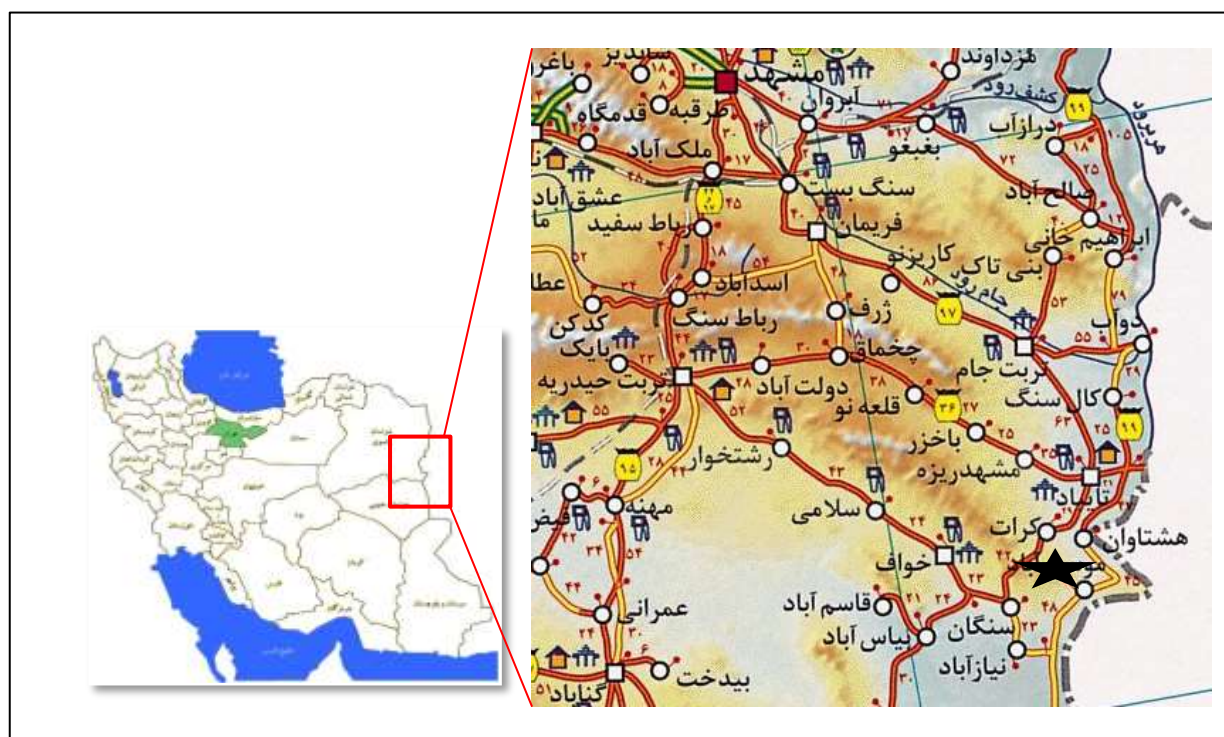
۱-۱ - مقدمه

مواد معدنی، از دیرباز تاکنون، نقش مهمی را در توسعه صنعتی-اقتصادی کشورها ایفا کرده‌اند. در میان این مواد، فلزات جایگاه ویژه‌ای داشته‌اند. از میان فلزات، آهن با معادل‌های آلمانی eisen، سانسکریت ayes، انگلیسی iron که تشابه این واژگان، حاکی از همزمانی آشنایی اقوام هند و اروپایی با این فلز است، از دیرباز شناخته شده و توسط ملل مختلف مورد استفاده قرار گرفته است. آهن و فولاد، چهارچوبی را تشکیل می‌دهند که تمدن بشر بر مبنای آن ساخته شده است.

اهمیت این فلز تا بدانجاست که در تقسیم‌بندی‌های زمانی، برهه‌ای از زمان را بنام عصر آهن می‌شناسند. تولید و مصرف جهانی آهن، که در میان دیگر فلزات، رتبه نخست را به خود اختصاص داده است، کشورهای دارای ذخایر آهن و تکنولوژی تهیه فولاد و چدن را، به علت گسترش کاربرد این فلزات، صاحب برتری کرده است. گذشته از این، کاربرد فولادهای ویژه برای مقاصد نظامی، جلوه‌ای استراتژیک به این فلز داده است. گسترش کاربرد فولادهای آلیاژی که دارای کرم، منگنز، نیکل، سیلیسیم، کبالت، مولیبدن، تنگستن، کولمبیم، تلوریم و وانادیم هستند، به جایی رسیده است که به کاهش قیمت در بازار آلومینیم و دیگر فلزات منجر شده است. هر یک از این عناصر فوق، مزیتی را برای آلیاژ حاصل به ارمغان می‌آورند. برای نمونه، وانادیم در فولاد، نقش کنترل‌کننده اندازه دانه داشته، افزایش سختی و مقاومت در حرارت زیاد را موجب می‌شود. کشور ایران بر روی یکی از کمربندهای اصلی کوهزایی جهان واقع شده است. وقوع فعالیت‌های کوهزایی و تکتونیکی باعث شده تا مواد معدنی ارزشمندی با ذخیره احتمالی ۵۴ میلیارد تن در ایران شکل گیرد. در این میان ذخایر آهن حدود ۴/۵ تا ۴/۶ میلیون تن تخمین زده می‌شود.

۲-۱ - موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

منطقه‌ی مورد مطالعه (به عنوان بخشی از محدوده‌ی معدن سنگان) در ۱۸ کیلومتری شمال شرقی شهر سنگان و در ۴۰ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان خواف، در استان خراسان رضوی، قرار گرفته است. این معادن در گستره‌ای به طول تقریبی ۳۰ کیلومتر و عرض حدود ۲ کیلومتر از غرب ایران تا مرز افغانستان توسعه یافته‌اند. از نظر موقعیت جغرافیایی معدن سنگ آهن سنگان در مختصات جغرافیایی $60^{\circ}24'$ تا $60^{\circ}45'$ طول شرقی و $34^{\circ}26'$ تا $34^{\circ}33'$ عرض شمالی قرار گرفته است (شکل ۱-۱). دسترسی به معدن از طریق دو جاده آسفalte امکان پذیر است که یکی جاده مشهد- تربت جام- تایباد- سنگان و دیگری جاده آسفalte تربت حیدریه - خواف- سنگان می‌باشد.



شکل ۱-۱) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (منطقه با علامت ستاره مشخص شده است).

منطقه‌ی سم‌آهنی در محل غار سم‌آهنی در فاصله‌ی ۸/۵ کیلومتری شمال شرق چشمه سنجک و ۳ کیلومتری جنوب غرب فرزنه قرار دارد. از محل چشمه سنجک جاده به دو شاخه تقسیم می‌شود.



شکل (۲-۱) موقعیت اندیس معدنی سیم آهنی در منطقه‌ی سنگان (منطقه با علامت ستاره مشخص شده است).

اقلیم شهرستان خواف تحت تأثیر نمکزار خواف و کویر در شرق و کوه‌های تربت حیدریه در غرب می‌باشد. آب و هوای منطقه‌ی خواف گرم و خشک از نوع بیابانی است. در فصل بهار و تابستان، از اردیبهشت ماه بادهای موسمی شدیدی به‌نام بادهای ۱۲۰ روزه‌ی سیستان باعث می‌شود مقداری از گرمای طاقت‌فرسا کاهش پیدا کند و سبب اعتدال گرما شود. نقاط کوهستانی شمال و جنوب‌غربی که هوای آن در زمستان سرد و تابستان معتدل است دارای مزارع آباد، سرسبز و با صفا و دهکده‌های خرم است و در فصل بهار و تابستان به عنوان تفرجگاه مورد استفاده قرار می‌گیرد. متوسط بارندگی سالانه

۱۵۰ تا ۲۵۰ میلی‌متر در سال و حداکثر درجه حرارت ۳۵ درجه سانتی‌گراد و حداقل آن ۱۱- درجه سانتی‌گراد ثبت شده است (www.Sioc.ir).

پوشش گیاهی منطقه شامل استپ و مراتع ییلاقی و قشلاقی است. گیاهانی که در مناطق بیابانی می‌روید بیشتر جنبه دارویی داشته و مردم از آنها برای درمان بیماری استفاده می‌کنند مانند خارشتر - خارخسک - زیره‌ی سیاه - زیره‌ی سبز -کتیرا و در ارتفاعات به دلیل آب و هوای خاص آن درختان جنگلی : زرشک، پسته -بنه -انجیر کوهی -ریواس -تاغ و گز می‌روید.

۴-۱ - جغرافیای انسانی

شهرستان خواف یکی از شهرستان‌های استان خراسان رضوی است و مرکز آن شهر خواف می‌باشد که در ۲۵۰ کیلومتری جنوب غربی مشهد واقع است. این شهرستان با چهار بخش مرکزی، سنگان، جلگه زوزن، و سلامی و جمعیتی بیش از ۱۱۰ هزار نفر، در نوار مرز شرقی ایران قرار دارد و ۱۲۳ کیلومتر مرز مشترک با کشور افغانستان دارد. با توجه به وضعیت آب و هوا و پستی و بلندی اراضی، مشاغل گوناگون در منطقه وجود دارد مثل : کشاورزی، دامداری، تجارت، صنایع دستی، قالی بافی و کرباس بافی که در حد خود کفایی بوده و نیازهای مردم را از نظر محصولات کشاورزی، دامی، پارچه و فرش می‌شود.

۵-۱ - ژئومورفولوژی منطقه

آنومالی‌های شرقی کانسار آهن سنگان، در ادامه آنومالی‌های غربی و مرکزی و در یک منطقه کوهستانی با ارتفاع ۱۲۰۰ تا ۱۸۰۰ متر قرار دارند. ارتفاعات منطقه دارای روند کلی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی می‌باشند که با دشت کرات در شمال شرق و دشت خواف در غرب و جنوب‌غرب، اختلاف ارتفاع قابل ملاحظه‌ای دارند. در منطقه‌ی مورد مطالعه سنگ‌های آهکی واحدهای مرتفع‌تر، و سنگ‌های آواری، توف و گرانیت‌ها واحدهای کم‌ارتفاع‌تر را تشکیل می‌دهند (شکل ۱-۳). کوه باخرز با

ارتفاع ۱۷۵۵ متر مرتفع‌ترین نقطه به حساب می‌آید (www.SIOC.ir).



شکل ۱-۳) توده کانسنگ درون آهک‌های میزبان، دید از جنوب غرب

۱-۶ - سابقه معدنکاری

معدن سنگ آهن سنگان برای اولین بار و در حدود ۶۰۰ سال پیش با عنوان معدن سنگ آهن خواف در کتاب نزهت القلوب حمدالله مستوفی معرفی گردید. عملیات اکتشافات اولیه آن حد فاصل سال‌های ۱۳۵۰ تا ۱۳۵۸ شمسی توسط بخش خصوصی انجام شد و در ادامه از نیمه دوم سال ۱۳۶۲ شناخت پارامترهای کیفی و کمی این کانسار توسط کارشناسان و نیروهای متخصص شرکت ملی فولاد ایران شروع شد.

بر اساس نتایج حاصله تصمیم گرفته شد که مطالعات تکمیلی اکتشاف و انجام آزمایشات معدنی و فرآوری، مطالعات امکان‌سنجی، بررسی چرخه تولید، تعیین ظرفیت بهینه، فاز بندی تولید، تعیین محصول نهایی، آزمایشات فنی و اقتصادی با بهره‌گیری از آخرین تکنولوژی روز دنیا و استفاده از توانمندی‌های سخت‌افزاری و نرم‌افزاری، به معروفترین شرکت تحقیقاتی سنگ آهن در جهان

(شرکت BHP استرالی) سپرده شود. در ادامه شرکت‌های ایریتک ایران، سایمونز کانادا و بیتمن آفریقای جنوبی نیز در غالب کنسرسیوم SBI و با درنظر گرفتن جنبه‌های زمین‌شناسی، ذخایر معدنی و استخراج و فرآوری کانسنگ برای تولید کنسانتره آهن با عیار بالا، در مطالعات و تحقیقات مربوط به معادن سنگ آهن سنگان فعالیت نمودند.

۷-۱ - مطالعات قبلی

همانطور که قبلاً گفته شد در مورد کانسار سم‌آهنی تاکنون مطالعه‌ای از نظر زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و یا زایشی صورت نگرفته است. ولی از آنجا که این اندیس در ادامه‌ی آنومالی‌های غربی و مرکزی سنگان واقع شده است، به خلاصه‌ای از مطالعات قبلی که بر روی آنومالی‌های غربی و مرکزی صورت گرفته، اشاره می‌شود.

-معدنکاری در منطقه‌ی سنگان قدمت ۶۰۰ ساله دارد و در نسخ قدیمی نیز به آن اشاره شده است (آراسته ۱۳۷۰). غار سم‌آهنی در آنومالی شرقی را محل معدنکاری قدیمی (شدادی) می‌دانند. نخستین بار قاسمی پور (۱۳۵۵)، در گزارش شرکت باریت ایران، تشکیل کانسار را به فرایند متاسوماتیسم نسبت می‌دهد و گرانیتهای سرنوسر و آهک‌های مزوزوئیک را به عنوان عوامل اصلی تشکیل مگنتیت و حضور سنگ‌های متاسوماتوز شده در اطراف توده‌های معدنی و همچنین وجود بقایای آهک در میان لنزهای مگنتیتی را به عنوان دلایل اثبات نظر خود می‌داند.

-کارشناسان سازمان زمین‌شناسی در گزارش نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ خواف (۱۳۵۸) و همچنین ترنت (۱۹۹۰) در گزارش نقشه‌ی ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد به وجود سنگ آهن با ترکیب گوتیت و مگنتیت اشاره کرده‌اند، آنها این مجموعه را وابسته به مجموعه‌ی آتشفشانی- رسوبی با سن پروتروزوئیک پسین می‌دانند که تحت تأثیر متاسوماتیسم بوجود آمده‌اند.

-برومندی (۱۳۶۱)، در گزارشی درباره‌ی معادن سنگ آهن سنگان، خاستگاه کانسار را آتشفشانی، و در

ارتباط با توده‌های خروجی جنوب منطقه معدنی در نظر می‌گیرد. مرجعی (۱۳۶۸) منشاء کانسار سنگان را به ولکانیسم زیردریایی نسبت می‌دهد. وی مجاورت توده سنگ آهن با ریولیت‌ها و تناوب لایه‌های مگنتیت با آهک و چین خوردگی پس از تشکیل را به عنوان دلیل اصلی بیان می‌کند، همچنین دگرسانی موجود در منطقه و انواع اسکارن و هورنفلس را به نفوذ توده‌ی گرانیتی سرنوسر نسبت داده است. فورستر (۱۹۹۱) خاستگاه کانسار سنگان را در ارتباط با ولکانیسم ائوسن خاور ایران - باختر افغانستان می‌داند.

خویی (۱۹۹۱) در بررسی‌های اورمیکروسکپی، با مشاهده ساختمان زونه در کریستال‌های مگنتیت، خاستگاه متاسوماتیسم این کانسار را سبب تشکیل چنین بافت‌هایی می‌داند. کریم‌پور (۱۳۶۹) منشاء کانسار سنگان را اسکارنی و در زون فروران‌ش می‌داند. وی معتقد است که محلول‌های ماگمایی غنی از آهن در سنگ‌های کربناته نفوذ کرده و باعث تشکیل اسکارن و ذخیره مگنتیت شده است.

-شرکت استرالیایی B.H.P (۱۹۹۰) و کنسرسیوم SBI مطالعات گسترده‌ای را از نظر زمین‌شناسی، ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی بر روی منطقه‌ی سنگان انجام داده‌اند. کرمانی و فورستر (۱۹۹۱) منشاء کانسار سنگ آهن منطقه سنگان را به ماگماتیسیم ائوسن نسبت داده و این منطقه را با کالدرای ریوگراند نیومکزیکو قیاس نموده‌اند.

-بومری (۱۳۷۰)، در رساله دکترای خویش برای سنگان خاستگاه اسکارنی ارائه کرده است. وی با مطالعه ژئوشیمی کلر و فلوئور در بیوتیت‌های گرانیت سرنوسر در شمال منطقه سنگان نشان داد که سیالات هیدروترمال از یک ماگمای گرانیتی در منطقه جدا شده‌اند و عناصر کانه‌سازی چون Fe و Cu را احتمالاً بصورت کمپلکس‌های فلز-کلر با خود حمل کرده‌اند.

-مظاهری (۱۹۹۵) ژنز این کانسار را موضوع رساله خویش قرار داده و بر خاستگاه ولکانوژنی برای سنگان تأکید دارد. قوامی (۱۳۷۲)، ضمن مطالعه روی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه، سنگ‌های

آذرین را جزء سری کالک‌آلکالن و نوع I می‌داند.

-ابراهیمی‌زاده (۱۳۷۴)، نیز بر روی شرایط تشکیل کانسار مطالعاتی انجام داده و پس از تأیید اسکارنی بودن آن، به مراحل تشکیل کانسار، یک مرحله فرایند موضعی گرمایی نیز اضافه کرده است.

-باقریان (۱۳۷۵)، با مطالعات پتروگرافی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی توده‌ی سرنوسر و کانی‌شناسی ژئوشیمی و کانسنگ و دگرسانی‌های مرتبط با کانی‌زایی، کانسار را از نوع اسکارنی می‌داند. وی سیالات منشأ گرفته از گرانیته سرنوسر را مسئول کانه‌زایی و محلول‌های داغ اسیدی را حامل آهن دانسته و عواملی مثل کاهش دما و فشار و خنثی شدن محلول‌های کلریدی غنی از آهن در اثر واکنش با سنگ میزبان کربناته را باعث ناپایداری و متلاشی شدن کمپلکس‌های فلزدار و نهایتاً کانه‌زایی آهن در آهک‌ها می‌داند.

-مظاهری (۱۳۷۷)، با مطالعه‌ی اسکارن‌زایی در منطقه سنگان، معتقد است که اسکارن سنگان طی دو مرحله اصلی درجه حرارت بالا یا پیشرونده (II و I) و درجه حرارت پایین یا پسرونده (III و IV) به جود آمده است. مرحله I با اسکارن مجاورتی حاوی گارنت آندرادیتی و مرحله II با مجموعه آندرادیت- هدنبرژیت فراوان مشخص می‌شود. مرحله پسرونده III با تشکیل هیدروسیلیکات‌ها بویژه آمفیبول با Al بالا و مرحله پسرونده IV عموماً با ظهور آمفیبول با Al کم و کلریت مشخص می‌شود. وی همچنین در مقاله‌ای تحت عنوان مطالعه گرانیته‌های نوع I در کوه سرنوسر خراسان این توده گرانیته را یک هورنبلند بیوتیت گرانیته و متعلق به سری کالک‌آلکالن قاره‌ای معرفی کرد. به گفته وی این توده گرانیته از نوع هتروژن بوده و به چهار گروه گرانودیوریت، آلکالی‌گرانیته، مونزوگرانیته و سینوگرانیته تقسیم می‌شود.

-کاهنی (۱۳۸۳)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان مطالعات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی توده‌های C شمالی و باغک، ضمن مطالعات ژئوشیمیایی، به بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و

کانی‌شناسی منطقه پرداخته است. نامبرده کانسار سنگ آهن سنگان خواف را به عنوان یک تیپ جدید از ذخایر هیدروترمالی Fe Oxides می‌داند.

-کریم‌پور و شفارودی (۱۳۸۵)، در مقایسه ژئوشیمی سنگ منشأ توده‌های مگنتیت طلادار تنورچه با کانسار بدون طلای سنگان دریافتند که کانسار سنگان یک ذخیره مگنتیت نوع Iron-Oxide بدون طلا و اورانیوم و عناصر نادر خاکی است.

-حاجی‌علی (۱۳۸۶)، نیز در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان کانی‌سازی آهن در آنومالی‌های شرقی معدن سنگان، با بررسی ژئوشیمی و پترولوژی توده‌های گرانیتی سرنوسر نشان داد که این گرانیت از نظر ژئوشیمی، متاآلومینوس کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا و مشابه گرانیت‌های تیپ I مربوط به محیط تکتونیکی کمان حاشیه قاره است. بر اساس مطالعات وی در منطقه‌ی آنومالی شرقی دو نوع کانه‌زایی آهن رخ داده است: ۱-کانی‌سازی مگنتیت دمای بالا نوع اسکارنی در مرز بین گرانیت با آهک‌ها و آهک‌های دولومیتی. ۲-کانی‌سازی گرمابی دمای پایین ولاستونیت، کلریت، هماتیت و گوتیت با، یا بدون باریت در آهک‌های دولومیتی، ماسه سنگ‌های آهکی و ولکانیک‌های اسیدی.

۸-۱ - طرح مسئله

معدن سنگ آهن سنگان بزرگترین اسکارن مگنتیتی ایران است. این کانسار مشتمل بر سه ناحیه معدنی شرقی، مرکزی و غربی است که مجموعاً ذخیره زمین‌شناسی آنها حدود ۱/۲ میلیارد تن تخمین زده می‌شود.

از نظر زمین‌شناسی، منطقه سنگان بخشی از کمربند آتشفشانی پلوتونیک خواف-کاشمر-بردسکن است (زون ایران مرکزی). این کمربند با روند شرقی-غربی در شمال گسل درونه قرار دارد. قدیمی‌ترین سازندی که در منطقه معدنی رخنمون دارد شامل شیل‌های سیلیسی، سیلتستون و آهک کریستالین با سن ژوراسیک پسین است. بخش آهکی یا آهک کریستالین این واحد دارای بیشترین

رخنمون در شرق منطقه بوده و میزبان اصلی توده‌های مگنتیتی (به صورت عدسی های مجزا) است. علاوه بر توالی‌های فوق سنگ‌های آتشفشانی و ساب ولکانیک اسیدی (تراکیت پورفیری) و همچنین توده‌های نفوذی از جنس (سینیت و گرانیت) با گستره زمانی ژوراسیک تا اواخر دوران سوم در منطقه دیده می‌شود. توده گرانیتوئیدی (گرانیت سرنوسر) - که در برخی از نقاط نیز به داخل توالی های آهکی با سن کرتاسه نفوذ کرده است- به صورت گسترده در شمال منطقه سنگان رخنمون دارد.

بخش شرقی معدن سنگ آهن سنگان شامل شش کانسار اصلی در حد فاصل کانسارهای مرکزی و غسل باغک تا روستای فرزانه و دشت‌های شرقی می‌باشد. علاوه بر اینها ۵ محدوده آنومالی در این بخش وجود دارد که این مطالعه بر روی یکی از مهمترین این آنومالی‌ها (آنومالی سم آهنی) صورت می‌گیرد.

کانسار آهن سم آهنی با وسعتی حدود ۴۸ هکتار در منتهی‌الیه بخش جنوب شرقی کانسار قرار دارد. واحدهای سنگی رخنمون یافته در محل این کانسار عبارتند از ماسه سنگ، آهک متبلور و دولومیت متعلق به ژوراسیک، ریوداسیت _ گرانیت و آلکالی گرانیت متعلق به ائوسن و رسوبات عهد حاضر متعلق به کواترنری.

با توجه به عدم انجام مطالعات دقیق و جامع بر روی کانسار سم آهنی و ناشناخته بودن این توده معدنی از نظر ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی (در مقایسه با سایر توده‌های معدنی منطقه)، بررسی و مطالعه این توده معدنی به طور مجزا ضروری است. نتایج حاصل از این مطالعه می‌تواند در تعیین خاستگاه دقیق و نحوه تشکیل معدن سنگ آهن سنگان در کمربند پلوتونیکی خواف - تربت حیدریه - کاشمر متمرثر باشد.

۹-۱ - هدف و روش کار

هدف کلی این پژوهش بررسی ویژگی‌های کانی‌شناختی، ژئوشیمیایی و ژنز کانسنگ در اندیس معدنی

سم آهنی است. اگر چه بر روی سایر آنومالی ها و اندیس های معدنی سنگان مطالعات نسبتاً جامعی (از نظر خصوصیات ژئوشیمیایی، کانی شناختی، ایزوتوپی و زایشی صورت گرفته است) ولی اندیس معدنی سم آهنی به نسبت ناشناخته بوده و تاکنون مطالعاتی بر روی آن انجام نشده است. با توجه به اینکه این اندیس یکی از مناطق امیدبخش برای بهره برداری های آتی خواهد بود، لذا انجام یک مطالعه ی جامع بر روی ویژگی های آن ضروری به نظر می رسد. مراحل انجام کار بصورت زیر می باشد.

- انجام مطالعات کتابخانه ای و بررسی گزارش ها و کلیه ی مستندات مربوط به منطقه ی مورد مطالعه

- مطالعات صحرایی شامل نمونه برداری از واحدهای سنگی منطقه و ثبت کلیه ی مشاهدات بر روی زمین.

- تهیه ی ۴۵ مقطع نازک از واحدهای سنگی و نیز ۱۵ مقطع صیقلی از نمونه ی کانسنگ ها .

- آنالیز نمونه ها به روش پراش اشعه ایکس XRF و ICP_OES.

- آنالیز الکترون ماکروپروب بر روی کانی های گارنت مربوط به اسکارن.

- انجام مطالعات کانی شناسی، پتروگرافی و کانه نگاری و تحقیق داده های ژئوشیمیایی بدست آمده با

توجه به ویژگی های زمین شناسی منطقه و به کمک نرم افزارهای Arc GIS, GCD kite, Excel.

- انجام مطالعات میانبارهای سیال (گرماسنجی) بر روی برخی کانی کوارتز.

- ارائه مدلی برای تشکیل کانسار.

۱۰-۱- ذخایر اسکارن و مشخصات عمومی آنها

۱-۱۰-۱- تعریف واژه اسکارن

یکی از تعاریف مشخص واژه اسکارن این است: به سنگ های حاوی سیلیکات های کلسیم، آهن،

منیزیم و منگنز که بر اثر فرایندهای متاسوماتیسم همبری وابسته به توده‌های نفوذی تزریق شده در سنگ‌های کربناته یا سایر سنگ‌ها پدیدار می‌شود، اسکارن گویند (حلمی، ۱۳۸۸). این واژه را که اصطلاح سوئدی و به مفهوم باطله است، نخستین بار معدنکاران سوئدی برای سنگ‌های همبری آمفیبول‌دار همراه کانسنگ‌های منیتیت به کار بردند؛ آنها باطله کالک سیلیکاته دانه درشت همراه با سنگ آهن استخراجی را اسکارن نامیدند.

۱-۱-۱- مشخصات عمومی اسکارن‌ها

۱-۱-۱-۱- شکل، موقعیت و پراکندگی

اسکارن‌ها در نقاط مختلف جهان یافت شده‌اند، بیشتر آنها در دوره مزوزوئیک (حدود شصت و سه تا دویست و سی میلیون سال پیش) پدید آمده‌اند. مناطق اسکارنی به طور معمول تا حدودی نامنظم و بی‌قاعده است که به دلیل ویژگی‌های غیرقابل پیش‌بینی سنگ‌های میزبان و تخلخل، نفوذپذیری و سنگ‌شناختی متغیر آنهاست؛ این مناطق اغلب حاوی آهن، مس، طلا، منیتیت، تنگستن و دیگر مواد معدنی هستند. با این حال، کانسارهای کوچک هم به دلیل ارزش تجاری مورد بهره‌برداری واقع می‌شوند (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱).

متداول‌ترین سنگ‌های میزبان ترکیب کوارتز مونزونیتی تا گرانودیوریتی دارند، ولی به احتمال این ترکیب به این خاطر است که بیشتر کانسارهای استخراج شده اسکارنی در ارتباط با کانسارهای مس پورفیری بوده‌اند. توده‌های مافیک چون آب کافی ندارند برای میزبانی کانسارهای اسکارن مناسب نیستند. اسکارن‌ها به گونه‌ای فراگیر در ژرفای کم (یک تا پنج کیلومتر) پدید می‌آیند، داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار حاکی از تأثیر مهم آب‌های ماگمایی و نقش کم‌اهمیت‌تر سیالات جوی است. تأثیر سیالات جوی در بیشتر موارد محدود به منطقه‌ی درون اسکارن است. کانسارهای اسکارنی در محدوده وسیعی از محیط‌های زمین‌شناسی پرکامبرین تا ترشیری یافت می‌شوند. بیشتر ذخایر مهم

اقتصادی به نسبت جوان هستند و در هر حال به فعالیت‌های ماگمایی-گرمابی توده‌های نفوذی دیوریتی تا گرانیتی واقع در کمربندهای کوهزایی وابسته‌اند (حلمی، ۱۳۸۸). جدول ۱-۱ خصوصیات عمومی کانسارهای اسکارن ذکر شده است.

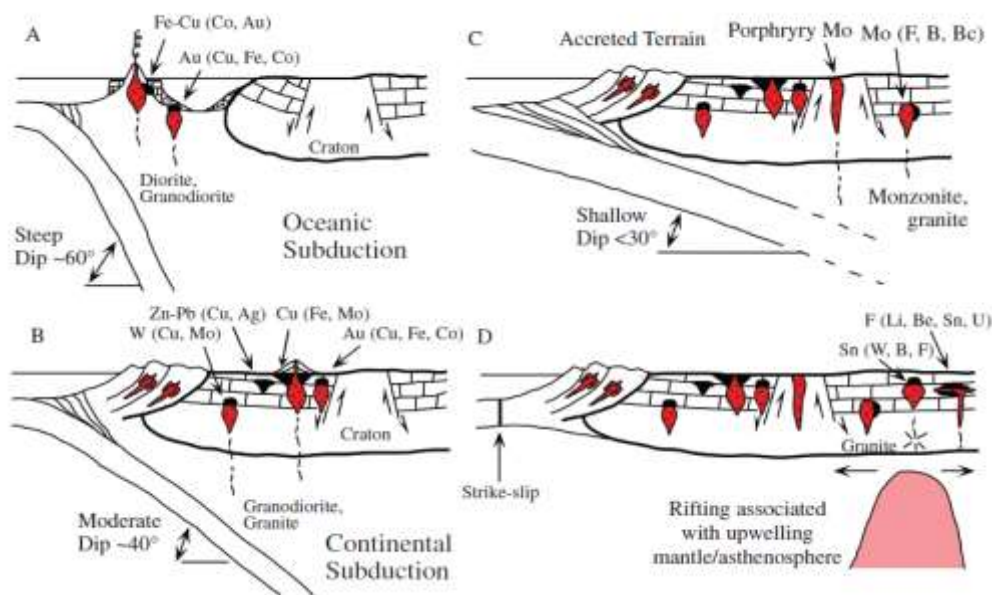
جدول ۱-۱ ویژگی‌های کلی اسکارنها (Evans, 1977)

عمق تشکیل	یک تا چند کیلومتر
درجه حرارت تشکیل	از ۳۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد
محل حدوث	در نزدیکی و یا بطور بخشی در درون توده‌های نفوذی عمیق، غالباً در درون سنگ‌های کربناتی و بعضاً در درون هورنفلس، شیست یا گنیس
ماهیت منطقه‌ی معدنی	بسیار نامنظم، زبانه‌هایی از ماده معدنی ممکن است در امتداد هر عارضه ساختمانی صفحه‌ای از قبیل سطح لایه‌بندی، سطح درزه‌ها، گسل‌ها و غیره تشکیل گردد.
کانی‌های فلزی	مگنتیت، اسکاپولیت، گرافیت، طلا، اسپیکولاریت، پیروتیت، شلیت، ولفرامیت، گالن، اسفالریت، پیریت، مولیبدنیت، کاسیتريت
کانی‌های باطله	گراسولار، هیدبرگیت، ایدوکراز، اپیدوت، اکتینولیت، ولاستونیت، دیوپسید، فورستریت...
دگرسانی‌های سنگ دیواره	اسکارن، تاکتیت و یا مرمر
بافت و ساخت	معمولاً درشت دانه و ممکن است بواسطه سنگ‌های آهکی لایه‌ای، ساختی لایه مانند داشته باشند.
ساخت منطقه ای	توالی پاراژنزی شامل: شلیت، مگنتیت، کاسیتريت؛ سولفیدهای عناصر پایه. اینها معمولاً دارای یک ساخت منطقه‌ای می‌باشند که در آنها خارجی‌ترین بخش را تشکیل می‌دهند.

۱-۱۲- اسکارن‌های آهن

اسکارن‌های آهن بزرگترین کانسارهای اسکارنی می‌باشند (مینرت، ۲۰۰۵). اسکارن‌های آهن برای استخراج مگنتیت، معدنکاری می‌شوند البته عناصر دیگری هم از قبیل Cu, Co, Ni و Au در اغلب موارد به همراه آنها حضور دارد. مینرت (۲۰۰۵) این اسکارنها را به دو گروه اسکارن‌های آهن کلسیک

و منیزیمی تقسیم نموده است. اسکارن‌های آهن کلسیک بیشتر در زون فرورانش جزایر قوسی به همراه پلوتون‌های غنی از آهن که به درون سنگ‌های دیواره آتشفشانی و آهک نفوذ کرده‌اند تشکیل می‌شوند. در مقابل اسکارن‌های آهن منیزیمی توسط کانسنگ مگنتیت متمایز شده و در استوک‌های گرانودیوریتی و مونزوگرنایت سیلیسی و درون سنگ‌های دولومیتی تشکیل می‌شوند.



شکل ۴-۱) مدل‌های تکتونیکی تشکیل اسکارن (Meinert., 1981)

۱-۱۲-۱ - نگاهی اجمالی به کانسارهای اسکارنی ایران

در ایران اسکارن‌های بیشماری یافت می‌شود اما بیشتر آنها از لحاظ اقتصادی فاقد اهمیت هستند. شمار اندکی از اسکارن‌های ایران از لحاظ میزان آهن، مس، کانی‌های صنعتی، ذخایر فلزی ارزش اقتصادی دارند. از نظر زایشی بیشتر ذخایر اسکارنی ایران در اثر فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر توده‌ی میانی و خرده بلوک‌های مجاور در زمان پالئوژن ایجاد شده‌اند. در اثر این فرورانش، پوسته‌ی فرورونده نازک شده و ماگماتیسم کالکوالکالن تا شوشونیتی و پتاسیمی و کمربندهای ولکانو-پلوتونیک در پهنه‌ی ایران زمین پدید آمده است. در این نواحی با توجه به ضخامت پوسته، ژرفای

نفوذ توده‌ی آذرین، سطح فرسایش و شیب فرورانش، انواع مختلف کنسارها (مانند ذخایر مس پورفیری، مانتو، داربستی و رگه‌ای) و ایالت‌های متالوژنی مس ایران بوجود آمده است. همین فاز متالوژنی باعث تشکیل کنسارهای طلای نوع پورفیری، اپی ترمال با سولفیدسازی زیاد و سولفیدسازی کم، و اسکارنی در روندهای ولکانو-پلوتونیک شده است (قربانی، ۱۳۸۱)

۱-۱-۱۲-۱ - کنسارهای آهن ایران

با آنکه اسکارن‌های حاوی آهن ایران پرشمارند، اما شمار کمی از لحاظ اقتصادی قابل توجهند. مهمترین این کنسارها عبارتند از کنسارهای آهن سنگان، آهن شهرک، آهن باباعلی و اندیس معدنی کوه سراوان. کانی‌سازی‌های آهن در ایران بصورت زیر است.

۱-۱-۱۲-۱ - کانی‌سازی آهن در پالتوزویک-تریاس پیشین

پالتوزویک پسین از نظر کانی‌سازی آهن در ایران، در مقایسه با فاز پروتروزویک پسین-کامبرین پیشین کم مایه‌تر بوده است، به‌طوری که تنها چند کنسار کوچک را در ایران می‌توان به این زمان نسبت داد که عبارتند از:

۱- کنسار آهن کلات ناصر در خاور قاین در منطقه آهنگران (قربانی، ۱۳۷۲).

۲- کنسار آهن و منگنز هنشک در منطقه ده بید فارس

۳- کنسار آهن ظفرآباد در کردستان (مومن زاده، قربانی، مصطفوی، ۱۳۷۴)

۴- کنسار آهن ماسوله با خاستگاه رسوبی متعلق به پرمین (قربانی، مصطفوی ۱۳۷۳).

۵- کنسارهای آهن ناحیه سنقر (کانی شیر، خسروآباد، ده خز علی).

کانسارهای یاد شده همگی در سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی پرمایه از آهن، جای گرفته اند. این سنگ‌ها در رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند و عمل متاسوماتیسم، باعث تمرکز و تجمع عدسی‌ها و لایه‌های آهن در آنها شده است.

۱-۱۲-۱-۱-۲- کانی‌سازی آهن در مزوزوئیک

کانسارهای آهن این برهه زمانی، بیشتر در زون شمالی سندرچ-سیرجان شناخته شده‌اند. کانسارهای آهن، به طور عمده دارای خاستگاه ماگمایی-اسکارنی و آتشفشان زاد هستند که عبارتند از:

۱- کانسارهای آهن ماگمایی-اسکارنی منطقه همدان که شامل کانسارهای باباعلی، چنار بالا و گلالی (منطقه قروه) بوده و در پیوند با توده‌های نفوذی گابرویدیوریت-سینیت منطقه یاد شده هستند. البته این احتمال نیز وجود دارد که این کانسارها وابسته به توالی آتشفشانی-رسوبی سری سنقر با سن پرمین تا تریاس باشند، ولی تمرکز و غنی‌شدگی آنها همگام با توده‌های نفوذی منطقه به سن کرتاسه، رخ داده است.

۲- کانسار آهن آتشفشان زاد شمس آباد با سن کرتاسه پیشین در جنوب باختری اراک (سامانی، ۱۳۷۲) و همه کانسارهای آهن و منگنز محور ملایر-اصفهان که در سنگ‌های کرتاسه جای دارند.

۱-۱۲-۱-۱-۳- کانی‌سازی آهن در ترشیاری

در پیوند با ماگماتیسیم ترشیاری که در ایران گسترش فراوانی دارد، تعداد نسبتاً زیادی کانسار آهن نیز تشکیل شده است که از ائوسن پسین تا اوایل کواترنر قابل پیگیری است. کانسارهای این زمان، همگی دارای خاستگاه ماگمایی می‌باشند. این کانسارها، پراکندگی زیادی نسبت به کانسارهای آهن فازهای قدیمی‌تر دارند، که علت آن، گسترش فراوان آتشفشانی و پلوتونیسم این زمان است. کانسارهای آهن این فاز عبارتند از

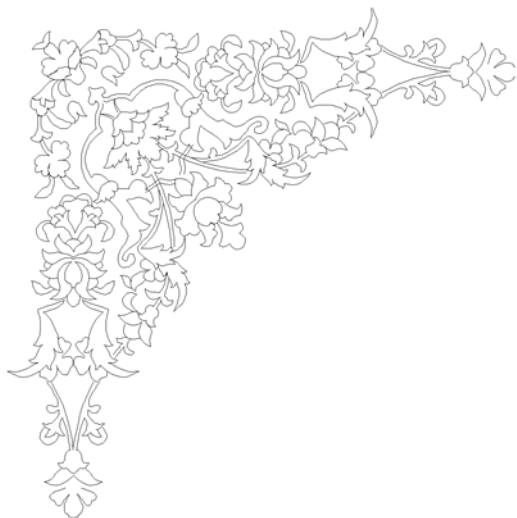
الف) کانسارهای آهن در زون ارومیه-دختر: در زون ارومیه-دختر همگام با آتشفشانی و پلوتونیسم الیگومیوسن، تعداد به نسبت زیادی کانسار آهن تشکیل شده است، نمونه‌وار می‌توان به کانسار آهن نیاسر کاشان، کانسار آهن داران در باختر اصفهان، کانسار آهن شهرک در منطقه زنجان، کانسار آهن کوه بابا در جنوب باختر هشتروود اشاره کرد.

ب) کانسار آهن ماگمایی در زون البرز در پیوند با ماگماتیسم الیگومیوسن در زون البرز باختری، تعدادی کانسار آهن تشکیل شده است. این کانسارها عبارتند از:

- کانسارهای آهن سمنان در البرز خاوری، کانسار آهن سرخه دیزج و مرواریه در کوه‌های تارم در پیوند با توده‌های گرانیتی ابهر، خرم دره و زنجان

گفتنی است که در آذربایجان شمالی تعدادی کانسارهای آهن ناشی از دگرسانی کانی‌های سولفیدی وجود دارد. این کانسارها عموماً حالت کلاhek آهنین (گوسان) داشته و شامل کانسارهای آهن دمیچی در مناطق تارم، خلخال و اهر، کانسار آهن ماگمایی-اسکارنی در آذربایجان مانند: کانسار آهن اسکندریان خوی، کانسار آهن مزرعه اهر و ... است.

پ) کانسارهای آهن در خاور ایران: در خاور ایران، کانسار سنگان که یکی از بزرگترین کانسارهای آهن ایران است قرار دارد. به باور برخی از زمین شناسان، این کانسار متعلق به ائوسن-پسین-الیگومیوسن است.



فصل دوم

زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه



۱-۲ - مقدمه

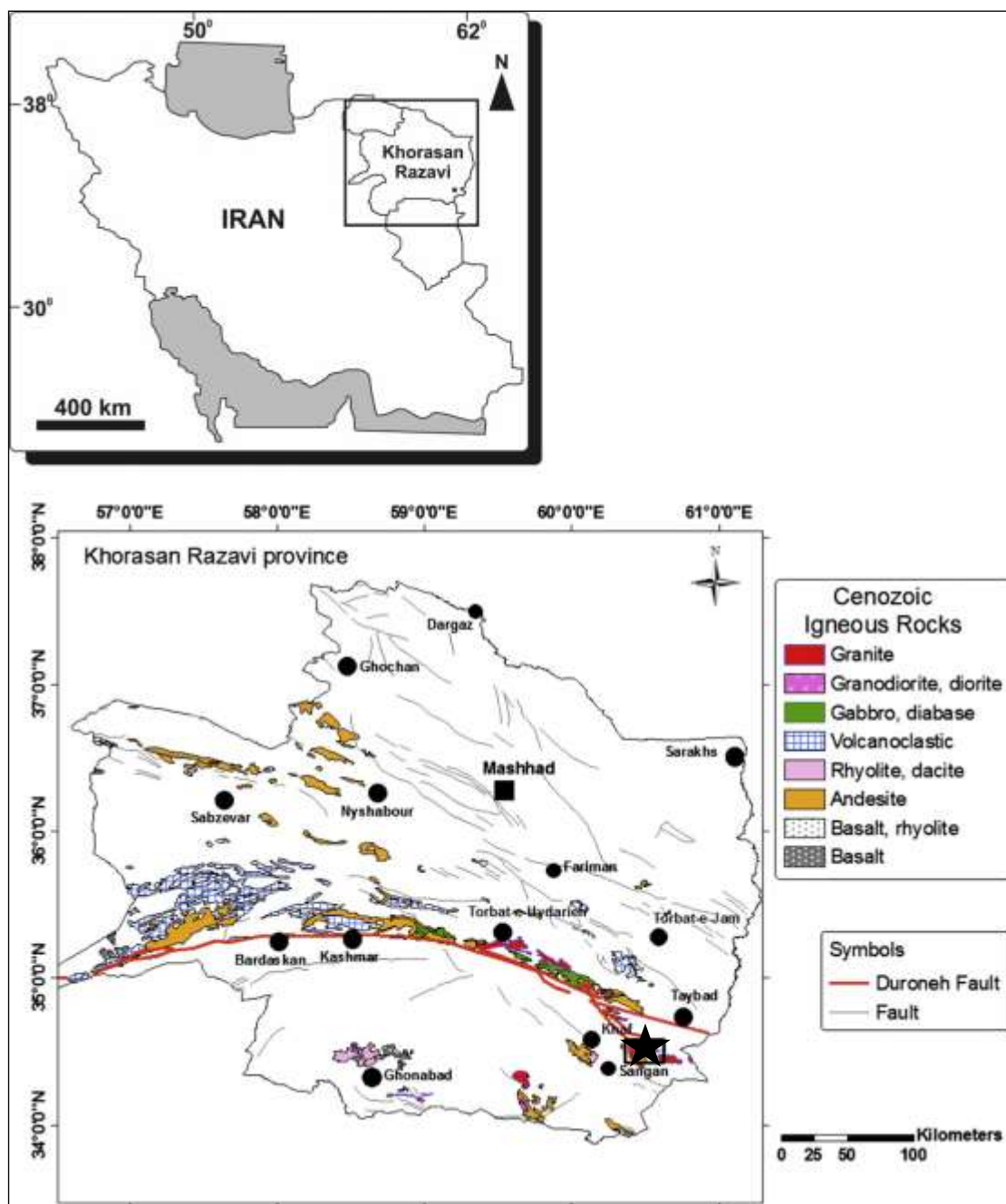
برای تعیین دقیق ژنز کانسار، اطلاع از ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه‌ی موردنظر امری ضروری است. در این مطالعه، با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی موجود و گزارش‌های مربوط به سایر آنومالی‌های معدن سنگان و همچنین مشاهدات میدانی، خصوصیات زمین‌شناختی منطقه‌ی سم‌آهنی مورد بحث قرار می‌گیرد. زمین‌شناسی عمومی منطقه توسط اشخاصی از جمله ترنت (۱۹۹۰) برای تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد، کرمانی و فورستر (۱۹۹۱) و همچنین بومری (۱۹۹۲) مورد بررسی قرار گرفت.

۲-۲ - زمین‌شناسی ناحیه‌ای

در مقیاس ناحیه‌ای و از نظر زمین‌شناسی، منطقه مورد مطالعه جزء ایران مرکزی است و در شمال شرق زیر پهنه‌ی بلوک لوت قرار دارد. در بخش شمال شرق بلوک لوت و در زون شرق ایران (که خود بخشی از زون ایران مرکزی است)، کمربند ولکانو پلوتونیک‌ی خواف-کاشمر-بردسکن قرار دارد که مجموعه معادن سنگان در منتهی‌الیه این کمربند قرار گرفته‌اند (شکل ۱-۲). این کمربند به‌طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و گاه مافیک با سن ترشیری تشکیل شده است. این سنگ‌ها شامل داسیت، ریوداسیت، آندزیت، پیروکسن آندزیت، آندزیت بازالت، لاتیت، تراکی آندزیت، توف، لاپیلی توف و آگلومراست. توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیبی از گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و گرانیت فلدسپار قلیایی در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند (کریم‌پور، ۱۳۸۶).

منطقه‌ی مورد مطالعه به دلیل قرارگیری در حاشیه پهنه لوت، علاوه بر متأثر بودن از تمام فرآیندهای عمده در آن، تحت تأثیر پدیده‌های اطراف این پهنه از جمله گسل بزرگ کویر (درونه) نیز قرار گرفته

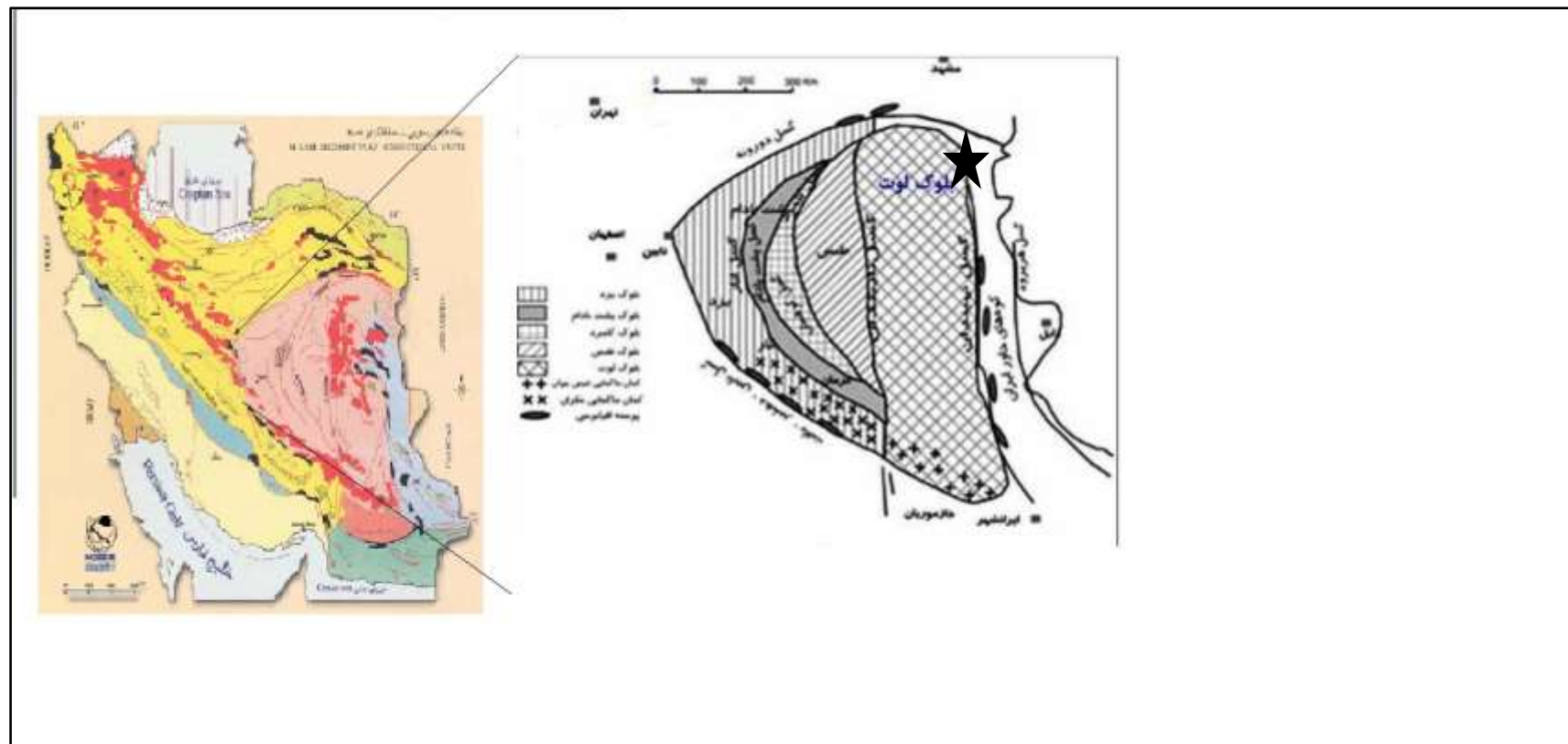
است (افتخارنژاد، ۱۳۵۹)، لذا روند اکثر ساخت‌ها، گسل‌ها، چین‌ها و لایه‌ها در منطقه به تبعیت از گسل درونه، شمال غربی جنوب شرقی تا شرقی-غربی است.



شکل ۱-۲) موقعیت کانسار آهن سنگان در شمال شرق ایران و کمربند ولکانو پلوتونیکی خواف-کاشمر-بردسکن (Mazaheri, 1996)

۳-۲ - مختصری در مورد ویژگی‌های زمین‌شناسی زون ایران مرکزی

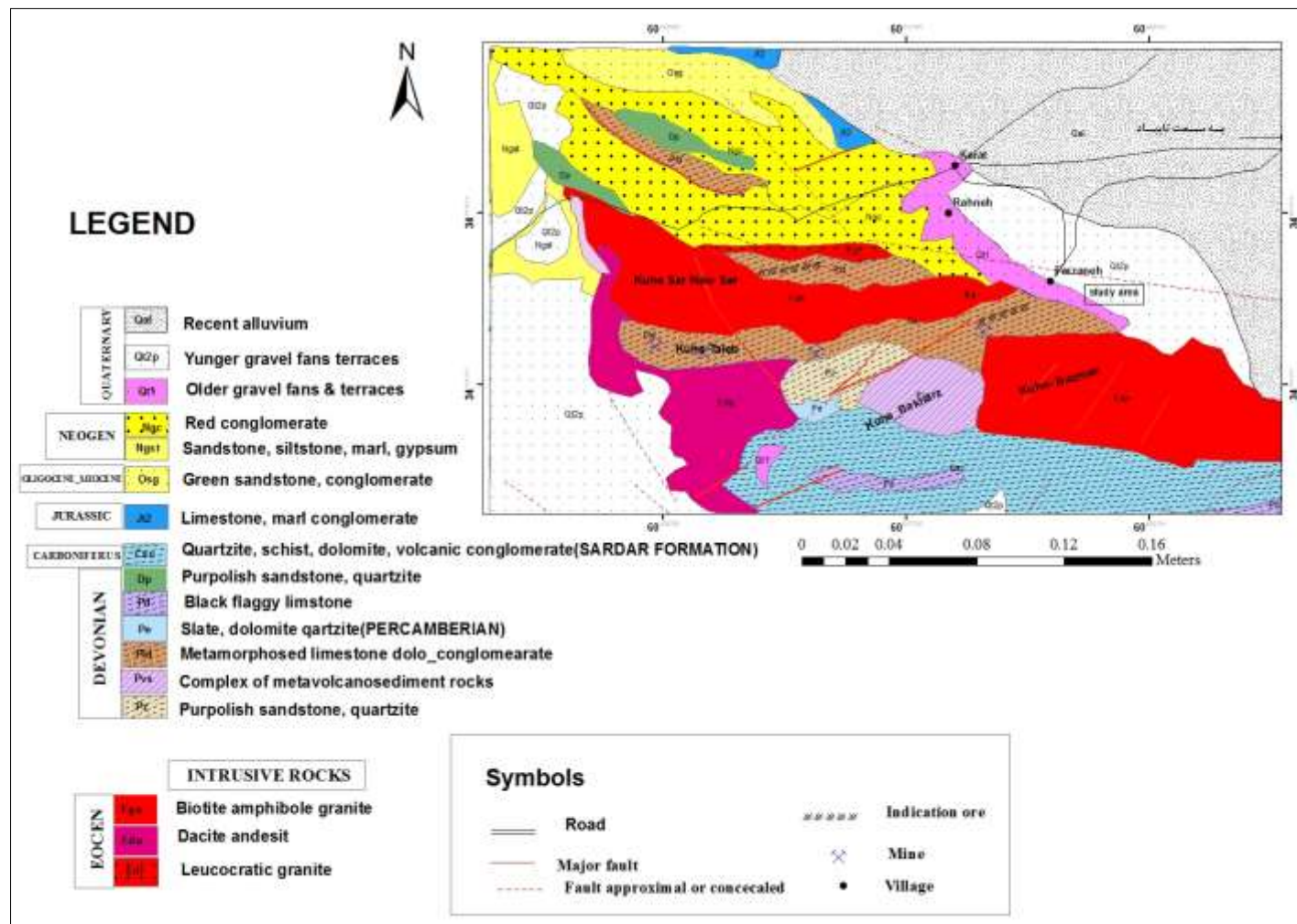
ایران مرکزی به شکل مثلثی است که از شرق به بلوک لوت، از شمال به رشته کوه‌های البرز و از جنوب به منطقه سنندج سیرجان محدود می‌شود (شکل ۲-۲). این واحد زمین‌ساختی، پیکره‌ی اصلی و میانی فلات ایران را پدید آورده و فزون بر اینکه خود بعنوان یک واحد ساختاری عمده بشمار می‌آید در بردارنده شماری زیر مجموعه ساختاری از نظر تکتونیکی و متالوژنی است. از نظر چینه‌ساختی، در تمام مدت دوران پالئوزوئیک این منطقه وضعیتی مشابه با سایر قسمت‌های ایران داشته است، بطوری که یک حالت پلاتفرمی در آن حکمفرما بوده و کویر بزرگ و فرورفتگی ایران مرکزی احتمالاً حوضه وسیع کم عمقی را تشکیل می‌داده است. پس از رسوبگذاری پرمین میانی، یک دوره فرسایش طولانی بر ایران مرکزی چیره گشته که حاصل آن نهشت رسوبات آواری و قرمز رنگ در زمان تریاس زیرین (سازند سرخ شیل) بوده است. در دوران مزوزوئیک و همچنین در سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین‌ساختی وضعیت پرتحرکی داشته است، چنانکه علاوه بر چندین دگرشیبی کاملاً مشخص، فعالیت ماگمایی بصورت سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های گرانیتی نفوذی نیز در آن دیده می‌شود. به نظر اشتوکلین چین‌خوردگی اصلی ایران مرکزی با فاز کوهزایی آلپی در ارتباط است؛ به طوری که پنج فاز اصلی چین‌خوردگی آلپ در تریاس _ لیاس، اوایل کرتاسه، اواسط و اواخر دوران سنوزوئیک در این منطقه مشاهده شده است. روند عمومی چین‌خوردگی‌ها یکنواخت نیست، بلکه در شمال روند شرقی - غربی دارد. در شرق به موازات بلوک لوت (شمالی - جنوبی) و در جنوب غربی به موازات منطقه سنندج - سیرجان (شمال غرب - جنوب شرق) است. بخش میانی ایران مرکزی را شکستگی‌های متعدد با جهات مختلف بصورت مشبک در آورده و قطعات شکسته نسبت به هم حرکاتی داشته‌اند و در نتیجه بالا آمدگی‌ها و فرورفتگی‌ها، حوضه متفاوتی بوجود آمده است.



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

۴-۲ - زمین‌شناسی منطقه‌ای و معدنی

از نظر منطقه‌ای، معادن سنگان در ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۳). اغلب واحدهای زمین‌شناسی تشکیل شده در ناحیه‌ی تایباد در قسمت مرکزی نمایان شدند. این واحدهای تکتونیکی و مورفولوژیکی از لحاظ ساختاری بسیار پیچیده‌اند. دامنه‌ی سنی سنگ‌های گزارش شده از ناحیه تایباد بین پروتروزوئیک پسین تا کواترنری است. واحدهای چینه‌شناختی منطقه توسط ترنت (۱۹۹۰)، کرمانی و فورستر (۱۹۹۱) و بومری (۱۹۹۲) شرح داده شده و بر اساس اطلاعات ایشان ستون چینه‌شناسی منطقه سنگان (۲) رسم گردیده است. بر اساس نقشه‌ی ۱:۲۰۰۰ منطقه معدنی سم‌آهنی و همچنین مشاهدات صحرایی، واحدهای سنگی زیر به ترتیب سنی در منطقه‌ی مورد مطالعه مشاهده می‌شود:



شکل ۲-۳) نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ای بر اساس نقشه‌ی چهار گوش تایباد به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰.

۲-۴-۱ - واحدهای سنگی پروتروزوئیک پسین

در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد، طبق گزارش ترنت (۱۹۹۰)، در جنوب غرب فرزنه، در ناحیه‌ی بین گرانیت‌های سرنوسر و برمانی، چندین لایه‌ی آهک کریستالین که با سنگ‌های متاولکانیک و کوارتزیتی به صورت بین لایه قرار گرفته و همچنین در غرب گرانیت کوه برمانی، منطقه‌ی نسبتاً وسیعی، از توالی‌های ولکانوسدیمتر پروتروزوئیک وجود دارد که سن آنها را به پروتروزوئیک پسین نسبت می‌دهند.

همچنین طبق این گزارش ترنت، واحدهای سنگی زیر در کوه طالب، به پروتروزوئیک پسین نسبت داده شده‌اند:

۱- شیست‌های آمفیبول‌دار، متاتوف، کوارتزیت، لایه‌های سنگ‌های کربناته.

۲- بخش آهک دولومیتی که به سمت غرب به سری‌های متاولکانیک با بین لایه‌های نازک آهکی

(در شکل ۲-۳ نشان داده نشده) تبدیل می‌شود. این بخش دارای لایه‌ها و لنزهایی از مگنتیت است.

۲-۴-۱-۱ - دونین (واحدهای Db و Ds، Dp)

برطبق نظر ترنت (۱۹۹۰)، دونین در منطقه‌ی مورد مطالعه شامل واحدهای سنگی معادل سازندهای پادها، دولومیت سیبزار و آهک بهرام بوده که لیتولوژی آنها شامل ماسه‌سنگ، سیلت، پیلیت، آهک، ماسه‌سنگ کوارتزیتی، دولومیت، کوارتزیت و شیل می‌باشد. بر روی این سنگ‌ها سازند بهرام قرار دارد که شامل آهک‌های خاکستری تیره و لایه‌های نازکی از شیل است؛ این سازندها به شدت گسله بوده و به ندرت در آنها فسیلی یافت می‌شود.

۲-۴-۱-۲ - کربونیفر - پرمین (واحدهای Cs و Pj)

بخش وسیعی از جنوب منطقه و به سمت شرق تا مرز افغانستان را سنگ‌هایی به سن کربونیفر (سازند

سردر) متشکل از شیل‌های فیلیتی و ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی همراه با لایه‌هایی از کالک‌شیست، پوشانده است (ترنت، ۱۹۹۰). ضخامت متوسط لایه‌های ماسه‌سنگ، نیم متر بوده و تعداد معدودی پیل‌های آهکی کشیده در قاعده هر لایه دیده می‌شود. فیلیت‌های سبز زیتونی تا سیاه، رخ میکایی از خود نشان داده و حاوی پیریت‌های خودشکل هستند. لایه‌های کالک‌شیست را سنگ‌های خاکستری تا صورتی با رخ اسلیتی تشکیل می‌دهند. این لایه‌ها حاوی مقادیر فراوانی کوارتزهای تراوشی و رگه‌ها و لنزهای سیدریت هستند (ترنت، ۱۹۹۰). در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد، پرمین (آهک جمال) در فاصله‌ی چندین کیلومتری شمال منطقه و چند ده کیلومتری جنوب منطقه رخنمون دارد. اما کرمانی و فورستر (۱۹۹۱) معتقدند که براساس حفاری چاه آب بین کوه طالب و سنگان پایین نشانه‌هایی از سازند جمال وجود دارد.

۵-۲ - مزوزوئیک

۱-۵-۲ - تریاس

در گزارش ترنت (۱۹۹۰) از سنگ‌های تریاس ذکری به میان نیامده ولی کرمانی و فورستر (۱۹۹۱) واحدهایی معادل سازند نایبند با سن تریاس پسین را در دو کیلومتری جنوب فرزنه و ۲۵ کیلومتری غرب سنگان، گزارش کرده‌اند.

۲-۵-۲ - ژوراسیک

این واحدها در چندین کیلومتری شمال منطقه (شامل رسوبات دریایی با سن ژوراسیک میانی و حاوی کنگلومرای پی، آهک بیوکلاست و مارن) و غرب منطقه‌ی تایباد (آهک‌های با سن ژوراسیک پسین) دیده می‌شوند. در منطقه‌ی کوه طالب، کرمانی و فورستر (۱۹۹۱) شیل‌ها و ماسه سنگ‌های با سن ژوراسیک میانی _ پسین (سازند شمشک) و آهک‌های خاکستری قهوه‌ای و دولومیت با سن ژوراسیک پسین (سازند مزدوران یا اسفندیار) را گزارش کرده‌اند.

۲-۵-۳ - کرتاسه‌ی پسین

واحد کرتاسه پسین در کوه باخرز بطور دگرشیب روی سنگ‌های پالئوزوئیک (آهک بهرام) قرار گرفته و شامل بخش‌های زیر می‌باشد: (ترنت، ۱۹۹۰؛ مظاهری^۱، ۱۹۹۶)

۱- ماسه‌سنگ کنگلومرای قرمزرنگ (حاوی سیلت)؛

۲- آهک حاوی هیپوریت، گاستروپود و اویستر؛

۳- آهک ماسه‌ای قرمز پلت‌دار، با بافت چشم پرنده‌ای و قلوه‌های کوارتزی؛

۴- برش و کنگلومرای قهوه‌ای خاکستری با میان لایه‌های ماسه‌سنگ کنگلومرای درشت دانه، قلوه‌های کوارتزیت، آهک آلیتی و دولومیت در ماتریکس ماسه‌ای قرمزرنگ با لایه‌بندی متقاطع. شکستگی‌هایی در این توالی و آهک بهرام زیر آن وجود دارد که با هماتیت پر شده‌اند.

۲-۶ - سنوزوئیک

۲-۶-۱ - ائوسن فوقانی

در منطقه‌ی مورد مطالعه رسوبات و ولکانیک‌های پالئوسن - ائوسن به سه دسته تقسیم می‌شوند:

۱- کمپلکس تحتانی (پالئوسن - ائوسن پیشین) ۲- کمپلکس میانی (ائوسن میانی) ۳-

کمپلکس فوقانی (ائوسن پسین). براساس گزارش ترنت (۱۹۹۰)، در چهارگوش تایباد،

کمپلکس‌های تحتانی و فوقانی وجود دارند و کمپلکس میانی هم به احتمال وجود دارد ولی

به مناطق محدودی منحصر می‌شود و رابطه‌اش با سایر کمپلکس‌ها مشخص نیست.

¹- Ternet, and Mazaheri.

ترنت (۱۹۹۰) در نقشه تایباد، یک‌سری سنگ‌ها که شامل توف‌های اسیدی سبز می‌شود را در کوه باخرز تشخیص داده که روی پی‌سنگ پالئوزوئیک‌پسین قرار گرفته‌اند. به عقیده‌ی وی این سری از چند توالی تکراری هر یک به ضخامت (۳ تا ۱ متر) تشکیل شده و هریک از توالی‌ها با کنگلومرای درشت‌دانه حاوی قلوه‌های گردشده از سنگ‌های دگرگونی و قطعات زاویه‌دار ولکانیک‌های توف‌دار، شروع شده و به سمت بالا به توف‌های سبز تا بنفش اسیدی که احتمالاً در محیط زیر آب نهشته شده‌اند، تبدیل می‌شوند. این سری‌ها با سیل‌های ریوداسیتی قطع گردیده‌اند و فاقد فسیل‌اند. ترنت، همچنین در زنگی‌کوه گدازه‌های آندزیتی و داسیتی را که بطور بین لایه با سنگ‌های پیروکلاستیک متنوع قرار گرفته‌اند و به سمت بالا تبدیل به توف‌های ریوداسیتی سفیدرنگ تبدیل می‌شوند، تشخیص داده و بر اساس نمونه‌هایی که از داسیت‌های غرب خواف برداشت شده، سن آنها را 41.5 ± 3.5 میلیون سال (روش پتاسیم آرگون روی کل سنگ) تعیین کرده است.

بومری (۱۳۷۱)، لیتولوژی زنگی‌کوه را متشکل از توف‌های آندزیتی و داسیتی و برش‌های ولکانیکی دانسته که توسط مجموعه دایک‌ها و سیل‌های داسیتی و ریولیتی که بعضی از آنها هم قطع شده‌اند هماتیتی شده‌اند (تا $Fe = 30\%$).

به عقیده‌ی کرمانی و فورستر (۱۹۹۱)، این ولکانیسم‌ها (در کوه شیشاب و زنگی‌کوه) در محیط خشکی تشکیل شده‌اند، و بطور مشخص بایمدال هستند (لاواهای آندزیتی داسیتی در قاعده و ایگنمبرایت ریولیتی در بالا).

شرکت BHPE (۱۹۹۱) در جنوب آنومالی‌های غربی وجود یک مجموعه‌ی آتشفشانی رسوبی به رنگ ارغوانی تا خاکستری را گزارش داده که از پایین به بالا شامل کنگلومرای ولکانیک آندزیتی با بین لایه‌های آندزیت و کمی پیروکلاست‌های ریولیتی و توف‌های ریولیتی با بین لایه‌های ولکانیکلاست‌های آندزیتی است. این کمپلکس به شدت فرسایش یافته و تپه‌های کم ارتفاعی را در دامنه‌ی کوه‌ها به وجود آورده است. دایک‌ها و سیل‌های ریولیتی و ریوداسیتی و به طور فرعی داسیتی

(به رنگ‌های کرم، قهوه‌ای، قرمز و خاکستری سبز تیره)، که به علت مقاومت بیشتر پشته‌ها و پرتگاه‌هایی را می‌سازند، به درون واحدهای مزوزوئیک و این کمپلکس نفوذ کرده‌اند. براساس نقشه‌ی ۱:۲۰۰۰ محدوده‌ی معدنی سم‌آهنی، سنگ‌های از جنس ریوداسیت و داسیت بصورت یک توده‌ی منفرد در جنوب منطقه‌ی کانه‌زائی شده قرار دارد (علامت Ed روی شکل ۲-۶).

۲-۶-۲ - توده‌های نفوذی (واحدهای Ega, Egr)

دو توده‌ی نفوذی سرنوسر و برمانی که در منطقه‌ی مورد مطالعه دارای رخنمون هستند، سنگ‌های قبل از خود را قطع کرده و در آنها هاله‌ی دگرگونی ایجاد کرده‌اند. هر دو توده‌ی گرانیتی امتداد شرقی غربی دارند و احتمالاً در عمق به یکدیگر متصل هستند. کوه برمانی به سمت شرق افغانستان هم ادامه دارد. ترنت (۱۹۹۰)، ترکیب کلی این دو را بیوتیت آمفیبول گرانیت مونزونیتی گرانولار با بافت پورفیری دانسته است، که شامل هورنبلند گرانودیوریت و میکروگرانیت پورفیری هم هستند. وی همچنین در شمال گرانیت سرنوسر، لوکوگرانیت و در جنوب آن، میکروگرانیت گزارش کرده و اشاره می‌کند که در قسمت‌های غربی و جنوبی چندین دایک و آپوفیز وجود دارد. به عقیده‌ی ترنت یک روند تدریجی بین رخساره‌های گرانودیوریتی، گرانیت مونزونیتی و بیوتیت گرانیت لویکوکرات وجود دارد. به علت رابطه‌ی بین توده‌ی نفوذی سرنوسر و کانه‌زائی اسکارن در منطقه، ویژگی‌های این توده‌ی نفوذی در اینجا بیشتر توضیح داده می‌شود.

گرانیتوئید سرنوسر در شمال منطقه با روند شرقی غربی مشاهده می‌شود. سن قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه که این گرانیت‌ها را احاطه می‌کنند احتمالاً ژوراسیک است. اثر دگرگونی مجاورتی این توده روی تشکیلات ژوراسیک دیده می‌شود که این هاله دگرگونی مجاورتی در حاشیه جنوبی گرانیت سرنوسر واضح‌تر است. تعیین سن مطلق که بر روی توده‌ی نفوذی سرنوسر صورت گرفته، سن ۳۸ میلیون سال را نشان می‌دهد که بیانگر سن ائوسن بالایی تا الیگوسن زیرین برای این توده‌ی نفوذی است. در جنوب توده نفوذی سرنوسر، سنگ‌های ولکانیک و ساب‌ولکانیک، اسکارن و کانسنگ آهن

قرار دارد و در محدوده‌ی معدن، طبقات اسکارنی اغلب توسط دایک‌های ریولیتی و ریوداسیتی قطع می‌شوند. از نظر پتروگرافی، ترکیب توده‌های گرانیتوئیدی منطقه متنوع بوده و براساس طبقه‌بندی‌های کانی‌شناسی در گستره‌ی آلکالی فلدسپات گرانیت، سینوگرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت تغییر می‌کند و در بعضی نقاط نیز ترکیب آنها کوارتز سینیت و کوارتز مونزونیت است. سنگ‌های ولکانیک و ساب ولکانیک منطقه نیز بیشتر در محدوده‌ی ترکیبی تراکی‌آندزیت، کوارتز تراکیت، داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند. بنابراین سنگ‌های آذرین منطقه دارای ترکیب اسیدی تا حدواسط هستند.

نفوذ گرانیت سرنوسر باعث دگرگونی مجاورتی ضعیف و متاسوماتیسم در سنگ‌های منطقه شده است و مرمرها حاصل این پدیده هستند. در محدوده‌ی معدن سم‌آهنی توده‌ی نفوذی سرنوسر در جنوب منطقه‌ی کانه‌زایی شده رخنمون دارد (علامت Ega روی شکل ۲-۶). مرز بین گرانیت سرنوسر و سنگ‌های اطراف تیز (شارپ) و ناسازگار بوده و در شمال توسط رسوبات نئوژن و در جنوب بوسیله‌ی رسوبات دگرگونی حرارتی مزوزوئیک محدود شده است. اندازه‌ی دانه، بافت و ترکیب گرانیتوئیدهای سرنوسر از غرب به شرق و از مرکز به حواشی تغییر می‌کند. برطبق نظر قوامی (۱۳۷۱) حاشیه‌ی جنوبی گرانیت سرنوسر از سینوگرانیت و کوارتز سینیت و بالای (قله) گرانیت سرنوسر یک مونزوگرانیت است که بتدریج به سمت ناحیه‌ی دردوی به کوارتز مونزونیت و در شرق به گرانودیوریت تغییر می‌یابد.

۳-۶-۲ - الیگوسن - میوسن (واحدهای O_s, M_o)

این واحدها در شمال گرانیت سرنوسر رخنمون دارند که بر اساس نظر ترنت (۱۹۹۰)، به طور ناپیوسته روی سازندهای قدیم‌تر خود قرار گرفته‌اند و سن آنها را بر اساس مجموعه پولن‌هایی که در چند لایه از این سری‌ها قرار گرفته، به الیگوسن - میوسن نسبت داده است.

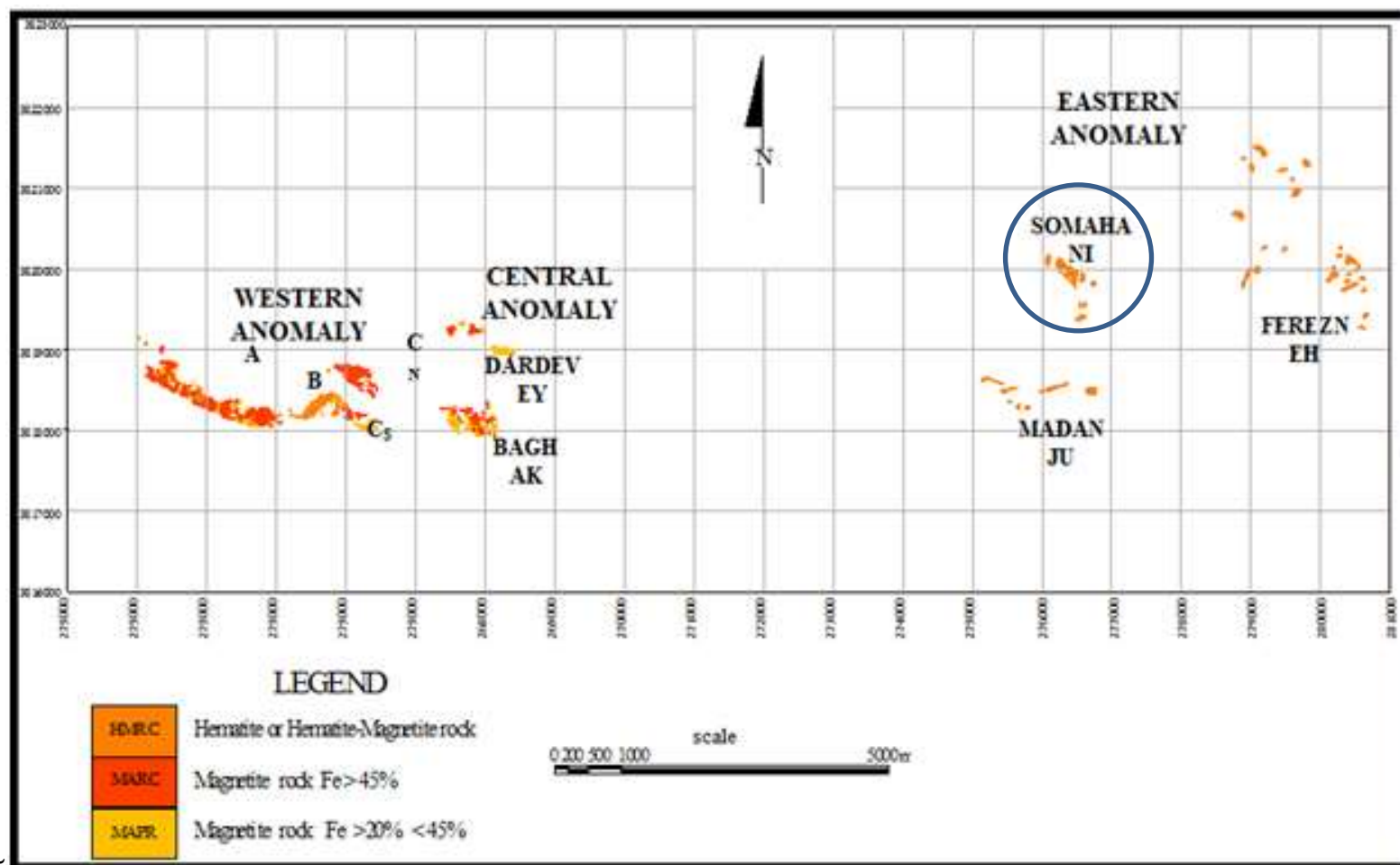
این سری‌ها ظاهراً تغییرات رخساره‌ای را هم به طور عمودی و هم به طور جانبی نشان می‌دهند، و ترکیب آنها که از کنگلومرای درشت دانه تا سیلت و مارن تغییر می‌کند و این مسئله مؤید آن است که این سری‌ها در یک حوضه‌ی درون کوهستانی که از نظر تکتونیکی در یک ناحیه‌ی فعال قرار داشته، نهشته شده‌اند. برروی نقشه‌ی ۱:۲۰۰۰ محدوده معدنی سم‌آهنی این واحد با علامت Ea نشان داده شده است.

۲-۶-۴ نئوژن (واحدهای Ng^c , Ng^{st})

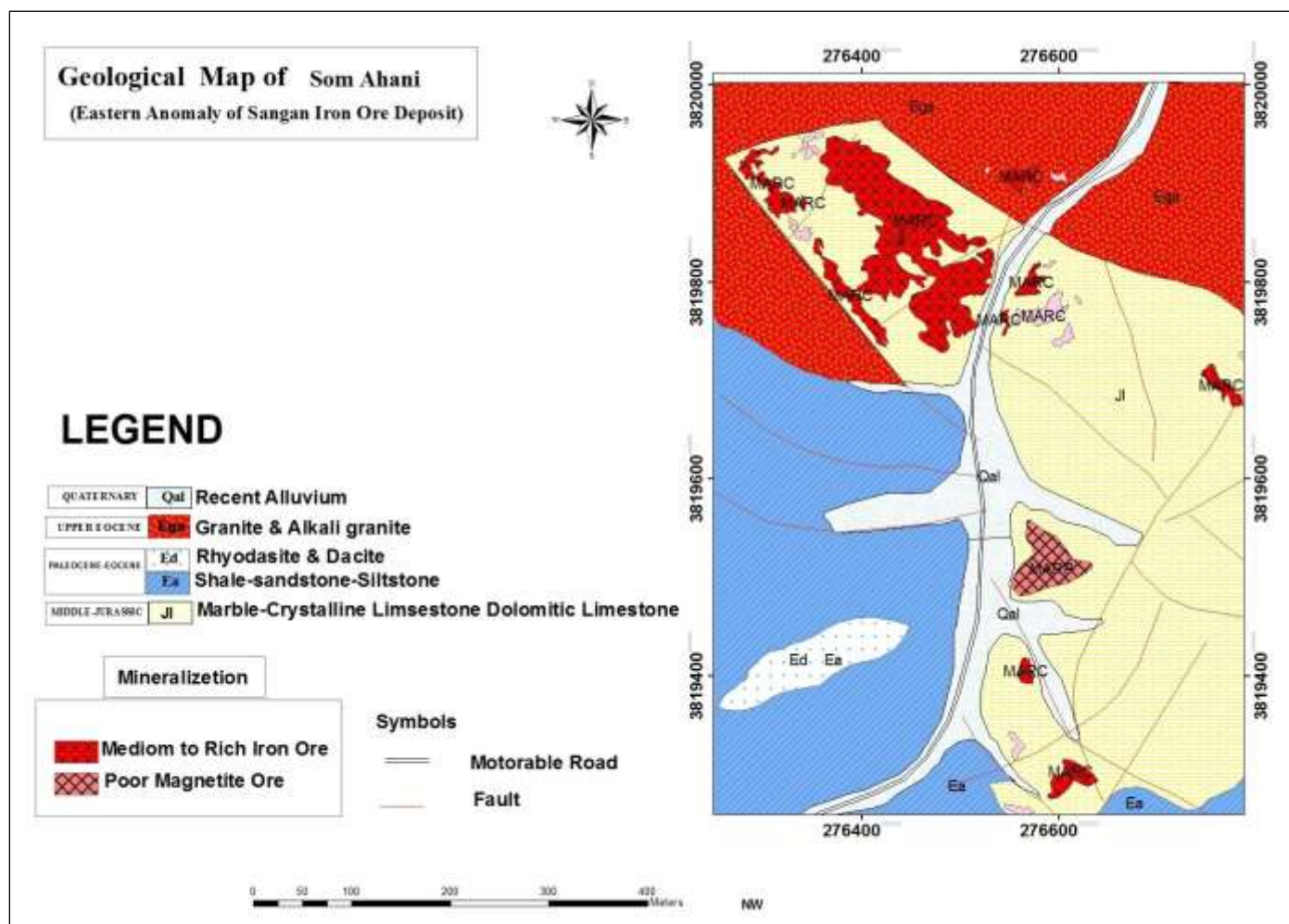
این رسوبات نیز در شمال و جنوب واحدهایی که در بالا به آنها اشاره شد، رخنمون دارند؛ و از کنگلومرای قرمز و ماسه‌سنگ، مارن، سیلت، گلسنگ و گاهی ژپس تشکیل شده‌اند.

۲-۶-۵ کواترنری (واحد Q^t)

رسوبات کواترنری که حاصل فرسایش ارتفاعات هستند، تمام واحدهای اشاره شده در بالا را می‌پوشاند. چندین مرحله از فرسایش در تشکیل این رسوبات نقش داشته است که بیشتر آنها در کنترل حرکات تکتونیکی بوده‌اند. مراحل اولیه‌ی فرسایش باعث تشکیل مخروط افکنه‌هایی در پای‌کوه‌ها شده است؛ این مخروط افکنه‌های قدیمی توسط مخروط افکنه‌های جدیدتر که دشتهای کنونی را شامل می‌شوند، پوشیده شده‌اند که به سمت قسمت‌های داخلی به ماسه‌های ریزدانه و رس تبدیل می‌شوند.



شکل ۲-۴) موقعیت آنومالی‌های مختلف سنگان



شکل ۲-۵) نقشه‌ی زمین‌شناسی محدوده‌ی سم‌آهنی با مقیاس ۱:۲۰۰۰

۷-۲ - مجموعه آنومالی‌های معدن سنگان

معادن آهن سنگان شامل سه بخش آنومالی‌های غربی (پنج کانسار تپه قرمز، A، B، C شمالی و C جنوبی)، آنومالی‌های مرکزی (دو کانسار باغک و دردوی) و آنومالی‌های شرقی است. اندیس سم‌آهنی بخشی از آنومالی‌های شرقی است. آنومالی شرقی سنگان از کانی‌سازی‌های متعدد و پراکنده‌ای تشکیل شده و در مقایسه با ذخایر عظیم آنومالی‌های غربی و مرکزی که بصورت پیوسته کنار هم قرار گرفته‌اند، ذخایری با حالت رگه‌های کوچک و توده‌ها و لنزهای چندصد متری اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن هستند. کانسارهای ناحیه شرقی شامل ۶ آنومالی رخنمون‌دار است که مراحل اکتشاف مقدماتی را می‌گذرانند. این آنومالی‌ها در حال اکتشاف سطحی است و بر اساس کارهای نقشه‌برداری سطحی و ژئوفیزیک اولیه، منابع قابل توجهی از سنگ آهن را نشان می‌دهد. خصوصاً آنومالی‌های V به نام سم آهنی و آنومالی VI به نام فرزانه که خود مجموعه سه آنومالی است از اهمیت بیشتری برخوردارند.

۸-۲ - زمین‌شناسی ساختمانی

منطقه‌ی سنگان در منتهی‌الیه شرقی گسل درونه قرار گرفته است و به این علت عمده‌ی شکستگی‌ها و گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه دارای امتداد NW-SE هستند، در قسمت شرقی معدن سنگان گسل‌های با روند NW-SE و NE-SW نیز وجود دارند. کل منطقه در اثر عملکرد دو گسل با امتدادهای ENE و WNW که در کوه باخرز به هم می‌پیوندند، به دو زون تقسیم شده است. به سمت شمال این سیستم‌های گسلی، ساختار واحدهای موجود به علت ویژگی‌های چین‌شناسی منطقه و دگرگونی همبری ناشی از نفوذ توده‌های سرنوسر و برمانی، پیچیده می‌شود. در مقابل ساختار کلی زون جنوبی ساده‌تر است. این زون در حقیقت یک ناودیس وسیع از سازند سردر با محور شرقی - غربی تشکیل شده است. این سازند به شدت چین خورده و چین‌های هم‌شیب با شیب‌های تند و کمی برگشته نشان می‌دهد. گسل‌هایی با روند NNE-SSW در این قسمت فراوان‌اند، این گسل‌ها در

گرانیت برمانی نیز به وفور دیده می‌شوند. در جنوب غرب منطقه، گسل‌های بعد از نئوژن با روند NW که کم و بیش با رسوبات کواترنری پوشیده شده‌اند، وجود دارند.

با توجه به این نکته که در مورد چینه‌شناسی منطقه ابهامات زیادی وجود دارد، در مورد محیط گذشته و تکتونیک آن هم نظری قطعی وجود ندارد، اما بر طبق گزارش‌های ترنت (۱۹۹۰) می‌توان نتیجه گرفت که عملکرد فازهای پایانی کوهزایی آلپی بر ریخت‌شناسی (مورفولوژی) کنونی و پستی و بلندی‌های منطقه تأثیر داشته اما ساختار اصلی رشته کوه‌ها و بلوک‌ها در نتیجه‌ی رویدادهای تکتونیکی قدیمی‌تر ایجاد شده‌اند. در گزارش ترنت (۱۹۹۰)، به چین‌خوردگی حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای بعد از پرمین و قبل از ژوراسیک میانی در سازندهای پروتروزوئیک پسین و پالئوزوئیک اشاره شده اما بومری (۱۳۷۱) وجود این دگرگونی را در منطقه رد می‌کند. بر طبق ترنت، چین‌خوردگی رسوبات سازند شمشک در کوه ناهور و زیربلوک خواف، قبل از ته‌نشینی کنگلومرای کرتاسه‌ی بالا و مربوط به سیمین پسین است لذا ناپیوستگی بین سازندهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک نشان از عملکرد فاز کوهزایی سیمین پیشین و چین‌خوردگی مربوط به فاز کوهزایی سیمین پسین است (بومری ۱۳۷۱).

ترنت (۱۹۹۰)، ناپیوستگی بین کرتاسه و پالئوسن را به کوهزایی لارامید نسبت می‌دهد، همچنین چین‌خوردگی قبل از نئوژن را به اواخر فاز کوهزایی آلپی مربوط می‌داند. دوره‌ی نئوژن را دارای دو رخداد چین‌خوردگی و چندین فرایند گسل‌خوردگی دانسته است، که همگی به فازهای نهایی کوهزایی آلپی نسبت داده شده‌اند که باعث ایجاد گسل‌خوردگی، چین‌خوردگی، بالاآمدگی و فرسایش رسوبات کواترنر قدیمی گردیده است و این رسوبات قدیمی‌تر تحت تأثیر گسلش، چین‌خوردگی و فرسایش رسوبات جدیدتر کواترنری را بوجود آورده‌اند. در محدوده‌ی مورد بررسی، وجود گسل‌های متعدد فعال کنونی، حاکی از ادامه داشتن حرکات تکتونیکی تاکنون است. وجود چشمه‌های فراوان مثل چشمه باغک و چشمه سنجک در مرزها و واحدهای موجود در آنومالی شرقی و

گسل خوردگی‌های منطقه‌ی سنج‌دک، شاهی بر وجود گسل‌های فراوان در منطقه است. در مقیاس محلی و در اندیس معدنی، وجود گسل‌های امتداد لغز باعث جابجایی توده‌های سنگی و فرسایش در محل عبور گسل‌ها شده است.



فصل سوم

پتروکرانی و ژئوشیمی توده‌ی نفوذی و سنگ میزبان

در منطقه سم آهنی



۱-۳- مقدمه

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری علمی است که به شرح و مطالعه سیستماتیک طبقه‌بندی سنگ‌ها توسط میکروسکوپ و مقاطع نازک می‌پردازد (نصرافهانی ۱۳۸۴). در این علم، محتوای کانی‌ها و روابط بافتی بین آنها در سنگ مورد بررسی قرار می‌گیرد و بر اساس آن نام سنگ و منشاء آن مشخص می‌شود. این علم علاوه بر مطالعات میکروسکوپی (کانی شناسی نوری) شامل مطالعات ماکروسکوپی (در نمونه‌های سنگی یا رخنمون‌های صحرایی) و انجام آنالیز ماکروپروب و حتی مطالعات میانبارهای سیال نیز می‌شود.

۲-۳ - توصیف صحرایی توده نفوذی در منطقه مورد مطالعه

بر اساس شواهد صحرایی، توده نفوذی به صورت ناهمشیب^۱ و با مرز مشخص در داخل سنگ میزبان آهکی قرار گرفته است (شکل ۱-۳). این سنگ‌ها در رخنمون‌های سطحی دارای رنگ سفید تا متمایل به قرمز بوده و در داخل آنها بلورهای درشت پلاژیوکلاز و بیوتیت به وفور دیده می‌شود. به دلیل کثرت کانی بیوتیت در این سنگ‌ها می‌توان آنها را بیوتیت گرانیت نامگذاری کرد (شکل ۲-۳). از نظر ساخت، سنگ‌ها حالت توده‌ای دارند. در بسیاری از نقاط توده نفوذی بوسیله ضخامت از رسوبات کواترنری پوشیده شده و تشکیل یک ناپیوستگی آذرین پی را داده است.

¹ - Discordant



شکل ۳-۱) نمایی از رخنمون توده نفوذی در منطقه



شکل ۳-۲) رخنمون توده نفوذی با رنگ صورتی مایل به خاکستری

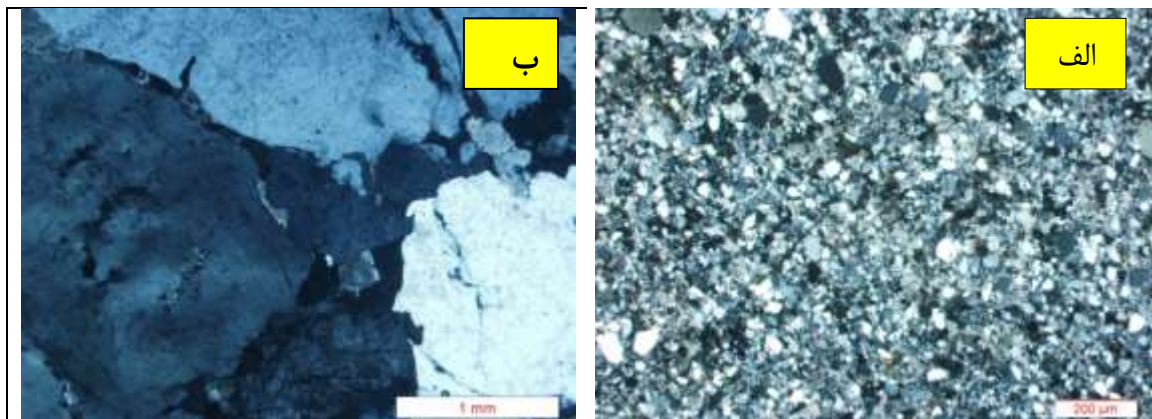
۳-۳ - کانی‌شناسی توده نفوذی در منطقه سم آهنی

۳-۳-۱ - توصیف کانی‌ها در مقاطع نازک

۳-۳-۱-۱ - کانی‌های اصلی

۳-۳-۱-۱-۱ - کوارتز

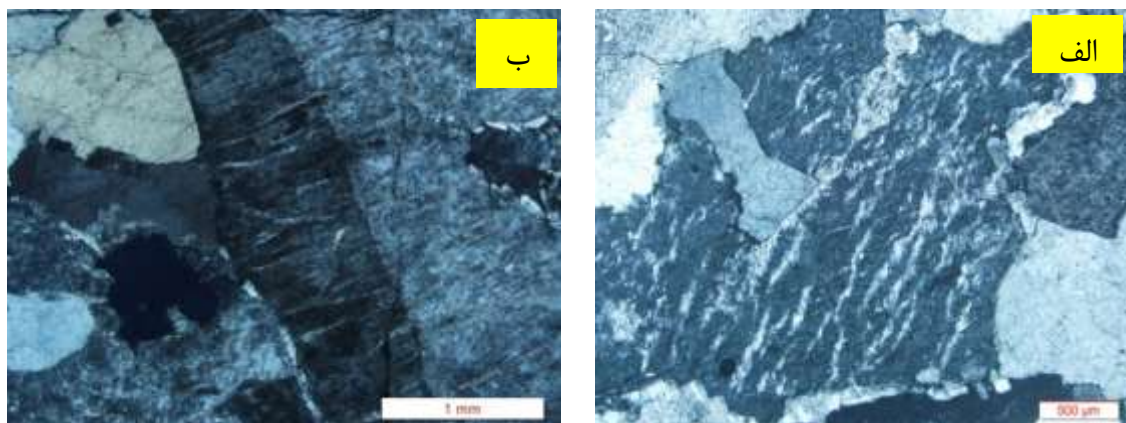
در مقاطع نازک کوارتز به مقدار زیاد و بصورت بلورهای شفاف، پلی کریستالین و مرزهای مضرسی دیده می‌شود. این کانی حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهد و اندازه‌ی آنها از ۰/۱ تا ۳ میلیمتر تغییر می‌کند. درشت بلورهای کوارتز در این مقاطع اغلب نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و دارای خاموشی موجی هستند. این کوارتزها با بافت موزاییکی و حاشیه مضرس در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. در بعضی مقاطع کوارتزهای درشت بلور در اثر تنش‌های تکتونیکی دچار خردشدگی شده‌اند (شکل ۳-۳). خاموشی موجی در اثر به هم ریختگی و تغییر شکل شبکه بلورین کانی‌ها ایجاد و بیشتر در کوارتز دیده می‌شود.



شکل ۳-۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی الف: بلورهای کوارتز، ب: خاموشی موجی در کوارتز، حالت XPL

۳-۱-۱-۲ - فلدسپار آلکالن

این کانی حدود ۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. آلکالی فلدسپات از نوع ارتوزکلاز بوده و بلورهای آن به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با اندازه تقریبی ۰/۲ تا ۵ میلیمتر دیده می‌شود. بلورهای فلدسپات پتاسیم همچنین با پلاژیوکلازها به صورت بافت پرتیتی در برخی مقاطع مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۴). ماکل کارلسپاد نیز در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود. کانی‌های فلدسپار در بیشتر موارد به سرسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند و در برخی موارد نیز توسط کربنات کلسیم جانشین شده‌اند. گاهی بلورهای کوارتز ادخال درون آلکالی فلدسپات حضور دارند (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۴: الف- تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی از بافت پرتیت در بلور فلدسپات، حالت XPL ب- تصویر میکروسکوپی ماکل کارلسپاد در فلدسپات، حالت XPL

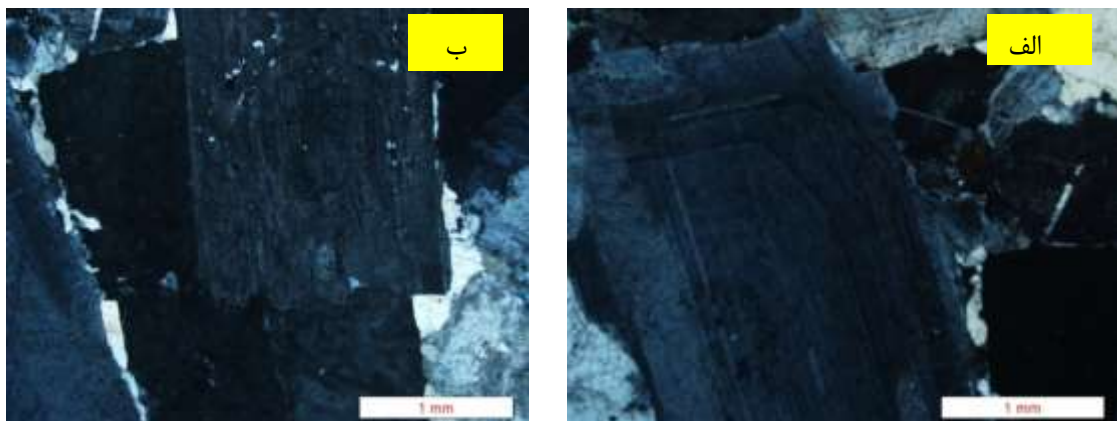


شکل ۳-۵ ادخال کوارتز درون آلکالی فلدسپات، حالت XPL

۳-۳-۱-۱-۳ - پلاژیوکلاز

درصد فراوانی کانی پلاژیوکلاز در مقاطع نازک بین ۲۰ تا ۲۵ درصد و اندازه آنها ۲ تا ۸ میلیمتر است. بلورهای پلاژیوکلاز ورقه‌ای (تخته‌ای) شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. ترکیب پلاژیوکلازها الیگوکلاز-آلبیت است. ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد به وضوح در این بلورها مشاهده می‌شود و نسبت به آلکالی فلدسپات‌ها ظاهر روشن‌تری دارند. بعضی بلورها نیز دارای منطقه‌بندی هستند. پلاژیوکلازهای با ساختار منطقه‌بندی می‌تواند بیانگر افت سریع فشار و تغییرات ترمودینامیکی محیط تبلور باشد (شلی^۱، ۱۹۹۳).

پلاژیوکلازها معمولاً کلسیک بوده و در بعضی نقاط دچار دگرسانی شده و از حاشیه به آلکالی فلدسپار تبدیل گردیده‌اند (شکل ۳-۶). شکل بلوری کشیده پلاژیوکلازها، نتیجه‌ی رشد سریع و غیر تعادلی این کانی‌هاست. در برخی موارد پدیده سوسوریتی شدن که باعث تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت و سرسیت شده، در مقاطع نازک مشاهده می‌شود.



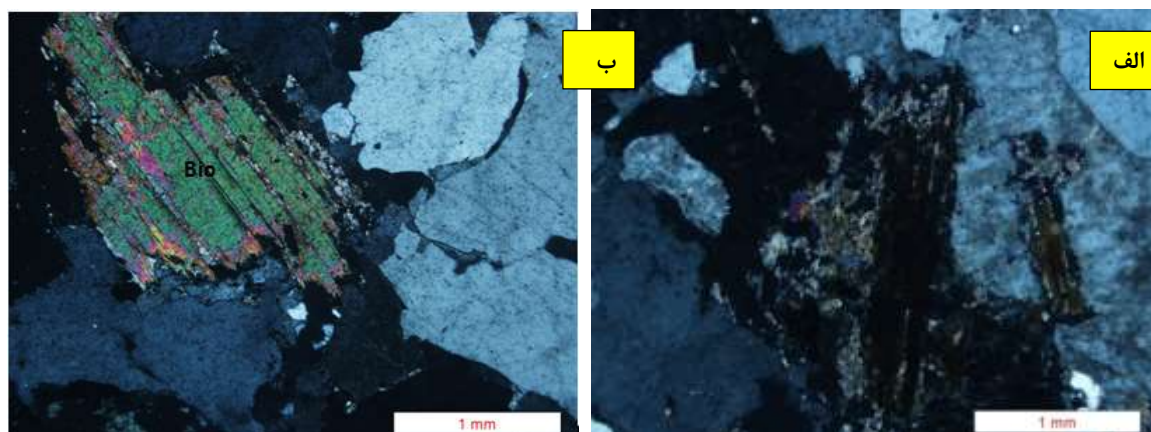
شکل ۳-۶) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی الف) منطقه بندی در پلاژیوکلاز ب) بلور پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک، حالت XPL

۳-۳-۱-۱-۴ - بیوتیت

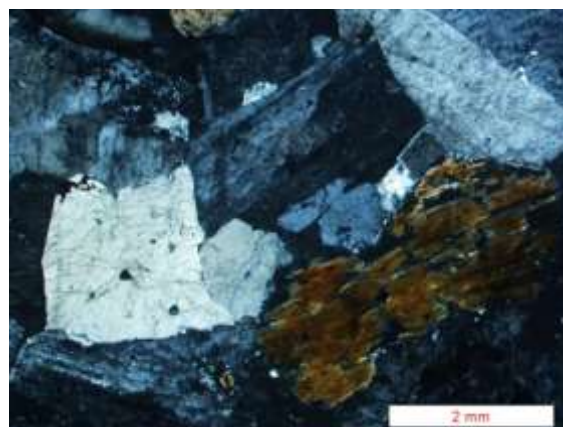
این کانی حدود ۷ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. بیوتیت در این مقاطع بصورت ورقه‌ای است که با چند رنگی مشخص و رنگ قهوه‌ای قابل شناسایی بوده و در مواردی دگرسانی

¹ -Shelly

بیوتیت به کلریت و سرسیت نیز دیده می‌شود. (شکل ۷-۳).



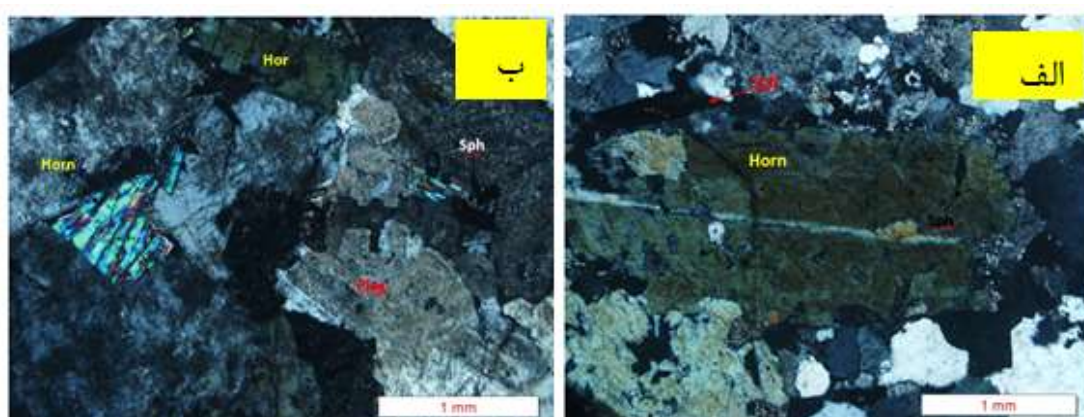
شکل ۷-۳ (الف) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی بیوتیت دگرسان شده به سرسیت، حالت XPL - (ب) تصویر میکروسکوپی بیوتیت با یک جهت رخ موازی در حال تبدیل به کلریت، حالت XPL



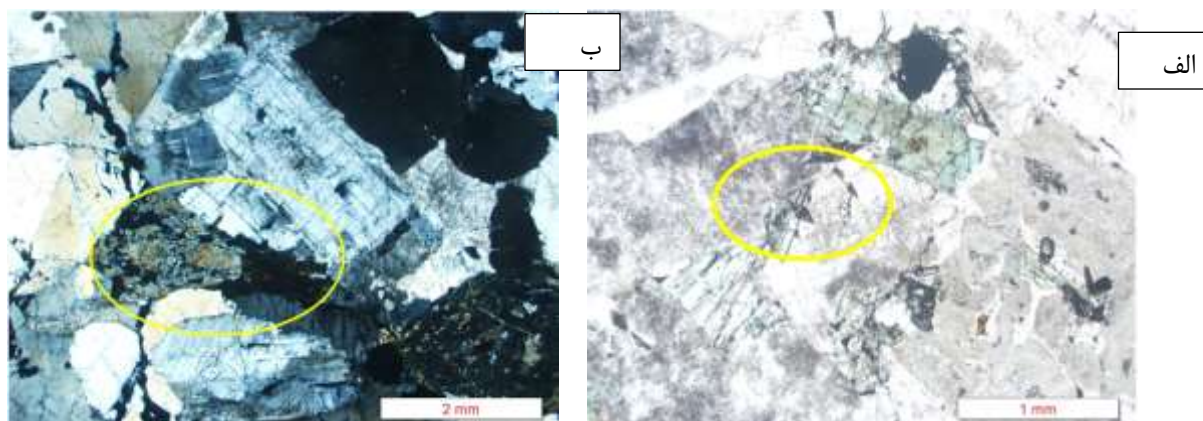
ج- تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. بیوتیت قهوه‌ای رنگ به همراه کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات، حالت XPL

۳-۱-۱-۵ - هورنبلند

فراوانی این کانی در مقاطع نازک تقریباً بین ۴ تا ۵ درصد حجمی است. هورنبلند با رخ لوزی شکل مشخص و چند رنگی سبز-قهوه‌ای و با برجستگی بالا در نور PPL و رنگ‌های تداخلی زرد، نارنجی و قرمز و نیز خاموشی مایل در XPL قابل تشخیص است (شکل ۸-۳، الف و ب). برخی از بلورهای هورنبلند به اسفن و کلریت دگرسان شده‌اند. اندازه بلورهای این کانی متفاوت بوده و از ۰/۵ تا ۲ میلیمتر در تغییر است و رنگ آنها نیز از سبز تا قهوه‌ای تغییر می‌کند. آمفیبول در برخی موارد به اسفن، بیوتیت و کانی‌های اپاک (اکسید آهن) تبدیل شده است (شکل ۹-۳).



شکل ۳-۸) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی الف) هورنبلند به همراه اسفن و پلاژیوکلاز دگرسان شده، حالت XPL ب) هورنبلند با رخ لوزی شکل و ادخال‌های اسفن، حالت XPL



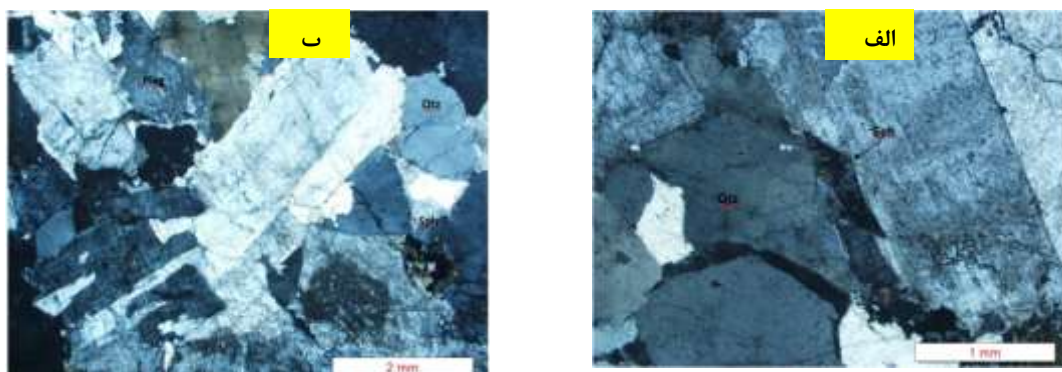
شکل ۳-۹) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی الف- تبدیل هورنبلند به اسفن، حالت PPL ب- تبدیل هورنبلند به بیوتیت، حالت XPL

۳-۱-۲ - کانی‌های فرعی

۳-۱-۲-۱ - اسفن

تیتانیت یا اسفن، سیلیکات کلسیمی است که به لحاظ داشتن TiO_2 و نیز عناصر فرعی و کمیاب حائز اهمیت است. وجود بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و برجستگی بالا از جمله مهم‌ترین ویژگی‌های اسفن است. در مقاطع نازک این کانی با رنگ سبز تا سبز مایل به زرد به دو صورت اولیه و ثانویه و با بلورهای خودشکل و حالت گوه‌ای در برخی نمونه‌ها حضور دارد (شکل ۳-۱۰). اسفن اولیه بصورت

شکل‌دار و لوزی شکل (گوه‌ای) و یا ادخال در داخل پلاژیوکلاز و هورنبلند مشاهده می‌شوند. وجود اسفن‌های اولیه یکی از شواهد حاکم بودن شرایط اکسیداسیون هنگام تشکیل اسکارن‌هاست (وانس^۱، ۱۹۸۹). اسفن‌های ثانویه نیز حاصل تجزیه کانی‌های مافیک لیتئوم‌دار هستند (شکل ۳-۱۰). کلسیم آزاد شده از آلکالی فلدسپار به همراه تیتان موجود در سیال ترکیب شده و باعث تشکیل اسفن ثانویه می‌شود.



شکل ۳-۱۰ تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. اسفن خودشکل (اولیه) به همراه کوارتز و پلاژیوکلاز حالت. XPL (ب) اسفن ثانویه به همراه کوارتز و پلاژیوکلاز، حالت. XPL



شکل ۳-۱۱ تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. تشکیل اسفن از کانی‌های مافیک مانند بیوتیت، حالت XPL

۳-۳-۱-۲ - آپاتیت

آپاتیت با برجستگی بالا، بی‌رنگ در نور PPL و خاکستری در XPL و مقاطع عرضی شش گوش قابل مشاهده است (شکل ۳-۱۲). این کانی با بلورهای هگزاگونال و گاهی بصورت ادخال در داخل پلاژیوکلاز و بصورت بلورهای بسیار ریز و به ندرت دیده می‌شود که گواه بر تشکیل آن در مراحل

¹ - Wones

نهایی انجماد ماگما است. وجود کانی‌های فرعی مثل آپاتیت دلیل غنی‌شدگی گرانیتوئیدها از عناصری مانند Nd, Ce, Sm, Pr می‌باشد (دلالوی و بینگ^۱، ۲۰۰۰).



شکل ۳-۱۲) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. بلور هگزائگونال آپاتیت به همراه هورنبلند با رخ لوزی شکل، حالت. PPL

۳-۳-۱-۳-۳ زیرکن

بلور زیرکن در مقادیر بسیار جزئی با برجستگی بالا و بصورت ادخال در پلاژیوکلازها و آلکالی فلدسپات‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۱۳).

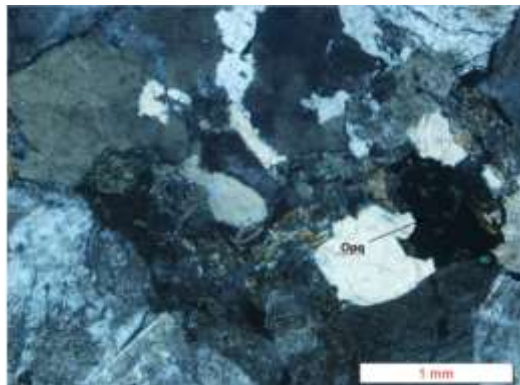


شکل ۳-۱۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. بلور زیرکان به همراه پلاژیوکلاز، کوآرتز، بیوتیت و آلکالی فلدسپات، حالت XPL

¹. Delaloye and Bing

۳-۳-۱-۲-۴ کانیه‌های اپاک

کانیه‌های اپاک کمتر از ۲ درصد حجم کانیه‌های تشکیل دهنده سنگ را شامل می‌شوند. آنها به صورت رگه‌ای و رگچه‌ای دیگر کانیه‌های سنگ را قطع کرده و باعث برشه شدن آنها شده است. این کانیه‌ها شامل اکسیدهای آهن و بیشتر از نوع هماتیت و مگنتیت هستند و عمدتاً بصورت ادخال دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۴).



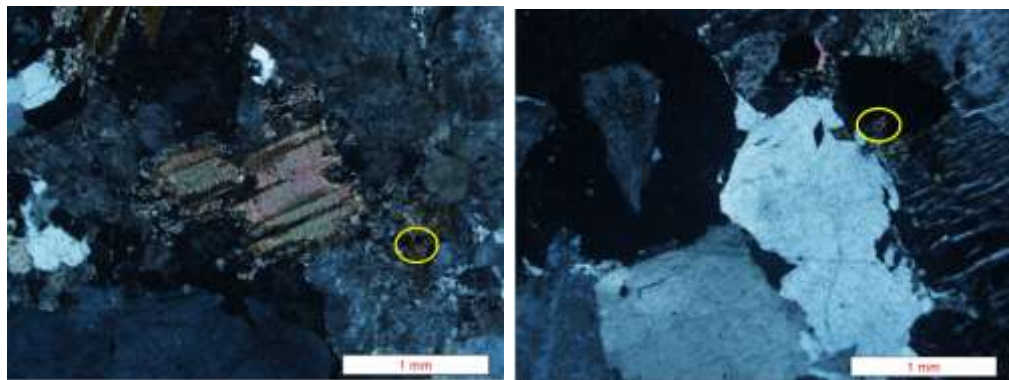
شکل ۳-۱۴) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی کانیه اپاک به همراه آلکالی فلدسپات، هورنبلند و کوارتز، حالت XPL.

۳-۳-۱-۳-۳ کانیه‌های ثانویه

۳-۳-۱-۳-۳-۱ اپیدوت

اپیدوت در اثر دگرسانی کانیه‌هایی همچون هورنبلند و پلاژیوکلاز بوجود می‌آید. حضور اپیدوت نشان‌دهنده دماهای نسبتاً پایین (حدود ۴۰۰ درجه سانتیگراد) است (موراکامی^۱، ۲۰۰۵). اپیدوت با رنگ‌های سبز، زرد، صورتی و در اندازه‌های ریز تا متوسط به حالت پراکنده در متن سنگ دیده می‌شود (شکل ۳-۱۵). وجود اپیدوت، نشان‌دهنده تأثیر محلول‌های آهن‌دار است.

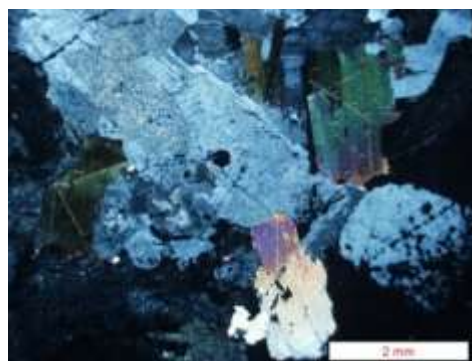
¹ Murakami



شکل ۳-۱۵) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. تشکیل اپیدوت از کانی‌های مافیک، حالت XPL

۳-۳-۱-۲-۳ کلریت

کلریت یکی از مهمترین کانی‌های دگرسانی است که با رنگ سبز پسته‌ای در مقاطع دیده می‌شود و از دگرسانی بیوتیت حاصل شده است. کلریت معمولاً به همراه اپیدوت در مقاطع نازک مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۶). در مواردی کلریت به سرسیت تبدیل شده است.



شکل ۳-۱۶) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. کانی‌های کلریت، و سرسیت تشکیل شده از بیوتیت، حالت XPL

۳-۴ بافت‌های مشاهده شده در سنگ‌های نفوذی

بافت در سنگ‌های آذرین شواهدی از درجه‌ی تبلور، دانه‌بندی و فرم کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ بوده، همچنین ارتباط اجزاء مختلف سنگ نسبت به یکدیگر در مقیاس میکروسکوپی را بیان می‌کند. بافت سنگ‌ها شواهد مستقیمی از منشأ و چگونگی تشکیل سنگ‌هاست. تفسیر بافت آذرین علاوه بر

تعیین عمق جایگزینی سنگ‌های آذرین، عمق تشکیل اسکارن را نیز نشان می‌دهد (موراکامی، ۲۰۰۵). بافت سنگ‌ها را می‌توان به دو نوع اولیه و ثانویه دسته‌بندی کرد. بافت‌های گرانولار و پوئی کیلیتیک جزء بافت‌های اولیه محسوب می‌شوند. بر اساس نظر شلی (۱۹۹۳) بافت‌های ثانویه به سه گروه تقسیم می‌شوند:

۱- بافت‌هایی که در خلال سرد شدن و یا دگرگونی بعدی حاصل شده و تغییرات عمده‌ای در کانی‌شناسی ایجاد نمی‌کنند (پرتیت). ۲- بافت‌هایی که در اثر دگرسانی و فعالیت‌های ماگمایی جدیدتر حاصل می‌شوند و تغییراتی در کانی‌های اصلی بوجود می‌آورند (مثل کلریتی شدن بیوتیت و آمفیبول و سرسیتی شدن و رسی شدن فلدسپات‌ها). ۳- بافت‌هایی که نشان‌دهنده وجود کرنش (استرین) در خلال تغییر شکل‌اند (مانند خاموشی نوسانی در کوارتزهای بین دانه ای و مرزهای مضرس).

۳-۴-۱- بافت‌های اولیه

۳-۴-۱-۱- بافت گرانولار (گرانیتی)

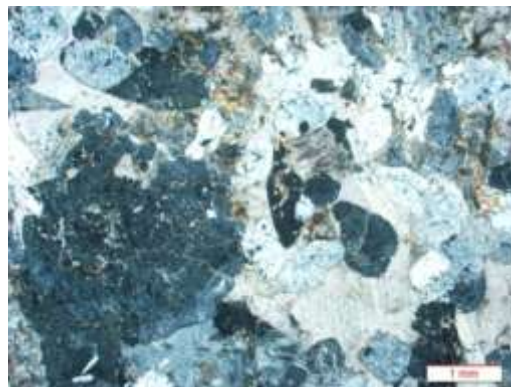
در مقاطع نازک مورد مطالعه، بافت گرانولار یا گرانیتی فراوان‌ترین بافت است. در این بافت کانی کوارتز نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل، بیوتیت و پلاژیوکلازهای شکل‌دار و آلکالی فلدسپات‌های نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۷). در بافت گرانولار سنگ تماماً از بلور تشکیل شده‌است (نصر اصفهانی، ۱۳۸۴).



شکل ۳-۱۷) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. بافت گرانولار در نمونه‌های مورد مطالعه، حالت XPL

۳-۴-۱-۲ - بافت پوئیکیلیتیک (Poikilitic)

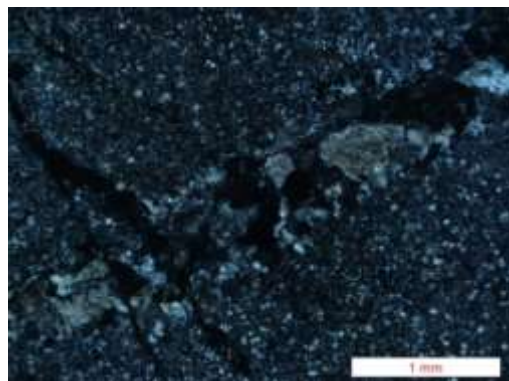
بافت پوئیکیلیتیک بافتی است که در آن بلورهای یک کانی ریز در داخل بلورها درشت کانی دیگر وارد شده باشد مانند پلاژیوکلازهای حاوی آپاتیت (نصر اصفهانی، ۱۳۸۴). این بافت روند تبلور را در سنگ‌ها تعیین می‌کند، چنانکه کانی دربرگرفته شده قدیمی‌تر از کانی دربرگیرنده است. این بافت ممکن است در طی زمان تبلور ماگما صورت گیرد و یا ممکن است نتیجه تجزیه ماگمایی بعدی باشد. شکل ۳-۱۸ این بافت را در مقاطع نازک مورد مطالعه نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۸) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. بافت پوئیکیلیتیک در نمونه‌های مورد مطالعه، حالت XPL

۳-۴-۱-۳ - بافت پورفیریتیک (Porphyritic)

یکی از معمولترین و مشخص‌ترین بافت‌های سنگ‌های آتشفشانی بافت پورفیری است. این بافت از بلورهای به نسبت بزرگ، شکل‌دار یا نیمه شکل‌دار، پراکنده در زمینه‌ای بسیار دانه‌ریز یا شیشه‌ای تشکیل شده است (شکل ۳-۱۹). بافت پورفیریتیک، بطور معمول، سرد و منجمد شدن ماگماها را در دو محل متفاوت، توصیف می‌کند. بدلیل اینکه درشت بلورها، نسبتاً به آرامی رشد می‌کنند و در مواد گداخته معلق باقی می‌مانند بطور مشخص شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، کامل و بدون شکستگی هستند. به هر حال اشکال اولیه درشت بلورها، اگر محیط شیمیایی یا فیزیکی تغییر کند، می‌توانند تغییر یابند (سرابی، ۱۳۷۳).



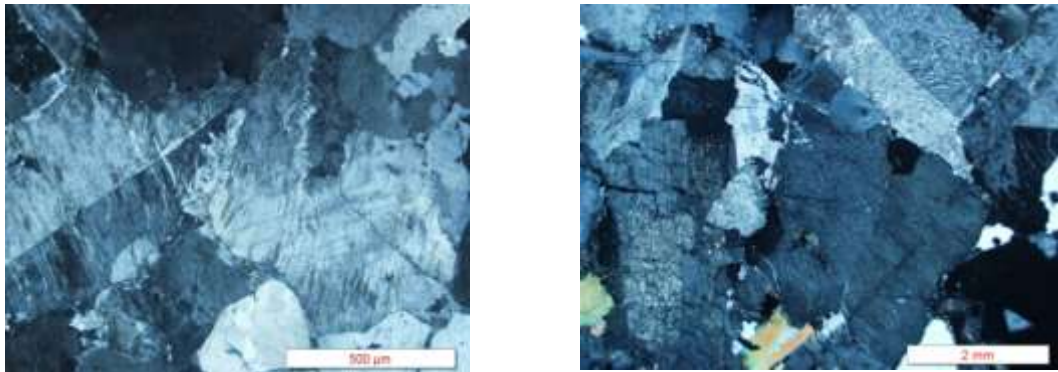
شکل ۳-۱۹) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. بافت پورفیری در نمونه‌های سنگی مربوط به توده نفوذی منطقه، حالت XPL

۳-۴-۲ - بافت‌های ثانویه

علاوه بر بافت‌های ذکر شده در بالا، بافت‌های ثانویه نیز در سنگ‌های گرانیتی وجود دارند که از جمله آنها می‌توان به بافت پرتیت که در طی سرد شدن یا دگرگونی حاصل می‌شود و بافت‌هایی که در اثر فعالیت‌های گرمایی حاصل می‌شوند و با تغییراتی در کانی‌های اصلی سنگ همراهند همچون سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز، سرسیتی شدن و کائولینیتی شدن فلدسپات‌ها اشاره کرد.

۳-۴-۲-۱ - بافت پرتیت (Perthitic)

یکی از بافت‌های شاخص در گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه بافت پرتیتی می‌باشد (شکل ۳-۲۰). بافت پرتیت و آنتی پرتیت هر دو بافت‌ها تداخلی به حساب می‌آیند. اختلاط ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم در فلدسپات آلکالی نسبتاً ساده است و بنابراین هم‌رشدی پرتیتی بسیار معمول می‌باشد. این بافت نیز مانند خاموشی موجی در کوارتزها، طی مراحل آخر تبلور ماگما شکل می‌گیرد. پرتیت، تداخل پلاژیوکلاز درون فلدسپات آلکالن می‌باشد و آنتی پرتیت، تداخل فلدسپات آلکالن درون پلاژیوکلاز است (نصر اصفهانی، ۱۳۸۴).



شکل ۳-۲۰) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. بافت پرتیت در نمونه‌های مورد مطالعه، حالت XPL

۵-۳ - دگرسانی یا آلتراسیون (Alteration)

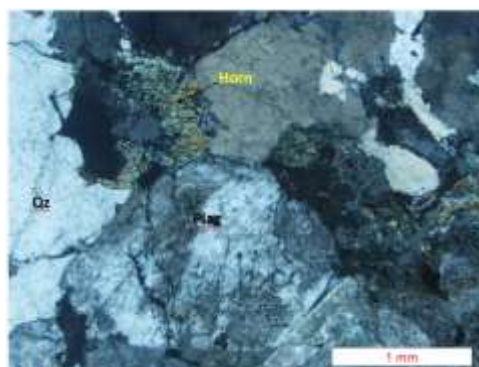
به کلیه تغییرات شیمیایی و کانی شناسی که تحت تأثیر آب‌های ماگمایی و یا گرمایی در سنگ‌ها ایجاد می‌شود آلتراسیون می‌گویند. عوامل مؤثر بر دگرسانی شامل ترکیب شیمیایی محلول ماگمایی و یا گرمایی، درجه حرارت، عمق، ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ آلتزه و شرایط Eh و PH محلول می‌باشد (کریم‌پور، ۱۳۸۸).

به دلیل پوشیده شدن قسمت اعظم منطقه توسط رسوبات کواترنری، تشخیص زون‌های آلتراسیون دشوار بوده، لذا بر اساس مشاهدات میکروسکوپی زون‌های آلتراسیون سرسیتی و سوسوریتی در منطقه شناسایی شد. از میان کانی‌های مختلف سنگ‌های آذرین، فلدسپات‌ها، میکاها، آمفیبول‌ها و پیروکسن‌ها مقاومت کمتری در مقابل این عوامل دگرسان کننده داشته و بیشتر تحت تأثیر آنها قرار می‌گیرند و شرایط را برای تجزیه سنگ مهیا می‌نمایند.

۳-۵-۱ - سریسیتی شدن (Sericitization)

فلدسپات‌های سنگ‌های آذرین معمولاً توسط میکای سفید و ریز سرسیت به صورت کامل یا لکه لکه پوشیده شده‌اند. سریسیتی شدن که نوعی واکنش هیدرولیز است، باعث آبدار شدن کانی‌های

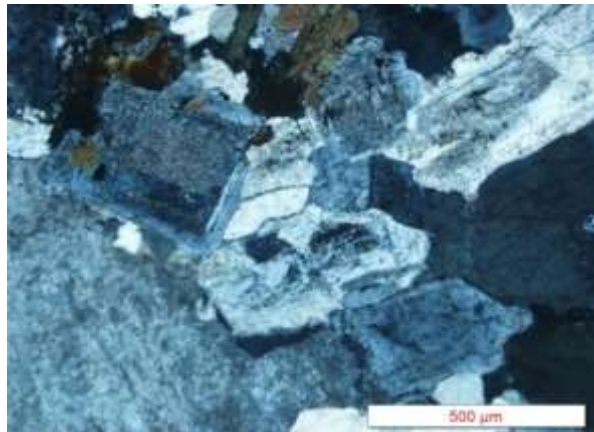
سیلیکاته‌ی بدون آب و هم باعث بالا رفتن PH محلول می‌شود. رشد سرسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است و سرسیتی‌شدن فقط در صورتی پیشرفت می‌کند که محلول‌های سرشار از آب وجود داشته باشند و ترجیحاً در مناطق غنی از آنورتیت پلاژیوکلاز، اثر می‌گذارند (شلی، ۱۹۹۳). در نتیجه این عمل، یون پتاسیم با سازنده‌ی آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و یون کلسیم را آزاد می‌کند. به همین دلیل قسمت‌های غنی از آنورتیت در پلاژیوکلاز به آسانی به سرسیت تبدیل می‌شود. (شکل ۳-۲۱).



شکل ۳-۲۱) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. دگرسانی سرسیتی فلدسپات در نمونه‌های مورد مطالعه، حالت XPL

۳-۵-۲ - سوسوریتی شدن (Saussuritization)

سوسوریت محصول دگرسانی پلاژیوکلازهاست، که طی آن با افزایش آب، سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت تغییر می‌یابد و پلاژیوکلاز باقی‌مانده نیز به صورت آلبیت در می‌آید. در مرحله اولیه‌ی سوسوریتی‌شدن، آلبیت تولید می‌شود که بعد با افزایش کلسیم و آب، اپیدوت شکل می‌گیرد (شکل ۳-۲۲).



شکل ۳-۲۲) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز در نمونه های مورد مطالعه، حالت XPL

۳-۶ - پتروگرافی سنگ میزبان در منطقه سم آهنی

مطالعه میکروسکوپی سنگ های دگرگونی منحصر به انتخاب یک نام برای آنها نیست و باید به بررسی نوع سنگ مادر قبل از دگرگونی، تعیین توالی حوادث دگرگونی و دگرشکلی، تعیین شرایط فشار و دمای حاکم بر محیط دگرگونی و در انتها به نام گذاری سنگ پرداخت.

براساس مطالعات حاجی علی (۱۳۸۸)، سنگ های دگرگونی در منطقه آنومالی شرقی سنگان، به دو گروه سنگ های دگرگونی مجاورتی و ناحیه ای تقسیم می شوند. سنگ های دگرگونی ناحیه ای، که شامل سازند سردر می باشد قسمت عمده ای از جنوب منطقه را تحت پوشش قرار داده و شامل شیل های فیلیتی و ماسه سنگ های کوارتزی با لایه هایی از سنگ های کالک شست می باشد. در منطقه سم آهنی سنگ های دگرگونی از نوع مرمر است که در مجاورت بلا فصل توده نفوذی قرار داشته و به عنوان سنگ میزبان توده اسکارنی عمل نموده است.

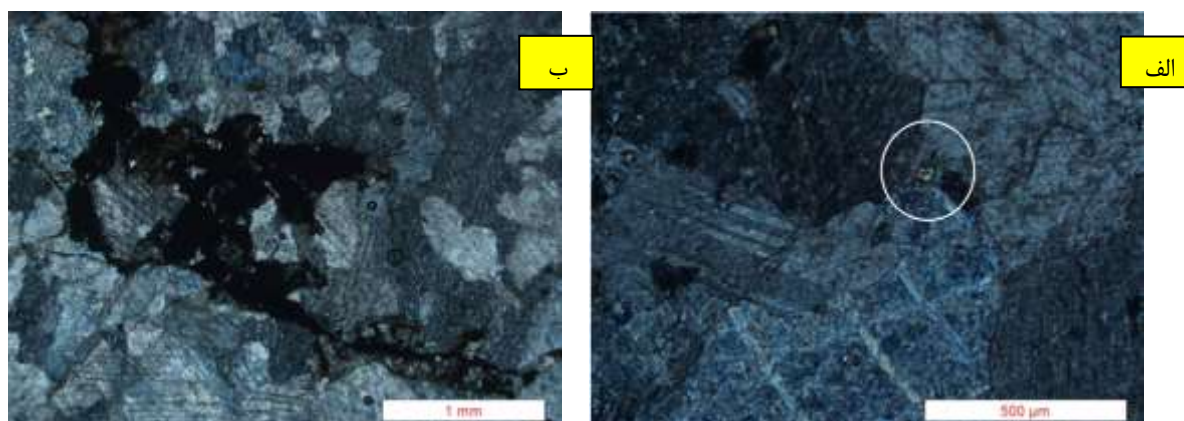
۳-۶-۱ - توصیف میکروسکوپی مرمرها

براساس مطالعات مقاطع نازک حدود ۹۵ درصد مرمرها از کانی کلسیت تشکیل شده است. کلسیت ها با رخ لوزی شکل که همدیگر را با زاویه ۷۵ درجه قطع می کنند قابل تشخیص است. بلورهای کلسیت

شکل دار تا نیمه شکل دار با برجستگی بالا بوده که در نور عادی بصورت بیرنگ مشاهده می شوند. اندازه دانه های کلسیت بین ۱ تا ۳ میلیمتر تغییر می کند. وجود زوایای ۱۲۰ درجه بین اکثر دانه ها نشانه ی نزدیک شدن دانه های کلسیت به شرایط تعادل و حداقل انرژی است. بافت در مقاطع اغلب موزاییکی است. در بیشتر بلورها ماکل پلی سنتتیک نیز مشاهده می شود. وجود کمی ناخالصی در مرمرها، باعث تشکیل بلورهای ریز اپیدوت، کوارتز و کانی های اپاک شده است (شکل ۳-۲۳). رگچه های اکسید آهن نیز بصورت شکاف پرکن در مقاطع دیده می شوند که بعد از تشکیل مرمرها ایجاد شده اند (شکل ۳-۲۴).



شکل ۳-۲۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. الف: ماکل پلی سنتتیک کلسیت، حالت XPL، ب: تشکیل پیریت درون کلسیت، حالت XPL



شکل ۳-۲۴) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده نفوذی. الف- تشکیل اپیدوت بصورت اداخل درون کلسیت، حالت XPL، ب- رگچه اکسید آهن درون سنگ میزبان، حالت XPL

۷-۳ - ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده نفوذی و سنگ میزبان

در یک تعریف ساده ژئوشیمی را می‌توان به عنوان علمی تعریف کرد که به مطالعه‌ی شیمی کل زمین و اجزای سازنده‌ی آن می‌پردازد. گلدشمیت^۱ (۱۹۵۴) در یک تعریف دقیق‌تر ژئوشیمی را علمی می‌داند که با تعیین ترکیب کمی زمین و بخش‌های مختلف آن و از دیگر سو کشف قوانین کنترل‌کننده‌ی توزیع هریک از عناصر سروکار دارد (میسون و مر^۲، ۱۹۸۲).

مطالعات ژئوشیمیایی از جمله مهم‌ترین بخش‌های مورد مطالعه یک کانسار است. سنگ به عنوان یک سیستم ژئوشیمیایی تحت تأثیر عوامل مختلفی است که تعادل آن را برهم زده و باعث ایجاد شرایط جدیدی می‌شوند. براساس نحوه‌ی توزیع و پراکندگی عناصر در واحدهای سنگی و ارتباط آنها با یکدیگر، می‌توان محیط تشکیل و فرایندهای مؤثر در شکل‌گیری یک کانسار یا یک توده‌ی سنگی را مشخص ساخت.

در این فصل با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی (اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب) بدست آمده، نوع توده‌ی نفوذی، منشأ و تحولات صورت گرفته در طی فرایند انجماد و تبلور آن، و همچنین تغییرات صورت گرفته در مقادیر عناصر اصلی و کمیاب مورد بررسی قرار خواهد گرفت و در نهایت نیز به ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ میزبان آهکی پرداخته خواهد شد. نتایج حاصل از آنالیزهای شیمیایی (به روش XRF و ICP) در جداول جدول ۱-۳ تا جدول ۳-۳ آورده شده است.

¹-Goldschmidt

²- Mason & Moore.

جدول ۳-۱) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده‌ی نفوذی در منطقه مورد مطالعه (الف) نتایج حاصل از روش XRF (n= اندازه گیری نشده است) (داده‌ها برحسب درصد)

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

جدول ۳-۲) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده‌ی نفوذی در منطقه مورد مطالعه ، روش XRF (داده‌ها بر حسب ppm)

sample	Sa-1	Sa-2	Sa-3	Sa-4	Sa-5	Sa-6	Sa-7	Sa-8	Sa-9	Sa-10	Sa-11	Sa12
Pb	22	8	21	18	24	33	43	19	11	13	18	96
Sb	24	6.5	11.3	10.1	8.2	16.7	16	8.8	5.1	37.2	11.3	7
Sr	193	138	42	171	52	21	45	254	163	79	70	201
Y	<5	<5	28	36	44	48	10	19	<5	<5	6	42
Zn	9	<5	24	19	20	22	31	26	14	26	40	55
Ag	2.6	2.5	2.9	2.4	3	2.7	3.3	<1	2.5	2.9	2.3	3.1
As	33	25	59	<5	25	0.88	<5	<5	335	<5	<5	<5
Be	<1	<1	2	2.8	<1	<1	<1	<1	<1	1.8	1.3	<1
Cd	<1	<1	2	<1	<1	3.4	<1	<1	<1	2	<1	<1
Ce	24	16	34	14	21	42	21	11	10	36	56	16
Co	<5	<5	5	8	5	<5	9	13	<5	<5	59	9
Cr	22	15	48	46	41	36	45	110	14	21	165	61
Cu	7	<5	17	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	157	<5
La	25	19	27	17	18	23	16	89	17	12	21	49
Li	<5	<5	12.1	11.8	<5	<5	5.7	149	<5	<5	7.9	8.4
Ba	1000.5	1160.1	604	1101.9	1045.4	1040.5	950.1	1021	1102	1057	1046.5	
Co	1	30	1	1	2.8	41.3	35.5	25	25	25	25	
Cr	9	10	185.5	165.5	245	10.5	9.5	955.9	1758.2	2163.4	1731.2	
Cu	30	29.1	28.5	26.5	38.6	33.2	37.5	476.36	219.63	209.05	258.7	
Ni	13	13.1	13.5	13.5	13.5	12.5	14	121.5	139.06	179.74	166.42	
Th	68	57.5	79.5	70	71.5	65.5	66.1	65	57	72	68	
Cs	15.5	27.5	21	18.5	23.5	35.5	22.5	17	16	22	18.5	
Pb	8.5	10.5	17.5	10.5	15	14	28.5	56.06	24.89	67.63		
Rb	1342	1560	1386.5	1500	1432	1654	1263	1269.8	1341.5	1831.5	1574..5	
Sr	350	383.5	179.5	290.1	285.5	362.3	310.1	1658.4	1773.5	2482.6	2922.3	
Y	35	35.5	39.5	38.5	38.1	35.5	34.2	30.1	35	31	38.4	
Zr	230	260.5	134.5	206.5	265	264.4	259	1762.5	1743.5	2058.2	2359.1	
Zn	38	29.5	30.1	27.5	30	22.2	29.4	170.75	112.83	192.3	128	

جدول ۳-۳ نتایج آنالیز ICP نمونه‌های توده‌ی نفوذی

Sample	Mg%	Mn(pp	Mo(ppm)	Ni(ppm)	P%	Pb(ppm)	S%	Sb(ppm)	Sc(ppm)	Sr(ppm)	Ti%	V(ppm)
SA-1	3.2	1198	<2	13	0.06	21	0.06	11.3	5	42	0.05	107
LC-5	0.4	165	<2	<5	0	8	0.06	6.5	<5	138	<0.01	8
SA-10	1.5	1766	<2	0	0.07	24	0.06	8.2	<5	52	0.06	86
SA-7	2.1	387	<2	<5	0.06	18	0.07	10.1	7.1	171	0.21	87
SA-L1	0.5	137	<2	<5	0.01	22	0.11	24	<5	193	0.05	16
SA-11	0.5	1565	<2	22	0.03	33	0.07	16.7	<5	21	0.03	83
SA-12/1	0.5	3.93	<2	10	0.01	43	0.09	16	<5	45	0.14	15
SA-17	0.9	399	<2	<5	0.07	19	0.07	8.8	7	254	0.24	37
SA-19	0.3	90	<2	<5	0	11	0.06	5.1	25	163	<0.01	6
SA-26	5.1	3280	3.4	7	0.03	13	0.08	37.2	25	79	<0.01	10
SA-28	1.2	789	<2	32	0.03	18	0.11	11.3	5.2	70	0.14	40
SA-38/2	2.4	1183	<2	17	0.02	96	0.12	7	8.1	201	0.24	92

جدول ۳-۴) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی مربوط به سنگ میزبان آهکی در منطقه سم‌آهنی با روش ICP_OES (داده‌ها برحسب درصد و ppm)

Sample	Mg%	Mn(ppm)	Mo(ppm)	Na%	Ni(ppm)	P	Pb(ppm)	S%	Sb(ppm)	Sc(ppm)	Sr(ppm)	Ti%
LC-5	0.4	165	>2	>0.1	>5	0	8	0.06	6.5	<5	138	<0.01
Sa-L1	0.5	137	>2	>0.1	>5	0.01	22	0.11		<5	193	0.05

جدول ۳-۵) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی مربوط به سنگ میزبان آهکی در منطقه سم‌آهنی با روش XRF (داده‌ها برحسب درصد)

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	MnO	CaO	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	SO ₃	LOI
Ma-R1	0.23	0.09	0.03	0.43	0.01	0.03	55.4	0.01	0.46	0	4.36
Sa-8	0.08	0.03	0.04	0.25	0.01	0.02	55.5	0	0.34	0	6.3

جدول ۳-۶) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی مربوط به سنگ میزبان آهکی در منطقه سم‌آهنی با روش XRF (داده‌ها برحسب ppm)

Sample	Cl	Mo	Zn	Zr	Y	W	V	Sr	Rb	Pb	Ce	Th	Ni	U	Nb	Cu	Cr	Co	Ba
Ma-R1	119	n	56	21	17	71	23	249	24	n	36	7	7	45		n	17	9	n
Sa-8	n	n	97	11	19	26	23	268	13	82	35	8	8	12		25	17	n	n

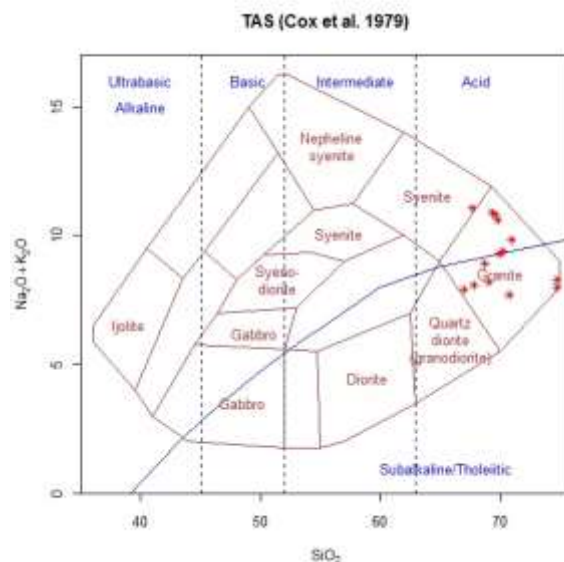
۱-۷-۳ - نامگذاری و طبقه‌بندی سنگ‌های پلوتونیک با استفاده از داده‌های

ژئوشیمیایی

به منظور رده‌بندی و نامگذاری شیمیایی سنگ‌های آذرین معمولاً از روش‌ها و دیاگرام‌های مختلفی استفاده می‌شود. در این پژوهش از روش‌های TAS و نامگذاری بر اساس کاتیون‌ها (نمودار دلاروش) استفاده شده است.

۱-۱-۷-۳ - طبقه‌بندی TAS

این روش اولین بار توسط کاکس و همکاران^۱ (۱۹۷۹) ارائه گردید. سپس میدلموست^۲ (۱۹۹۴) با ایجاد تغییراتی در نمودار کاکس، نموداری جدید ارائه داد (کریم‌پور ۱۳۸۸). این نمودارها نمایشگر تغییرات درصد وزنی SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ می‌باشد (شکل ۳-۲۵). براساس این نمودار، نمونه‌های سنگی برداشت شده از منطقه مربوط به توده‌ی نفوذی در محدوده‌ی گرانیته قرار می‌گیرند.



شکل ۳-۲۵) موقعیت سنگ‌های پلوتونیک منطقه سم‌آهنی با استفاده از نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Cox et al., 1979)

^۱ Cox et al.

^۲ Middlemost

حاجی علی (۱۳۸۶) با بررسی ژئوشیمی و پترولوژی توده‌ی گرانیتهی سرنوسر در منطقه‌ی آنومالی شرقی سنگان به این نتیجه رسید که براساس نمودار مجموع آکالی در برابر سیلیس (TAS) و نمودار An- Ab-Or (نیکولسکو و همکاران^۱، ۱۹۹۹ به نقل از بارکر^۲، ۱۹۷۹) نمونه‌ها در محدوده‌ی گرانیته قرار می‌گیرند. طبق نظر مظاهری (۱۳۸۰)، گرانیته سرنوسر یک هورنبلند بیوتیت گرانیته با بافت‌های متفاوت است که عمدتاً حاوی کوارتزهای آنهیدرال تا ساب‌هیدرال، اورتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت قهوه‌ای و هورنبلند سبز به عنوان کانی‌های اصلی، اسفن، زیرکن، مگنتیت و آپاتیت به عنوان متداولترین کانی‌های فرعی می‌باشد. با این حال قاسمی‌پور (۱۳۵۵) که اولین بار این گرانیته‌ها را مورد مطالعه قرار داد آنها را به چهار گروه آکالی گرانیته، سینوگرانیته، مونزوگرانیته و گرانودیوریت تقسیم کرده است.

۳-۷-۱-۲ - نامگذاری بر اساس کاتیون‌ها (نمودار R₁-R₂)

برای پرهیز از این انتقاد که داده‌های درصد وزنی اکسید به خوبی توزیع کاتیون‌ها در یک نمونه را مشخص نمی‌کنند، برخی پژوهشگران ترجیح می‌دهند که ترکیب سنگ را بر حسب کاتیون‌ها محاسبه کنند (رولینسون^۳، ۱۹۹۳). بر این اساس نمودار R₁-R₂ که یک نمودار جامع برای رده‌بندی سنگ‌های آذرین نفوذی بر پایه نسبت‌های کاتیونی بر حسب میلی کاتیون است، ترسیم شد. مزیت استفاده از این نمودار نسبت به دیگر نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین، استفاده از شیمی تمام عناصر اصلی سنگ در رده‌بندی است. این روش براساس تقسیم درصد وزنی اکسیدها بر وزن مولکولی و ضرب در تعداد مول محاسبه می‌شود.

$$R_1 = 4Si + 11(Na + K) + 2(Fe + Ti)$$

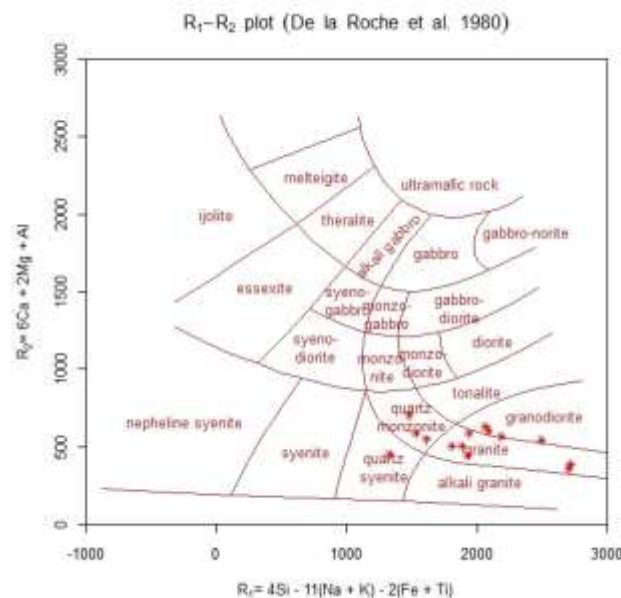
$$R_2 = (Al + 2Mg + 6 Ca)$$

¹ Nicolescu et al.

² Burkner.

³ Rollinson.

این نمودار توسط دولاروش^۱ و همکاران در سال ۱۹۸۰ ارائه شد (شکل ۳-۲۶). برطبق این نمودار نمونه‌های مربوط به منطقه سم‌آهنی عمدتاً در محدوده‌ی گرانیت، گرانودیوریت و و تا حدی کوارتز مونزونیت قرار می‌گیرند.



شکل ۳-۲۶) موقعیت نمونه‌های سنگی مربوط به توده‌ی نفوذی در نمودار R1R2 (De la Roche., 1980)

۳-۷-۲ - ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین و تحولات ماگمایی

۳-۷-۲-۱ سری ماگمایی

از جمله نمودارهایی که به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین، بکار می‌رود نمودار AFM است. این نمودار برای اولین بار در تفکیک سنگ‌های ساب آکالن، به انواع کالک آکالن و تولییتی توسط اروین و باراگار^۲ (۱۹۷۱) استفاده گردید (شکل ۳-۲۷). بر اساس این نمودار، نمونه‌های مربوط به توده‌ی نفوذی منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی کالک آکالن قرار می‌گیرند. همچنین طبق نمودار پکسریلو و تایلور^۳ (۱۹۷۶) که بر اساس مقدار K_2O در برابر SiO_2 ترسیم شده، نمونه‌ها در

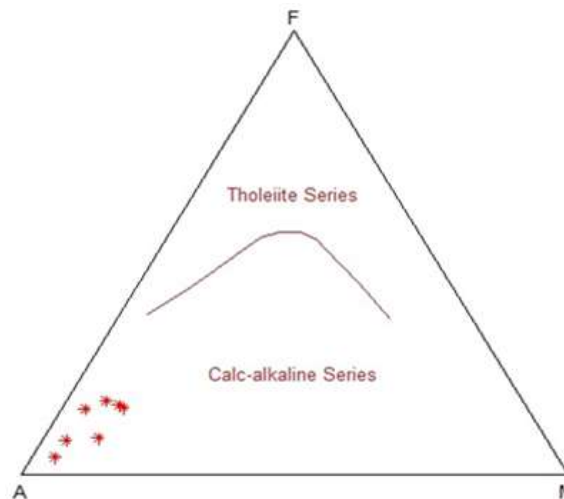
^۱ De la Roche

^۲ Irvine and Bargar.

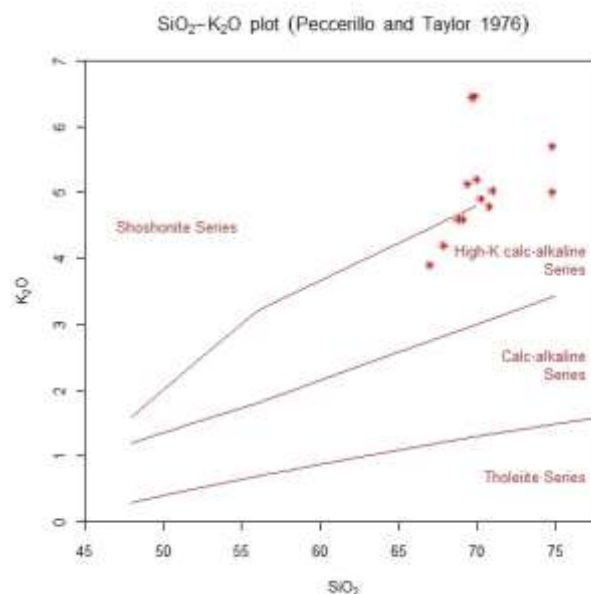
^۳ Peccerillo & Taylor

محدوده‌ی سری کالک آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۳-۲۸).

بر اساس مطالعات مظاهری (۱۳۷۷) و حاج علی (۱۳۸۶) مجموعه گرانیتی سرنوسر در قسمت شرقی خود غنی از K بوده و دارای Ca و Fe کمتری هستند.



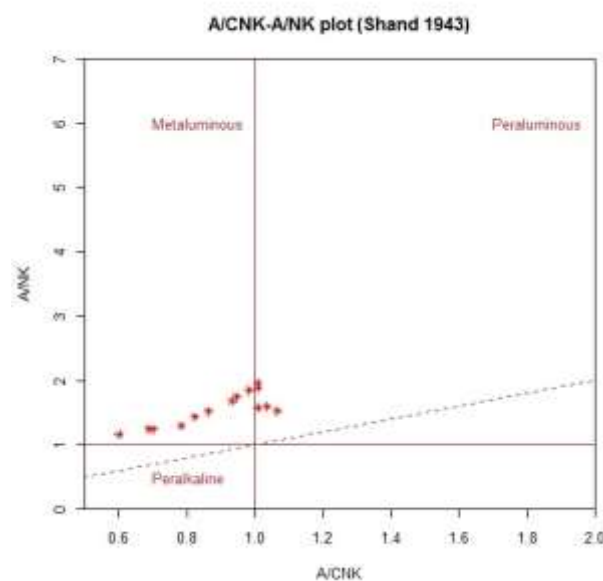
شکل ۳-۲۷) نمودار AFM اروین باراگار و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در بخش سری‌های کالک آلکالن (Irvine & Baragar, 1971)



شکل ۳-۲۸) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های پلوتونیک منطقه‌ی مورد مطالعه، اکسیدها برحسب درصد وزنی (Peccerillo & Taylor, 1976)

به منظور تعیین ضریب اشباع از آلومین گرانیتوئیدهای منطقه از نمودار شاند^۱ (۱۹۴۳) استفاده شده است که در آن مقادیر مولار اکسیدهای آلومینیم به سدیم و پتاسیم (A/NK) در مقابل اکسیدهای آلومینیم به کلسیم، سدیم و پتاسیم (A/CNK) قرار می‌گیرد. بر اساس این نمودار، سنگ‌های آذرین به سه نوع فوق آلكالین، فوق آلومینیوم و متآلومینیوم قابل تفکیک هستند. بر این اساس نمونه‌ها در محدوده‌ی گرانیت‌های نوع متآلومینوس تا پراآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۳-۲۹).

مینارت و نیکو (۱۹۸۱) با گردآوری داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به طیف وسیعی از توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های مختلف نشان داد که ماهیت کلسیمی قلیایی، پرتاسیم و متآلومین بودن نمونه‌های مربوط به توده‌ی نفوذی، حاکی از ارتباط گرانیت سرنوسر با محیط فروران‌ش و قرار گرفتن در محیط تکتونیکی کمان آتشفشانی است.



شکل ۳-۲۹) نمودار بررسی درجه اشباع از آلومینیم برای نمونه‌های توده نفوذی (Shand, 194)

¹ Shand

۳-۷-۲- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی با استفاده از

نمودارهای تغییر ترکیب

اگر تغییرات ترکیب سنگ‌ها را در یک زون پتروگرافیک با همدیگر یا با ترکیب سنگ‌های منطقه‌ی پتروگرافیک دیگری، که احتمالاً از لحاظ زمانی و مکانی با منطقه‌ی اول در ارتباط است، مقایسه کنیم در این صورت می‌توان اطلاعات با ارزشی را در مورد تحولات ماگمایی ناحیه بدست آورد. با توجه به اینکه سیلیس فراوانترین و از لحاظ ژئوشیمیایی مهمترین جزء ماگماست، با مقایسه‌ی سایر اجزای ماگمایی با سیلیس می‌توان روابط بین این فازها و همبستگی بین آنها را نیز تعیین کرد.

در بررسی تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر تغییرات درصد وزنی سیلیس، معمولاً از نمودارهای هارکر^۱ (۱۹۰۹) استفاده می‌شود. بر پایه‌ی این نمودارها، فرایندهای تفریق و اختلات ماگمایی را می‌توان بررسی کرد.

این نمودارها بیانگر ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده‌ی نفوذی بوده و بر اساس آنها می‌توان سنگ‌های گرانیتوئیدی را طبقه‌بندی و محیط تکتونیکی آنها را تعیین کرد (شکل ۳-۳۰).

الف - نمودارهای درصد اکسید - درصد سیلیس (Harker, 1909)

- تغییرات SiO_2 در برابر Al_2O_3

بر اساس این نمودار با افزایش سیلیس، مقدار Al_2O_3 کاهش می‌یابد. این کاهش بخاطر مشارکت آلومینیوم در ساختمان پلاژیوکلاز کلسیک در سنگ‌های بازیکتر است.

- تغییرات SiO_2 در برابر CaO

روند تغییرات SiO_2 در برابر CaO تا حدودی پراکنده است. اما بطور کلی با افزایش سیلیس در حین تبلور ماگما، مقدار CaO کاهش می‌یابد. این کاهش مربوط به تبلور کانی‌های کلسیم‌داری مانند پلاژیوکلازهاست.

¹ Harker

- تغییرات SiO_2 در برابر MgO

کاهش میزان اکسید منیزیم با افزایش سیلیس، بیانگر مشارکت این عنصر در ساختار کانی‌های فرومنیزین مصرف‌کننده‌ی این اکسید، نظیر پیروکسن و هورنبلند، و خروج آن در مراحل اولیه تبلور ماگماست.

- تغییرات SiO_2 در برابر $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$

در این نمودار تغییرات سیلیس در برابر اکسیدهای سدیم و پتاسیم بصورت خطی نشان داده می‌شود یعنی همزمان با افزایش SiO_2 ، مقدار $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ نیز افزایش می‌یابد. افزایش آلکالی‌ها در حین فرایند تفریق، به واسطه تبلور پلاژیوکلاز آلبیتی در مراحل انتهایی تکامل ماگمایی است.

- تغییرات SiO_2 در برابر TiO_2 و MnO

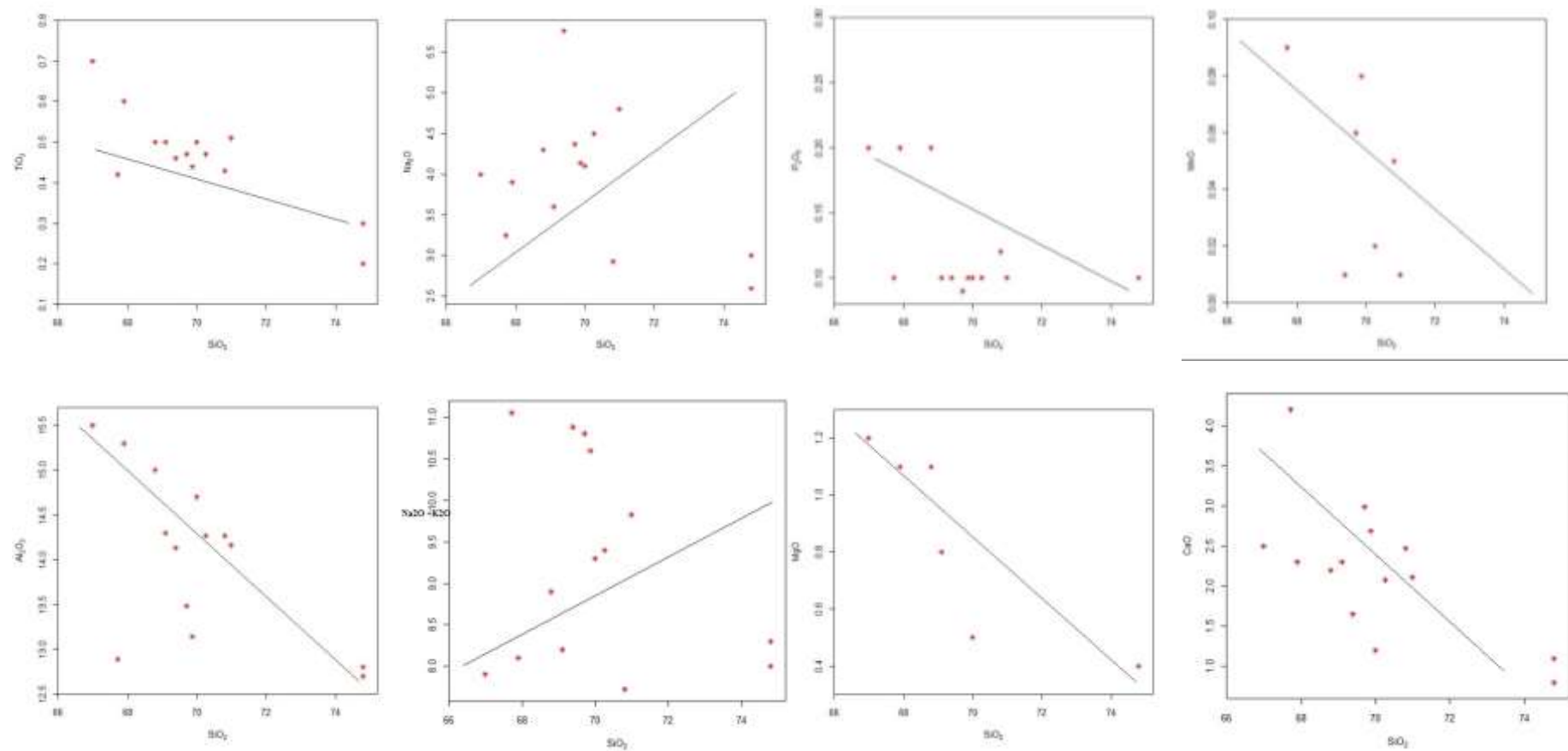
کاهش میزان اکسیدهای TiO_2 و MnO با افزایش سیلیس بیانگر مشارکت این عناصر در ساختار کانی‌های فرومنیزین هورنبلند، بیوتیت و کانی‌هایی همانند مگنتیت، بیوتیت، اسفن و غیره می‌باشد. Mn به دلیل مشابهت شعاع یونی با آهن فرو، می‌تواند جایگزین مناسبی برای آهن در سنگ‌های آذرین بوده لذا در کانی‌های فرومنیزین حضور دارد. بنابراین با ادامه‌ی تفریق ماگمایی و کاهش مقدار کانی‌های فرومنیزین، مقدار اکسیدهای آهن و منگنز نیز کاهش می‌یابد.

- تغییرات SiO_2 در برابر P_2O_5

در نمودار تغییرات P_2O_5 در برابر SiO_2 ، روند کاهشی در نمونه‌ها مشاهده می‌شود. در طی روند تبلور، فسفر به عنوان یک عنصر سازگار عمل کرده و تشکیل کانی آپاتیت می‌دهد، لذا مقدار آن در مذاب باقی مانده کاهش می‌یابد.

نمودارهای مختلف هارکر برای نمونه‌های مورد مطالعه نشانگر روند افزایشی اکسیدهای Na ، Ca ، K و سیر نزولی TiO_2 ، MnO ، Al_2O_3 همزمان با افزایش سیلیس در حین تبلور ماگماست. لذا این تغییرات نشان می‌دهد فرایند اصلی و عمده در تحول ماگمای گرانیته در منطقه‌ی مورد مطالعه، تبلور بخشی (تفریق ماگمایی) است. این ماگمای گرانیته احتمالاً حدود ۶۵ تا ۷۵ درصد سیلیس داشته است.

درصد اکسید سدیم بیش از $3/2$ و نسبت مولار اکسید آلومینیوم به کلسیم، سدیم و پتاسیم (A/CNK) کمتر از ۱ سنگ‌های مربوط به توده‌ی نفوذی سرنوسر را در رده‌ی گرانیت‌های تیپ I قرار می‌دهد. حاجی‌علی (۱۳۸۶) نیز با مطالعه‌ی بخش شرقی کانسار سنگان چنین عنوان کرد که نبود سنگ‌هایی مثل گنایس و میگماتیت که همراه گرانیت‌های آناتکسی هستند، نبود کانی‌هایی مثل کردیریت، گارنت و سیلیکات‌های آلومین، مقدار کردوم در نورم کمتر از ۱٪، میزان سیلیس بین ۵۳ تا ۷۶ درصد، نسبت مولار اکسید آلومینیوم به کلسیم، سدیم و پتاسیم (A/CNK) کمتر از ۱/۱ و درصد اکسید سدیم بیش از $3/2$ سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه را در گرانیت‌های تیپ I قرار می‌دهد. بر طبق نظر بومری (۱۳۷۹) با توجه به ماهیت کالک آلكالن توده نفوذی سرنوسر می‌توان منشأ آن را مرتبط با ذوب بخشی گوشته‌ای دانست. این ماگما در حین صعود به سمت بالا دچار آغشتگی پوسته‌ای نیز شده است که شواهد آن وجود دایک‌های فلسیک و همچنین زینولیت‌های فراوان در این توده نفوذی است. این ماگمای گرانیتی با جایگیری در بخش‌های بالایی پوسته (زون اپی زونال) دارای حالت اکسیدکنندگی بالایی بوده و ترکیب بیشتر منیزیمی (فقر از آهن) است.



شکل ۳-۳۰) رابطه اکسیدهای مختلف عناصر با اکسید سیلیس در نمونه های مورد مطالعه بر اساس نمودار هارکر

۳-۷-۲-۳ موقعیت تکتونیکی توده‌ی نفوذی سرنوسر

سنگ‌های آذرین را از نظر موقعیت تکتونیکی و منشأ آنها به سه سری تقسیم‌بندی می‌کنند: (۱) سری فوق‌آلکالن؛ (۲) سری آلکالن؛ و (۳) سری ساب آلکالن. در هریک از سری‌ها، انواع مختلف سنگ‌های آذرین یافت می‌شوند. به منظور تعیین و تشخیص سری‌های یاد شده از ترکیب کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین کمک گرفته‌اند. ابتدا سنگ‌های فوق آلکالن را می‌توان جدا کرد. در صورتیکه مجموع مول $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < \text{Al}_2\text{O}_3$ باشد سنگ فوق آلکالن خواهد بود. سری آلکالن فقیر از سیلیس، عناصر آلکالن، عناصر خاکی نادر، مواد فرار، ارتوپروکسن و پیژونیت و حاوی الیوین پایدار و بدون حاشیه واکنشی و دارای فلدسپاتوئید (نفلین - آنالیم، لوسیت) می‌باشد و در داخل صفحات قاره‌ای و اقیانوسی دیده می‌شوند و سری کالکوالکالن یا سری هیپرستن مانند سری تولییتی غنی از سیلیس است و درصد Al_2O_3 آن بیش از ۱۷٪ است و در مناطق فرورانش دیده می‌شود. این سنگ‌ها به لحاظ طیفی شامل بازالت‌های کالک آلکالن، آندزیت، لاتیت، داسیت، ریولیت، بعضی سنگ‌های اولترامافیک، گابرو، دیوریت، مونزودیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت است. از نظر موقعیت تکتونیکی گرانیت‌ها را به دو گروه گرانیت‌های کوهزایی و گرانیت‌های غیرکوهزایی تقسیم می‌کنند.

۳-۷-۲-۳-۱ - سنگ‌های گرانیتوئیدی کوهزایی

کوهزایی با پدیده‌های تغییر شکل، پلوتونیسم و دگرگونی همراه است که ممکن است در مرحله‌ی پایانی برخورد بین قوس جزیره‌ای و توده‌ی قاره‌ای یا در هنگام حرکت صفحات رخ دهد. تقسیم‌بندی این گرانیت‌ها بشرح زیر است.

۱- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG) (Island Arc Granitoids)

سنگ‌های قوس ماگمایی هستند که در اثر فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه اقیانوسی

دیگر تشکیل می‌شوند.

۲- گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG) (Continental Arc Granitoids)

سنگ‌های قوس ماگمایی هستند که در قاره‌ها به علت فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه قاره‌ای تشکیل می‌شوند.

۳- گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG) (Continental Collosien Granitoids)

سنگ‌هایی هستند که در طی برخورد قاره‌ای از یک فاز کوهزایی نفوذ می‌کنند.

۴- گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG) (Post Orogenic Granitoids)

سنگ‌هایی هستند که در آخرین مرحله‌ی یک کوهزایی و عموماً پس از تغییر شکل، در ناحیه نفوذ می‌نمایند. این سنگ‌ها از نظر زمانی و مکانی با گرانیتوئیدهای کوهزایی همراه هستند.

۲-۳-۲-۷-۳ - سنگ‌های گرانیتوئیدی غیر کوهزایی

به طور معمول لغت غیر کوهزایی به صورت همراه نبودن با کوهزایی تعریف می‌شود که بخصوص با عدم وجود دلایلی مثل تغییر شکل و دگرگونی جهت یک کوهزایی همراه است. گروه‌بندی این گرانیتوئیدها بصورت زیر است.

۱- گرانیتوئیدهای مرتبط با ریف (RRG) (Rift Related Granitoids)

سنگ‌هایی می‌باشند که با ریف‌زایی پوسته‌ی قاره‌ای همراه هستند. فرایند ریف‌زایی در طی چندین مرحله توسعه می‌یابد: بالا آمدگی پوسته‌ای - تشکیل یک گرابن ریف - تشکیل یک حوضه اقیانوسی

۲- گرانیتوئیدهای بالا آمدگی خشکی‌زایی (CEUG) (Continental Epirogenic Uplift Granitoids)

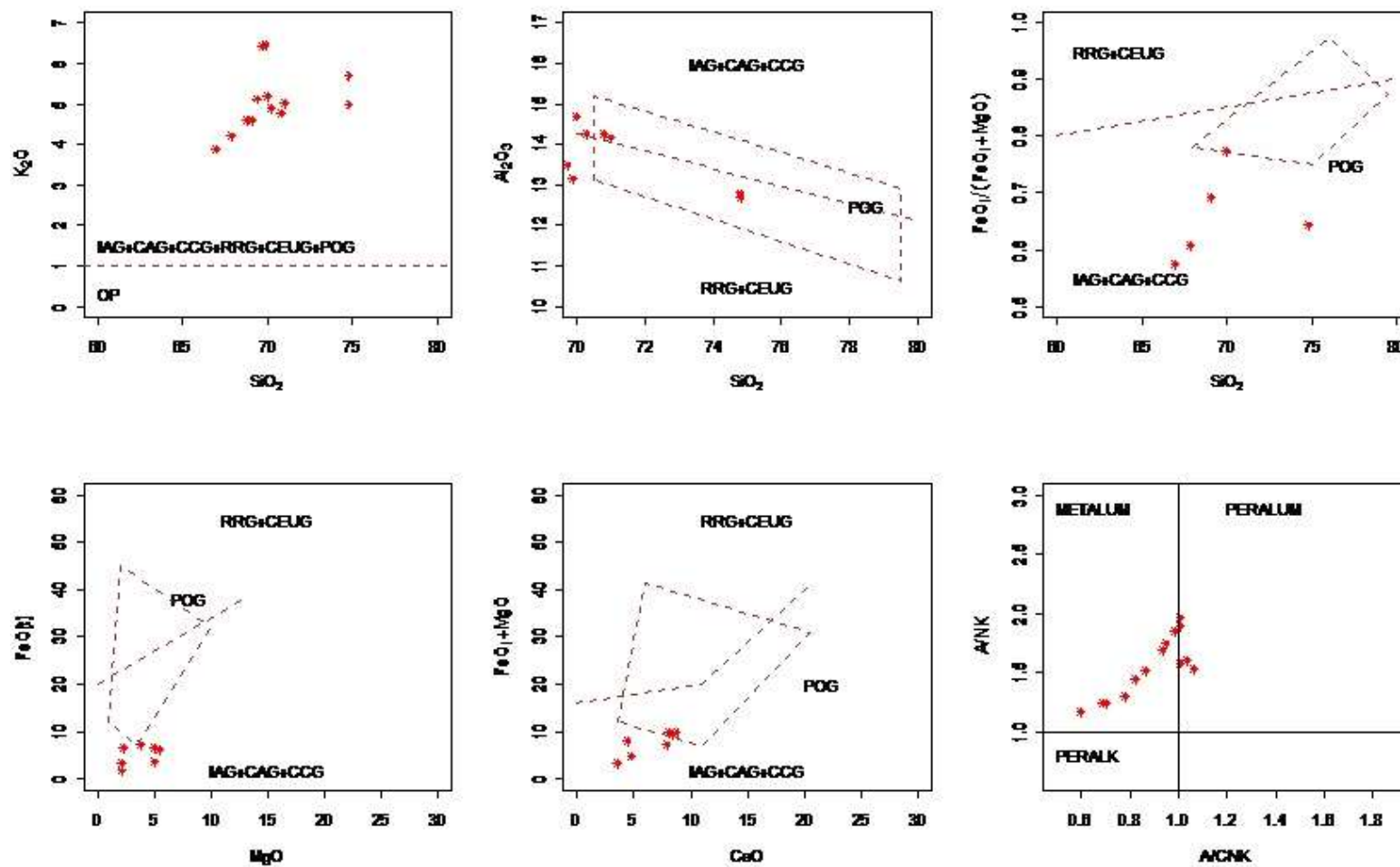
سنگ‌هایی هستند که در مناطق قاره‌ای متحمل بال‌آمدگی اپیروژنیک پوسته‌ای گردیده‌اند. اینکه متعاقباً به یک ریف‌ت توسعه یابند احتمالاً به علت فعالیت نقاط داغ یا یک واقعه ریف‌تی است.

۳- پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP) (Oceanic Plagiogranites)

مقادیر کمی از سنگ‌های گرانیتوئیدی هستند که به همراه مقادیر فراوان سنگ‌های مافیک یافت می‌شوند. پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی عمدتاً در جزایر اقیانوسی و شکاف‌های میان اقیانوسی تشکیل می‌گردند. انواعی از این سنگ‌ها وجود دارند که با توده‌های نفوذی لایه‌ای در قاره‌ها همراه می‌باشند. اما در این دسته قرار نمی‌گیرند.

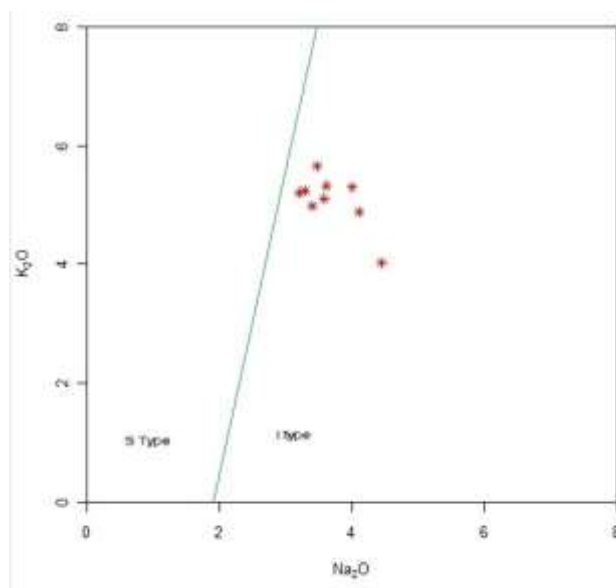
با تصویر کردن داده‌های حاصل از آنالیز شیمیایی، نمونه‌های مربوط به توده نفوذی سرنوسر بر روی نمودارهای مختلف می‌توان به جایگاه تکتونیکی آن پی برد. در تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های آذرین از نمودارهای متفاوتی استفاده می‌شود. یکی از اولین نمودارها، نمودار مانیار و پیکولی^۱ (۱۹۸۱) است (شکل ۳-۳۱). بر طبق این نمودار که براساس درصد وزنی اکسید سیلیس در برابر K_2O ترسیم شده است، تمامی نمونه‌های مربوط به توده‌ی گرانیتی سرنوسر در محدوده‌ی $IAG + CAG + CCG$ قرار می‌گیرند.

¹ Maniar and Piccoli

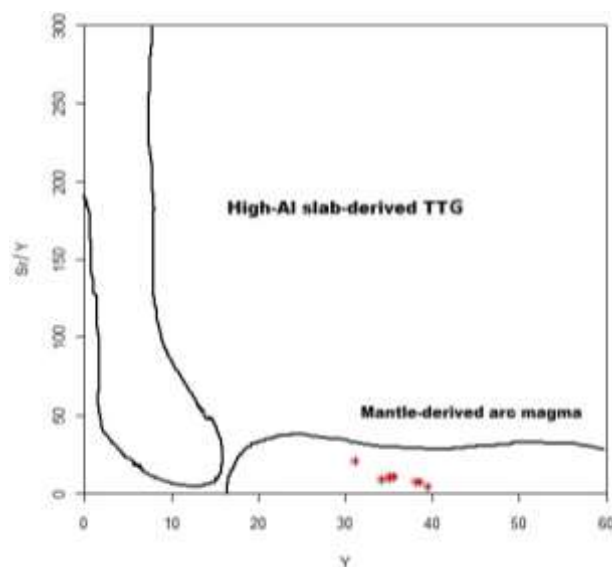


شکل ۳-۳۱) محیط تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار مینار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989):

بر اساس نسبت (K_2O-Na_2O) نیز می توان گرانیت‌های نوع I را از نوع S تشخیص داد (چپل و وایت^۱، ۱۹۷۴) که نمونه‌های مربوط به تودهء نفوذی سرنوسر در بخش گرانیت نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۳-۳۲). همچنین بر اساس نمودار Y در برابر Sr/Y موقعیت نمونه‌ها در بخش "ماگماهای کمانی مشتق از گوشته" قرار می‌گیرند (شکل ۳-۳۳).



شکل ۳-۳۲ نمودار تغییرات Na_2O-K_2O (Chappell and White, 1974) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن



شکل ۳-۳۳ موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Y در برابر Sr/Y

¹ Chappell and White.

بومری (۱۳۷۱)، بر اساس شواهد زیر گرانیت‌های سرنوسر به سری گرانیتوئیدی نوع I می‌داند:

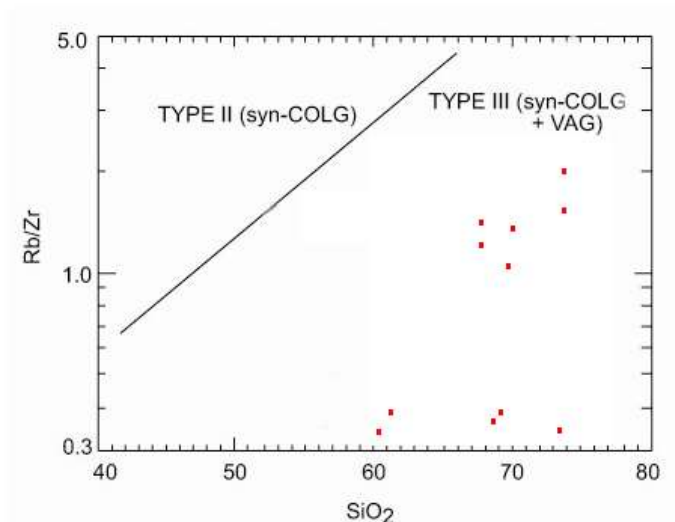
۱- حضور آمفیبول، مگنتیت و اسفن و عدم حضور کانی‌های غنی از Al چون کلدیریت، گارنت و آندالوزیت

۲- عدم حضور سنگ‌های دگرگونی همچون گنیس و میگماتیت در منطقه

۳- نسبت مول درصد $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ کمتر از ۱/۱۶

۴- تشابه نسبت درصد وزنی $FeO + Fe_2O_3 / MgO$ K_2O / Na_2O با توجه به مقدار سیلیس، با گرانیت‌های نوع I

بر اساس سایر نمودارها، مثلاً نمودارهای درصد وزنی Al_2O_3 Fe_2O_3 در برابر SiO_2 نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی CAG + IAG + CCG این نمودار قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده‌ی گرانیت‌های کوه‌زایی (کمانی) است. در نمودار پیرس و همکاران^۱ (۱۹۸۴) (شکل ۳-۳۴) هم که بر اساس نسبت Rb/Zr در برابر SiO_2 است و در آن گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد (Syn-COLG) از گرانیت‌های قوس آتشفشانی و هم‌زمان با برخورد جدا می‌شوند، نمونه‌های مربوط به توده‌ی نفوذی سرنوسر، در محدوده‌ی گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد قرار می‌گیرند.



شکل ۳-۳۴) نمودار Rb/Zr در برابر سیلیس (Pearce et al, 1984) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن

¹ Pearce et al.

۸-۳ - بررسی تغییرات عناصر نادر خاکی (Rare Earth Elements) و عناصر

جزئی در نمونه‌های سنگی منطقه‌ی سم‌آهنی

عناصر نادر خاکی بخاطر تغییر بسیار آهسته‌ی شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرایندهای مختلف آذرین می‌باشند (هندرسون^۱، ۱۹۸۱). نقش عناصر جزئی و کمیاب در سنگ‌های آذرین شامل نام‌گذاری سنگ‌های آذرین آتشفشانی، تعیین سری ماگمایی، بررسی تفریق ماگما، بررسی منشأ از دیدگاه نوع کانی‌ها و درصد ذوب آنهاست.

بار الکتریکی و شعاع یونی نسبتاً زیاد همراه با غلظت پایین این عناصر در کانی‌ها، نشان می‌دهد که آنها تمایل زیادی به جایگزین کردن عناصر اصلی طی تبلور ماگمایی دارند. آپاتیت و تیتانیت از جمله کانی‌های حمل‌کننده‌ی عناصر نادر در بیشتر سنگ‌های آذرین هستند (میسون و مر، ۱۳۷۶). کلینوپیروکسن و گارنت از جمله کانی‌هایی هستند که عناصر نادر خاکی سنگین‌تر را بطور انتخابی در خود جمع می‌کنند.

عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (HILE) شامل Th, Zr, Rb, k, Hf دارای آنومالی مثبت بوده، در صورتی که عناصر لیتوفیل با شعاع یونی کوچک دارای آنومالی منفی هستند و اینها از ویژگی‌های محیط فرورانش است. عناصر Ba و Sr در نمودارهای چند عنصری دارای آنومالی منفی بوده که تبلور کانی‌های پتاسیم‌دار به ویژه فلدسپار آلکالن برای عناصر Ba و نیز تبلور کانی‌های کلسیم و پتاسیم‌دار به ویژه پلاژیوکلاز برای Sr می‌تواند دلیلی بر آنومالی منفی این عناصر باشد. هرچند که این دو عنصر جزء عناصر متحرک محسوب می‌شوند و شاید این صفت یکی دیگر از دلایل آنومالی منفی آنها باشد. Y به علت جاگزینی در کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن و هورنبلند روند کاهشی نشان می‌دهد. Th نیز در فاز مایع باقی مانده و با افزایش SiO₂ غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهند. غنی‌شدگی در عناصر Th و Nb نشان می‌دهد که سنگ منشأ از این عناصر غنی بوده است. تهی‌شدگی از عناصری همچون Y و

¹ Henderson

Zr نشان‌دهنده واکنش‌های پوسته‌ای است. کانی اسفن، میزبان اصلی Nb به شمار می‌رود، از این رو حضور اسفن، باعث شده روند تقریباً ثابتی را دنبال کند (شکل ۳-۳۵). عناصر Zr, Hf, Sn, Nb, Mo Ta و Nb هنگام تفریق در ماگما باقی مانده و در مرحله نهایی متبلور می‌شوند. حضور کانی‌های فرعی همچون آپاتیت از جمله دلایل غنی‌شدگی این عناصر می‌باشد (دلولای و بینگول^۱، ۲۰۰۰). تبلور پلاژیوکلاز موجب کاهش استرانسیوم ماگما می‌شود. نسبت بالای LILE/HFSE ها از ویژگی‌های مهم سنگ‌های کالک‌آلکالن می‌باشد (شت و همکاران^۲، ۲۰۰۲). این ویژگی‌ها نشان‌دهنده غنی‌شدگی ناحیه منشأ توسط فرایندهای فرورانش است (ازترک^۳، ۲۰۰۵، به نقل از پیرس ۱۹۸۴، هریس و همکاران ۱۹۸۶).

عناصر HFSE دارای بار الکتریکی بالا بوده و شعاع اتمی آنها نیز کوچک است لذا تمایل چندانی برای ورود به فاز مایع ندارند. حال آنکه عناصر LILE چون دارای شعاع اتمی بزرگ هستند به سادگی در طی آبزدایی (Dehydration) وارد فاز مایع می‌شوند. پس وقتی پوسته اقیانوسی فرورونده دچار آبزدایی شود سیالی تولید می‌شود که غنی از عناصر LILE بوده و لذا این مایع می‌تواند موجب متاسوماتیسم گوشته‌ای شود که در زیر این پوسته قرار گرفته است و عناصر HFSE هم که وارد فاز مایع نشده‌اند در همان رسوبات باقیمانده تجمع می‌کنند (فولی^۴، ۱۹۹۲).

عناصر نادر خاکی مجموعه‌ای از ۱۴ عنصر شیمیایی با اعداد اتمی ۵۷ تا ۷۱ است که در یک گروه جدول تناوبی عناصر قرار دارند (هندرسون، ۱۹۸۲). این عناصر به دو گروه قابل تقسیم هستند:

الف- عناصر کمیاب سبک (LREE): La, Ce, Nd, Sm, Eu

ب- عناصر کمیاب سنگین (HREE): Gd, Tb, Dy, Y, Yb, Lu

تحرك عناصر REE توسط PH پایین، نسبت‌های آب/سنگ و فراوانی یون‌های کمپلکس (CO_3^{2-} , F^-)

¹ Delolay and Bingol
² Sheth & et al.

³ Ozturk

⁴ Foley

SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , Cl^- در محلول‌های هیدروترمال افزایش می‌یابد (لوترموس، ۱۹۹۰، ۱۹۹۲؛ میکارد^۱، ۱۹۸۹).

با مطالعه عناصر نادر خاکی می‌توان به اطلاعات مفیدی در مورد حرکت صفحات و تعیین تبلور تفریق و ذوب بخشی برای پتروزنز سنگ‌های آذرین دست یافت. براساس داده‌های این عناصر، می‌توان منشأ سنگ‌های آذرین را به گوشته یا پوسته نسبت داد (پیشان^۲، ۱۹۹۵). یکی از خصوصیات بارز سنگ‌هایی که در مناطق فرورانش تشکیل شده غنی‌شدگی از HREE در مقایسه با LREE ها است (پیرس و پیت، ۱۹۹۵؛ وینتر^۳، ۲۰۰۱).

غلظت عناصر LREE به علت تحرک زیاد، تابعی از نوع رفتار فاز سیال می‌باشد (رولینسون، ۱۹۹۶) ولی از آنجایی که این عناصر در پوسته قاره‌ای متمرکز شده‌اند، ممکن است غلظت زیاد آنها در ماگما نشانگر آلاش توسط مواد پوسته‌ای باشد (سریواستاوا و سینگ^۴، ۲۰۰۴) در صورتی که غلظت عناصر HREE توسط شیمی سنگ منشأ و فرایندهای بلور/مذاب حین تشکیل سنگ کنترل می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۶).

به منظور بررسی رفتار عناصر کمیاب در توده‌ی نفوذی، نمودار نرمالیزه شده‌ی این عناصر نسبت به کندریت ترسیم شده است (شکل ۳-۳۵).

بر اساس بومری (۱۳۸۴) الگوهای عناصر خاکی نادر در گارنت‌های سنگان که از رسم این عناصر در مقابل لگاریتم مقادیر نرمالیزه‌شان حاصل شده برای تمام نمونه‌ها تقریباً مشابه است. مقادیر عناصر خاکی نادر سبک نسبت به مقادیرشان در کندریت‌ها غنی‌شدگی ضعیف یا فقیرشدگی نشان می‌دهند. مقادیر عناصر خاکی نادر سبک در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به عناصر میانه و سنگین کمتر می‌باشند.

²-Lottermoser؛ Michard

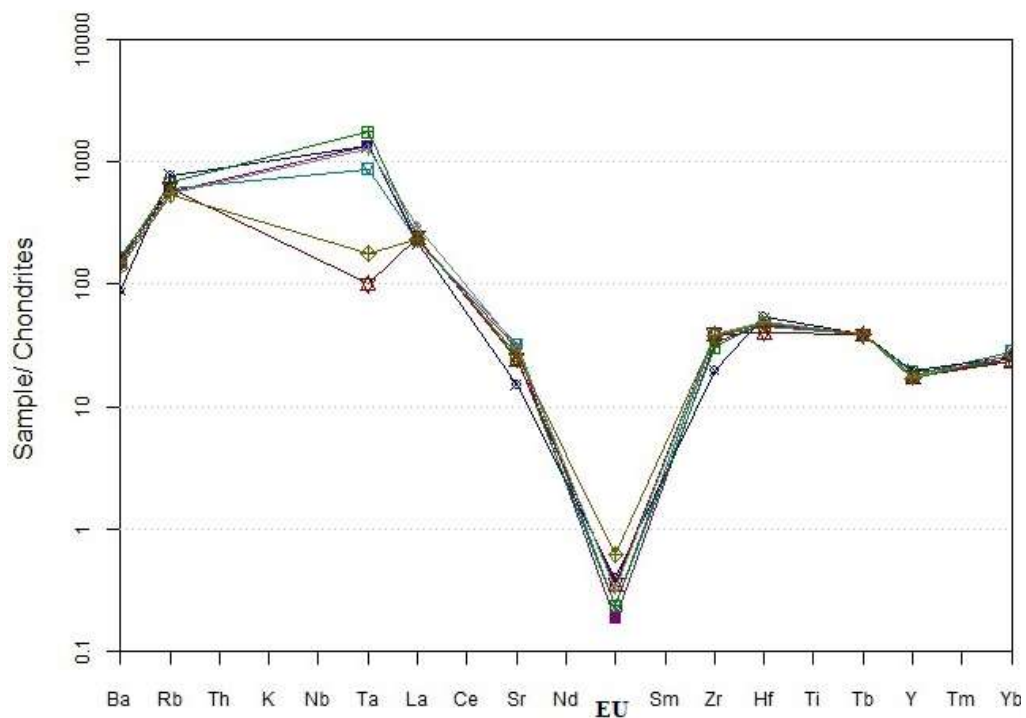
² Peishan et al

¹-Winter, Pearce & Peate

⁴ Srivastava & Singh

جدول ۷-۳ نتایج آنالیز چند نمونه سنگی مربوط به توده نفوذی منطقه مورد مطالعه برای عناصر REE

Sample	Yb	Y	Eu	Tb	La	Rb	Mo	Zr	Hf	V	Cu	Cr	Pb	Cs	Ba	Sr	Ta	Ga	Sc	Ni
Sa-1	5.5	35.1	2.3	2	74.5	200.1	5	232.4	9.3	33.9	28.2	10.2	8.4	15.5	1009	352.8	27.3	224	6.5	13.1
Sa-2	6.2	35.6	2	2	75.5	209.9	5	260.5	9	39.5	30.7	110	10.7	27.5	1160	383.5	17.5	25.3	7.8	13.4
Sa-3	5.7	39.6	2.3	2	72	274.5	5	134.5	10.7	19.5	28.9	189	17.9	5	604.5	179	27.1	24.7	1.9	13.6
Sa-4	5.2	38.5	2	2	78.5	240	5.5	207.5	9.9	28	27.5	168.5	10.7	18.9	1105	290.5	35.5	25.4	7	13.6
Sa-5	5.2	35.2	2.2	2	79.5	210.8	12.4	264.5	8	38.9	24.9	242	16	23.7	1048	284.9	2	22.9	6.2	13
Sa-6	5.9	34.4	2	2	98	194.8	5	264	10	33.4	30.7	10.8	14.6	34.8	1040	364.5	25.4	25.4	6	14
Sa-7	5.9	34.2	2	2	77	190	5.3	258.9	9.5	37.9	28.4	10	28.4	23.4	956.3	310	3.6	24	5.7	13.5



شکل ۳-۳۵) نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی گرانیت سرنوسر، نرمالیزه شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)

آنومالی منفی Eu در نمونه‌های سنگی منطقه مشاهده می‌شود. عناصر Sr و Eu عمدتاً وارد شبکه‌ی فلدسپات می‌شوند. مقدار Eu به طور اساسی توسط فلدسپارها (به ویژه در ماگمای گرانیتی) کنترل می‌شود. در ماگمای گرانیتی Eu^{+2} با پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن سازگار است، به طوری که تفريق آنها از مذاب گرانیتی یا بر جای ماندن آنها در منشأ، موجب تشکیل آنومالی منفی Eu خواهد شد (رولینسون، ۱۹۹۳؛ هندرسون، ۱۹۸۴).

بر اساس مشاهدات مظاهری (۱۳۷۷)، مرمر توسط غلظت‌های پایین عناصر Sb, As, Co, Sc و غلظت‌های پایین‌تر از حد آشکارسازی Au, Th و W مشخص می‌شود. اسکارن در این کانسار می‌تواند حاوی غلظت‌های بالایی از As, Th, W و U نسبت به مرمر باشد. هرچند داده‌ها نشان دهنده افزایش غلظت REE در اسکارن نسبت به مرمر و گرانیت هستند. این اطلاعات نشان‌دهنده افزایش REE در طول تشکیل اسکارن است.

داده‌های مربوط به مرمر و گرانیت، غنی‌شدگی مشخص عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به سبک و اندکی آنومالی منفی Eu را نشان می‌دهند. این می‌تواند نشان‌دهنده یک منشأ ژنتیکی احتمالی بین مرمر (به عنوان پروتولیت) و سیالات ماگمایی تکامل یافته در طول تشکیل اسکارن باشد. توزیع REE در اسکارن سنگان تاحدی پیچیده است. برای مثال، بعضی نمونه‌های اسکارن در ناحیه A' و D (دردوی) غلظت ناچیزی از HREE را نشان می‌دهند و توسط آنومالی مثبت قابل ملاحظه‌ای از Eu مشخص می‌شوند. این اسکارن‌ها غنی از گارنت هستند.

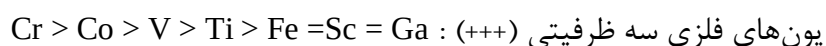
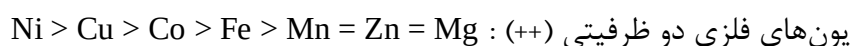
مطالعات در مورد توزیع REE در اسکارن‌ها نشان می‌دهد که اسکارن‌ها توسط آنومالی‌های منفی Eu و غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE مشخص می‌شوند. تفاوت آنومالی‌های Eu در اگزواسکارن سنگان احتمالاً مربوط به فراوانی نسبی Eu^{+2} و Eu^{+3} در طول غالب شدن شرایط اکسیداسیون احیای سیال و کنترل‌کننده‌های شیمیایی بلور است (کریزی^۱، ۱۹۸۷). بنابراین فوگاسیته اکسیژن احتمالاً یک پارامتر فیزیکوشیمیایی مهم تأثیرگذار در تحرک Eu بوده، و چنانچه توسط هندرسون (۱۹۸۴) و مک‌کی (۱۹۸۹) تأکید شد، نسبت ظرفیت متغیر یون‌ها در سیستم‌های سنگی می‌تواند به عنوان عاملی در تعیین شرایط اکسیداسیون احیا استفاده شود. تحت شرایط اکسیدی (فوگاسیته بالای اکسیژن) Eu^{+3} می‌تواند در سیالات اسکارن‌ساز، متحرک شده و درون فازها جای داده شود (مثلاً در گارنت و شاید اپیدوت). نمودارهای ترکیبی برای عناصر فرعی نشان‌دهنده غنی‌شدگی اسکارن از عناصر Cu, Zn, Y نسبت به گرانیت است. Sr به سمت اگزواسکارن کاهش می‌یابد. این کاهش منعکس‌کننده تجزیه ژئوشیمیایی بین Ca, Sr در طول تشکیل اسکارن است. به دلیلی مشابهت شعاع کاتیونی، توزیع Rb مشابه پتاسیم است. تمرکز زیرکن گاهی نامنظم است. بیشترین غلظت زیرکن در اندواسکارن است و در مجاورت اگزواسکارن غلظت زیرکن بسیار پایین‌تر است. Y تمایل دارد در اندواسکارن متمرکز شود.

¹ - Cressey

عناصر Mn, Fe, Zn و Ca در اسکارن نسبت به گرانیت غنی‌شدگی بیشتری دارند. آهن احتمالاً در نزدیک گرانیت تا اسکارن، نسبت به قسمت مرکزی گرانیت دچار تهی‌شدگی شده است. کاهش مشخصی در مقدار K و Rb اندواسکارن نسبت به گرانیت دیده شده، نمودارهای این دو خیلی مشابه‌اند. کاهش غلظت Sr در گرانیت نسبت به اسکارن مشاهده می‌شود. توزیع Fe در گرانیت احتمالاً در اثر شستشو یا تحرک این جزء در طول توسعه اسکارن است. اگرچه، یک تفسیر پیشنهادی این است که محتوای Fe نمونه‌های گرانیتی به سادگی منعکس‌کننده‌ی تغییر در غلظت‌های مدال بیوتیت در فاز حاشیه‌ای توده است (مظاهری، ۱۳۷۷).

۹-۳ - ژئوشیمی عناصر واسطه در نمونه‌های سنگی منطقه

عناصر واسطه شامل Cr, V, Ga, Sc, Zn, Mn, Co, Fe, Ti, Cu و Ni هستند که نقش قابل ملاحظه‌ای در روند تحولات ماگمایی دارند. اندازه‌ی یونی عناصر واسطه باعث شده که این عناصر در بلورهای سیلیکاتی کوردیناسیون هشت وجهی و در ماگماهای مادر کوردیناسیون چهار وجهی داشته باشند و در این میان دو عنصر Ni و Cr بیشترین تمرکز را در فازهای بلوری ماگما دارند. مقدار انرژی لازم برای جایگیری در موضع هشت وجهی عناصر، مقیاسی است از تمایل یک عنصر واسطه برای وارد شدن به فاز بلوری، تا ثابت ماندن در حالت مایع و بر این اساس، ترتیب زیر را می‌توان برای یون‌های دو و سه ظرفیتی عناصر واسطه در نظر گرفت:



یون Cu^{+2} که دارای بیشترین انرژی الکترونگاتیویته در بین عناصر ذکر شده در بالاست و لذا رفتار ژئوشیمیایی متفاوتی با بقیه‌ی عناصر داشته، به آسانی وارد شبکه‌ی کانی‌های سیلیکاتی نمی‌شود. با توجه به اینکه مس ماهیتی شدیداً کالکوفیلی داشته بنابراین در ماگماهای غنی از گوگرد متمرکز می‌شود.

دیگر عناصر واسطه دارای خصوصیات مشابه با عناصر فرومنیزین بوده و روند تحول آنها در ماگما تابع متبلور شدن کانی‌های فرومنیزینی همچون پیروکسن، بیوتیت و هورنبلند می‌باشد. سزیم در بین این عناصر، دارای بزرگترین کاتیون بوده و تنها پتاسیم می‌تواند جایگزین آن شود. در میان کانی‌های سنگ‌ساز، سزیم بیشتر در بیوتیت تجمع می‌یابد. منگنز در ماگما عمدتاً به صورت Mn^{+2} حضور دارد لذا احتمال می‌رود بیشتر جانشین Fe^{+2} و Ca^{+2} شود، اما به دلیل الکترونگاتیویته‌ی بیشتر از کلسیم، به ندرت جایگزین این عنصر می‌شود. جانشینی منگنز به جای آهن فرو در سنگ‌های آذرین، موجب افزایش جزئی در نسبت $Mn: Fe$ در مواد تشکیل شده در مراحل پایانی تفریق ماگما می‌شود. شعاع یون دو ظرفیتی کبالت حدوداً با شعاع یون آهن فرو برابر است، لذا نسبت $Co: Fe$ در کانی‌های تشکیل شده در مراحل نخست تفریق ماگما در بیشترین حد خود است و بتدریج با پیشرفت تفکیک بلوری کاهش می‌یابد. به دلیل همانندی شعاع و بار یونی در منیزیم و نیکل، نسبت $Ni: Mg$ در بلورهای تشکیل شده در ابتدای تفریق ماگما (کانی‌های فرومنیزین) در بیشترین حد است. یون کروم (Cr^{+3}) در مراحل اولیه تبلور بصورت کانی کرومیت از ماگما خارج می‌شود. تیتانیوم از لحاظ شعاع یونی، مشابه Al است و لذا در پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت حضور دارد. گالیوم با دارا بودن بار و شعاع یونی مشابه با Al در کانی‌های آلومینیوم‌دار حضور دارد. در مراحل آخر تفریق نسبت $Ga: Al$ افزایش می‌یابد. عنصر Zn در سیستم‌های گرمابی دارای تحرک زیادی است لذا در سیالات گرمابی در مقادیر زیاد حمل می‌شود.

در طول تکامل اسکارن، ترکیبات شیمیایی زیادی شامل $Zr, Si, Ti, Al, Fe, Mn, Zn, Nb, Cu$ به سیستم سنگ اضافه شده اما در مقابل Sr, CaO و CO_2 از آن خارج می‌شوند.

در سیستم‌های هیدروترمال مربوط به گرانیته، تحرک فلزات برای مثال Fe و Mn و دیگر عناصر مثل K, Na, Mg و Ca احتمالاً توسط ترکیب‌شان بصورت کمپلکس‌های کلریدی فلزات در سیالات اسکارن‌ساز آسان می‌شود. کواک^۱ (۱۹۸۷) پیشنهاد می‌کند که فلزاتی مثل Fe زمانی که این فاز

¹ Kwak

بصورت بلورهای دختر در اسکارنها یافت می‌شود احتمالاً بصورت گونه‌ی کلریدی مثلاً FeCl_2 انتقال می‌یابند. در مطالعه‌ی رفتار عناصر واسطه در سیستم‌های ماگمایی از نمودارهای مربوط به تغییرات این عناصر در مقابل اکسید سیلیس (SiO_2) استفاده شده است (شکل ۳-۳۶).

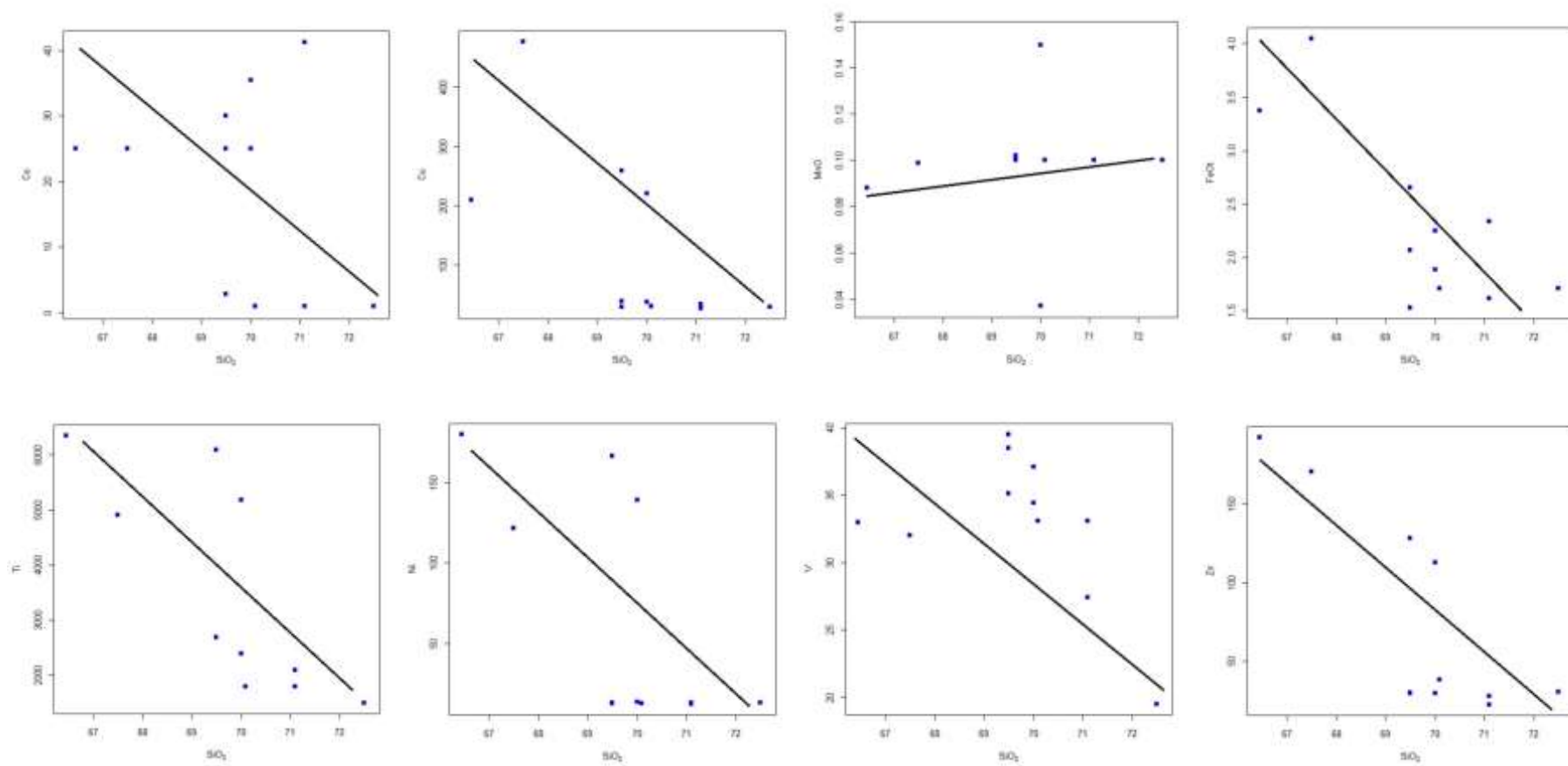
۳-۱۰ - ژئوشیمی سنگ میزبان مرمری

بر اساس نتایج حاصل از تجزیه XRF و ICP-OES، سنگ‌های مرمری دارای بیش از ۵۰ درصد CaO و مقدار بسیار کمی MgO و Fe_2O_3 ، MnO و همچنین اکسیدهای قلیایی است. بر اساس ترکیب کانی‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی مرمرها می‌توان نتیجه گرفت که پرتولیت این سنگ‌ها آهک کلسیک فقیر از آهن بوده است. مظاهری (۱۹۹۶) با آنالیز ژئوشیمیایی سنگ آهک‌ها و مرمرهای حاصل از آنها در کل گستره معدن سنگان، نتیجه گرفت که این سنگ‌ها در آنومالی‌های مرکزی (باغک) دارای ترکیب دولومیتی-آهکی هستند، ولیکن با نزدیک شدن به آنومالی‌های شرقی از میزان منیزیم آنها کاسته شده و ترکیب آنها متمایل به کلسیک می‌شود. پایین بودن میزان منیزیم در سنگ مرمر منطقه سم‌آهنی (در مقایسه با سایر آنومالی‌های سنگان) با عدم رخداد کانی فلوگوپیت در ترکیب کانی‌شناسی توده اسکارنی نیز مورد تایید قرار می‌گیرد.

ترکیبات شیمیایی آهک و مرمر نشان می‌دهد که پرتولیت احتمالاً یک آهک کلسیک بوده است. مرمرها حاوی مقادیر فرعی MgO ، Fe_2O_3 ، K_2O ، Na_2O و مقادیر جزئی MnO می‌باشد.

عناصر Ca و mg کاهش و عناصر Na و Fe افزایش نشان می‌دهند. کاهش عناصر کلسیم و منیزیم نشان‌دهنده جانشینی آهن به جای این عناصر در ساختمان مرمر و بالا بودن میزان عناصر قلیایی در سنگ میزبان نشان‌دهنده دخالت سیالات نسبتاً شور کانه‌زا در طی دگرسانی و ضمن فرایند کانه‌زایی است.

با توجه به آنالیز XRF انجام گرفته بر روی نمونه‌های مربوط به کلسیت در منطقه سم‌آهنی نیز مقادیر عناصر MgO ، Fe_2O_3 ، K_2O ، Na_2O و MnO بسیار ناچیز است.



شکل ۳-۳۶) نمودارهای تغییرات عناصر واسطه در برابر سیلیس در سنگ‌های منطقه

جدول ۸-۳) آنالیز مربوط به کلسیت در محدوده سم آهنی (اکسیدهای اصلی برحسب درصد)

Sample	MgO	Na ₂ O	CaO	Si ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO
Sa-8	0.25	0.04	55.5	0.08	0.03	0.34	0	0.02
Mar1	0.43	0.03	55.4	0.23	0.09	0.46	0.01	0.03



فصل چهارم

پتروکرانی و ژئوشیمی توده‌ی اسکارنی و ماده‌ی معدنی

در منطقه سم‌آه‌نی



۴-۱ - مقدمه

کانی‌شناسی کلید شناخت و تعریف اسکارنی است که در تشخیص منشأ کانسارها و اقتصادی یا غیراقتصادی بودن آنها، تعیین نوع اسکارنی و دمای تشکیل آنها معیاری مهم بشمار می‌آید (مینرت، ۱۹۹۵). هرچند بسیاری از کانی‌های اسکارنی در واقع همان کانی‌های سنگ‌ساز معمول هستند (جدول ۴-۱)، اما برخی از این کانی‌ها فراوانی کمتری داشته و تغییرات وسیع ترکیبی آنها که در حین فرایند اسکارن‌سازی رخ می‌دهد می‌تواند اطلاعات مهمی را در مورد شیمی ماگما، ترکیب سنگ دیواره، عمق تشکیل (دما و فشار) و حالت اکسیداسیون (فוגاسیته اکسیژن...) اسکارنی فراهم آورد (مینرت، ۱۹۹۲ و بورتن، ۱۹۸۲).

۴-۲ - کانی‌شناسی توده اسکارنی در اندیس سم‌آهنی

اگر چه کانی‌شناسی اسکارنی‌ها می‌تواند بسیار متفاوت از یکدیگر باشد اما ویژگی تقریباً مشترک همه آنها تشکیل کانی‌های کالک-سیلیکاته (Ca-Fe-Mg silicates) است. این کانی‌ها در اثر جانشینی سنگ‌های کربناته و یا سایر سنگ‌ها در حین دگرگونی مجاورتی یا متاسوماتیسم ایجاد می‌شوند. واکنش‌هایی که منجر به تشکیل مجموعه کانی‌های اسکارنی می‌شود به ویژگی‌های سنگ‌های مورد هجوم قرار گرفته (سنگ میزبان)، ترکیب سیالات متاسوماتیسم‌کننده، فشار کل و رژیم دمایی بستگی خواهد داشت (گیلبرت و لوول^۱، ۱۹۷۴). همچنین عواملی چون فوگاسیته اکسیژن، فوگاسیته گوگرد، غلظت دی اکسید کربن در سیال، وجود کلر، فلئور و دیگر عناصر گازی و فعال روی نوع، ترکیب شیمیایی و دامنه پایداری کانی‌ها اثر می‌گذارند.

¹ - Guilbert and Lowel.

جدول ۴-۱) کانی‌شناسی اسکارن، (مینرت، ۲۰۰۵)

General group	End member	Abbreviation	Composition	Related names
Garnet	Grossular	Gr	$\text{CaAl}_2\text{OSi}_3\text{O}_{12}$	Grandite
	Andradite	Ad	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Subcalcic garnet
	Spessartine	Sp	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	
	Almandine	Al	$\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	
	Pyrope	Py	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	
Pyroxene	Diopside	Di	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Salite
	Hedenbergite	Hd	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	
	Johannsenite	Jo	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$	
	Fassaite	Fas	$\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Al})(\text{Si, Al})_2\text{O}_6$	
Olivine	Forsterite	Fo	Mg_2SiO_4	Monticellite
	Fayalite	Fa	Fe_2SiO_4	Knebelite
	Tephroite	Tp	Mn_2SiO_4	Glucocroite
	Monticellite	Mc	Ca_2SiO_4	
Pyroxenoid	Ferrosilite	Fs	FeSiO_3	Pyroxmangite
	Rhodonite	Rd	MnSiO_3	
	Wollastonite	Wo	CaSiO_3	Bustamite
Amphibole	Tremolite	Tr	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Actinolite
	Ferroactinolite	Ft	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
		Ma	$\text{Ca}_2\text{Mn}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hastingsite
	Manganese actinolite	Hb	$\text{Ca}_2\text{Mn}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Hornblende	Pg	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Pargasite	Fh	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Ferrohastingsite	Cm	$\text{Mg}_5\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Subcalcic amphibole
	Cummingtonite	Dm	$\text{Mn}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Dannemorite	Gru	$\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Grunerite			
Epidote	Piemontite	Pm	$\text{Ca}_2\text{MnAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Allanite	All	$(\text{Ca, REE})_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Epidote	Ep	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Pistacite	Ps	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Clinozoisite	Cz	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
Plagioclase	Anorthite		$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	
Scapolite	Meionite	Me	$\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3, \text{OH}, \text{Cl}, \text{SO}_4)$	
	Vosuvianite	Vs	$\text{Ca}_{10}(\text{Mg, Fe, Mn})_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH}, \text{Cl}, \text{F})$	
	Prehnite	Pr	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
	Axinite	Ax	$(\text{Ca, Mn, Fe})_3\text{Al}_2\text{BO}_3\text{Si}$	

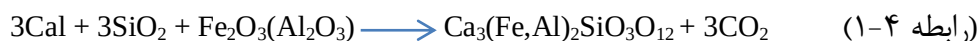
در اندیس سم آهنی، توده‌ی اسکارنی مرز مشخصی با توده نفوذی و سنگ آهک میزبان ندارد ولی بر اساس مطالعات میکروسکوپی می‌توان زونهای مختلف توده اسکارنی را از یکدیگر متمایز ساخت. این توده اسکارنی معمولاً به شکل توده‌ای مشاهده می‌شود. براساس مطالعات میکروسکوپی طیفی از کانی‌های کالک-سیلیکاته آبدار و بدون آب در مقاطع نازک مشاهده شد که به ترتیب اهمیت عبارتند از گارنت، ولاستونیت، اکتینولیت، اپیدوت، کوارتز، اسکاپولیت، کلسیت و کانی‌های اپک. این کانی‌ها در قالب دو زون درون اسکارن و برون اسکارن نسبت به توده نفوذی تشکیل شده‌اند که در زیر به شرح آنها پرداخته می‌شود.

۴-۲-۱ - زون‌های اسکارنی در رخدادهای معدنی سم آهنی

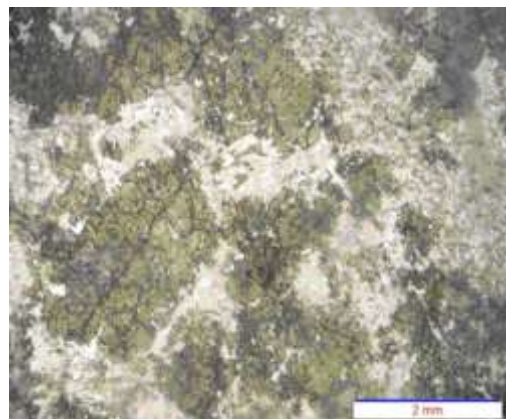
در رده‌بندی اسکارن، نوع سنگ و تجمعات کانیایی لیتولوژی جانشین شده مورد توجه قرار می‌گیرد. بر این اساس از دو اصطلاح درون اسکارن (سنگ‌های آلومینوم‌دار و آذرین) و برون اسکارن (سنگ‌های کربناته) استفاده می‌شود (پیرانجو، ۲۰۰۹). در حقیقت درون اسکارن زونی است که در آن جانشینی توده نفوذی رخ می‌دهد در صورتی که برون اسکارن شامل جانشینی انتخابی سنگ میزبان آهکی یا دولومیتی در محل تماس است. هر دو زون اندواسکارن و برون اسکارن می‌تواند حاوی کانه‌زایی اقتصادی باشند و بدین لحاظ تشخیص و شناسایی آنها در مطالعه اسکارن‌ها و اکتشاف آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. جایی که هر دو زون اگزواسکارن و اندواسکارن وجود دارد و سنگ مرمر نیز سنگ میزبان اصلی است بخش اعظم یا همه کانه‌زایی با زون اگزواسکارن دیده می‌شود (اوانز، ۱۹۹۷). در منطقه سم آهنی هر دو زون درون و برون اسکارن تشکیل شده‌اند که بر اساس مشخصات کانی‌شناختی از یکدیگر قابل تمایزند. درون اسکارن به صورت یک زون نسبتاً باریک (حداکثر ۱ متر) در محل همبری توده نفوذی سرنوسر مشاهده می‌شود در صورتی برون اسکارن با ضخامت و پهنای بیشتر در داخل سنگ میزبان مرمری تشکیل شده و زون اصلی اسکارن به حساب می‌آید.

۴-۲-۱-۱ - اندواسکارن (درون اسکارن)

این زون در داخل توده نفوذی تشکیل شده و بافت اولیه خود را حفظ کرده است. در حقیقت تغییرات کانی‌شناسی در این زون شامل تغییراتی است که در توده نفوذی رخ می‌دهد. در داخل این زون در اندیس سم‌آهنی کانی‌های حاصل از اسکارن‌زایی مثل اسکاپولیت، ترمولیت-اکتینولیت، اپیدوت به همراه گارنت به صورت جانشینی و یا پراکنده در متن سنگ (کلسیت و کوارتز) دیده می‌شوند. در مقاطع میکروسکوپی گارنت‌ها که بر اساس مشخصات نوری از نوع گراسولار-آندرادیت هستند با برجستگی بالا و ایزوتروپی کامل، به صورت مجزا یا در کنار هم دیده می‌شوند. این گارنت‌ها در اثر ورود کلسیم از واحد کربناته حاصل شده‌اند (رابطه ۴-۱):



اندازه این گارنت‌ها نسب به گارنت‌های برون اسکارن کوچکتر است و بعضاً از داخل و حاشیه به اپیدوت، کلسیت و کوارتز تبدیل شده‌اند (شکل ۴-۱)



شکل ۴-۱) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده اسکارنی. تبدیل گارنت به کلسیت و کوارتز

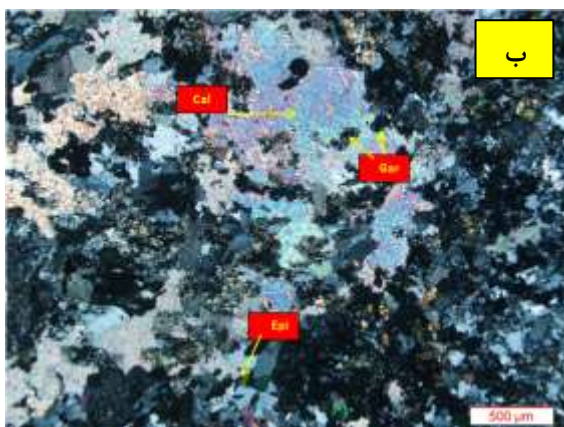
علاوه بر گارنت، آمفیبول (اکتینولیت) به صورت بلورهای سوزنی و دسته جارویی با چندرنگی سبز-زرد، پلاژیوکلاز، کوارتز، اپیدوت بصورت دانه‌های گرد و پراکنده بیوتیت، و همچنین اکسید آهن بصورت

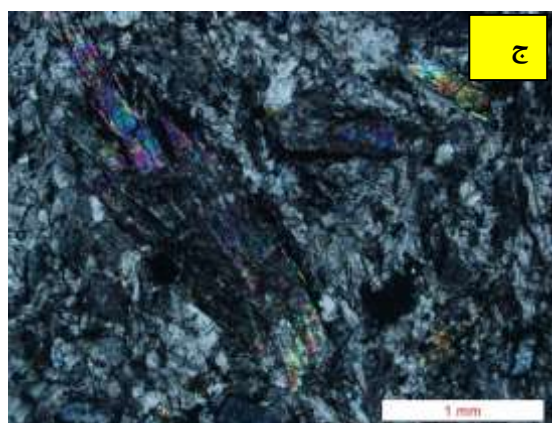
رگچه‌ای در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده گردید. اسکاپولیت نیز در مقاطع نازک به صورت بلورهای بی شکل، به رنگ سفید و با چند رنگی زرد خودنمایی می کند.

لازم به ذکر است که اپیدوت‌ها که به مقدار جزئی (۱۰٪) در زون اندواسکارن حضور دارد احتمالاً در اثر دگرسانی پسروده کانی‌های چون گارنت (طبق واکنش زیر) ایجاد شده‌اند (رابطه ۴-۲):



عدم وجود کانی پیروکسن نیز در زون اندواسکارن نشان می‌دهد که این کانی در طی دگرسانی پسروده (قهقرایی) به کانی‌های چون ترمولیت- اکتینولیت و اپیدوت تبدیل شده است (راب، ۲۰۰۵). بر اساس مطالعات میکروسکوپی، بافت بیشتر نمونه‌های سنگی برداشت شده از زون اندواسکارن گرانولار ریزدانه و پوئی‌کلستیک تشخیص داده شد. مطالعات کانی‌شناسی توسط محققین دیگر (مظاهری و همکاران، ۱۳۸۶ و طالع فاضل ۱۳۷۸) نیز بر روی سایر آنومالی‌های معدن سنگان نشان می‌دهد که زون اندواسکارن فقط در دو آنومالی غربی (آنومالی A) به طور محدود و در آنومالی D (دردوی) به صورت مشخص دیده می‌شود که شامل کانی‌هایی چون اسکاپولیت، کوارتز، پلاژیوکلاز، اسفن، اکتینولیت، کلسیت و مگنتیت است. این ترکیب کانی‌شناسی قابل مقایسه با مشخصات کانی‌شناختی اسکارن در رخدادهای معدنی سم آهنی است.





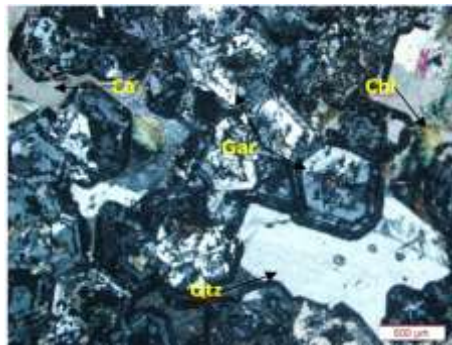
شکل ۴-۲) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده اسکارنی. الف و ب- بلورهای کلسیت، گارنت، اکتینولیت و کوارتز. گارنت با زون‌بندی مشخص به همراه اپیدوت و رگه کوارتز، ج- بلور کشیده اسکاپولیت مربوط به درون اسکارن

۴-۲-۱-۲-۴ - اگزواسکارن (برون اسکارن)

برون اسکارن که زون اصلی اسکارن به حساب می‌آید بین زون درون اسکارن و آهک‌های میزبان قرار گرفته‌است. براساس مشخصات کانی‌شناختی به چند زیر زون قابل تقسیم است: گارنت اسکارن در نزدیکی توده نفوذی، گارنت ولاستونیت اسکارن، اکتینولیت اسکارن و اپیدوت اسکارن در فواصل دورتر از مرز همبری. تشکیل اگزواسکارن در همبری سنگ میزبان آهکی (مرمری) به ورود سیالات غنی از Si-Al-Fe از توده نفوذی به داخل سنگ میزبان مربوط می‌باشد.

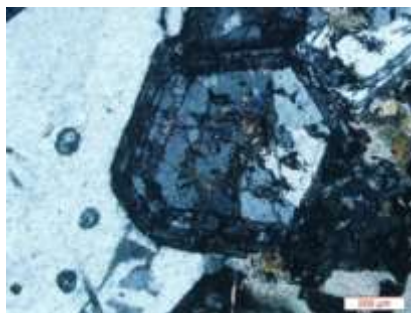
۴-۲-۱-۲-۴ - گارنت اسکارن

در مقاطع نازک تهیه شده از این توده، بلورهای درشت شکلدار یا بی شکل گارنت با بیشترین فراوانی (>۹۵%) و حالت منطقه‌بندی مشخص دیده می‌شوند. بر اساس مشخصات نوری و همچنین آنالیز EMPA، این گارنت‌ها عمدتاً از نوع گراسولار-آندرادیت (گرانیت با چیرگی نسبی آندرادیت) بوده و فراوانی آنها گاه تا حدی است که می‌توان سنگ را گارنتیت نامید. اندازه این گارنت‌ها از گارنت‌های زون برون اسکارن قدری بزرگتر است. فضای بین کانی‌های گارنت را غالباً کانی کلسیت و تا حدی کوارتز پر کرده‌است.



شکل ۴-۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده اسکارنی. گارنت زونینگ به همراه کلسیت و کوارتز و مقدار کمی کلریت، حالت XPL

گارنت‌های موجود در این زون نیز در اثر دگرسانی قهقرایی به کلسیت، کوارتز و تا حدی کلریت تبدیل شده‌اند. این دگرسانی‌ها معمولاً در حاشیه بلورهای گارنت، در داخل شکستگی‌ها و حتی در راستای زون‌های داخل بلوری صورت گرفته‌است. کلسیت و کوارتز همچنین به صورت رگه‌های مجرا و به صورت تأخیری در زون اسکارنی مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۵)



شکل ۴-۴) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده اسکارنی. الف: گارنت زون‌بندی شده که در داخل و یا در راستای زون‌ها بوسیله کلسیت، کوارتز و مقدار کمی اپیدوت پر شده است. حالت XPL



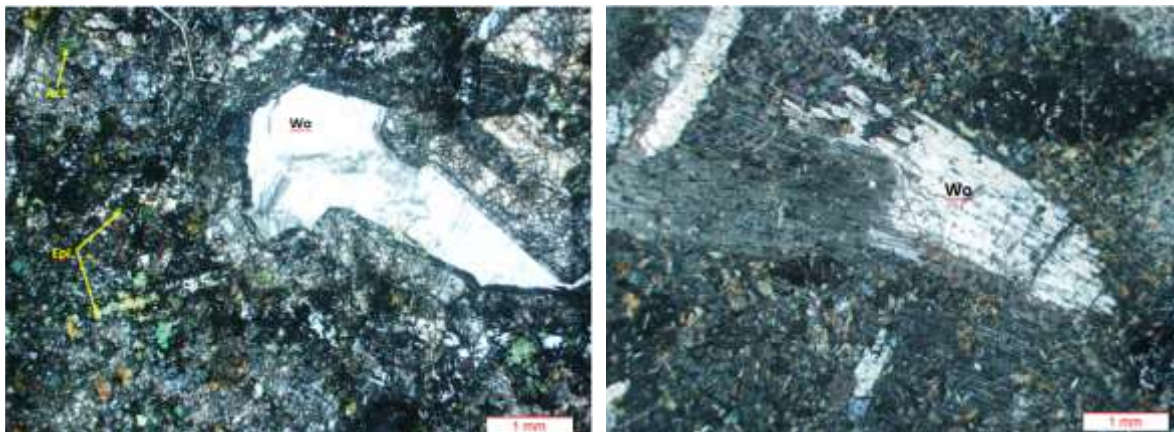
شکل ۴-۵) رگه‌های کلسیت و کوارتز در زون اسکارنی

۲-۲-۱-۲-۴ - گارنت - ولاستونیت اسکارن

این سنگ‌ها در فاصله دورتری نسبت به سنگ میزبان و توده نفوذی قرار دارند. بلورهای گارنت سبزرنگ به همراه بلورهای کشیده ولاستونیت و به حالت دسته جارویی قابل تشخیص هستند. کانی‌های موجود در این سنگ شامل گارنت، ولاستونیت، کلسیت، کوارتز و مقدار کمی اکتینولیت و اپیدوت است. بافت غالب این سنگ‌ها گرانولار است. بلورهای ولاستونیت حدود ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. اندازه این بلورها در مقاطع نازک بین ۰.۱ تا ۱ میلی‌متر است. این بلورها غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و بیشتر به صورت سوزنی، شاخه‌ای و با بیرفرنژانس ضعیف دیده می‌شوند. بر اساس نظر اینودی (۱۹۸۲) ولاستونیت مربوط به برون‌اسکارن در اسکارن آهن کلسیمی است. لازم به ذکر است که ولاستونیت بیشتر در زون‌های دگرگونی مجاورتی در آهک‌های حاوی سیلیس و در درجه حرارت بالای ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل می‌شود (رابطه ۳-۴):



انحلال سنگ میزبان آهکی و خروج گاز CO_2 از سیستم باعث تشکیل حفرات و خلل و فرج فراوانی در آن شده است که به عنوان مکان مناسبی برای کانه‌زایی آهن در مراحل بعد عمل نموده است (شکل ۷-۴).



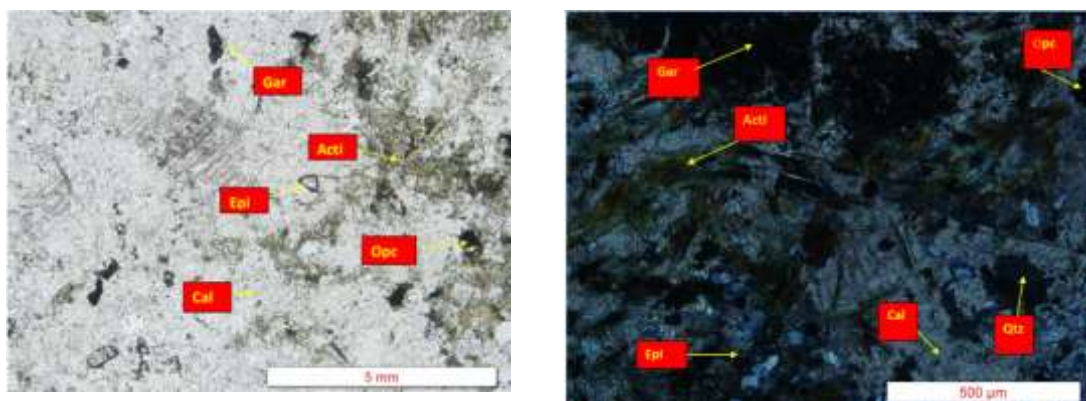
شکل ۴-۶) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده اسکارنی الف) بلورهای کشیده و دسته جارویی ولاستونیت درون اسکارن. XPL. ب) بلور شکل‌دار ولاستونیت به همراه اپیدوت، اکتینولیت، زمینه گارنت (حالت XPL)



شکل ۷-۴) انحلال سنگ میزبان آهکی و ایجاد کانه‌زایی آهن

۴-۲-۱-۲-۳- اکتینولیت اسکارن

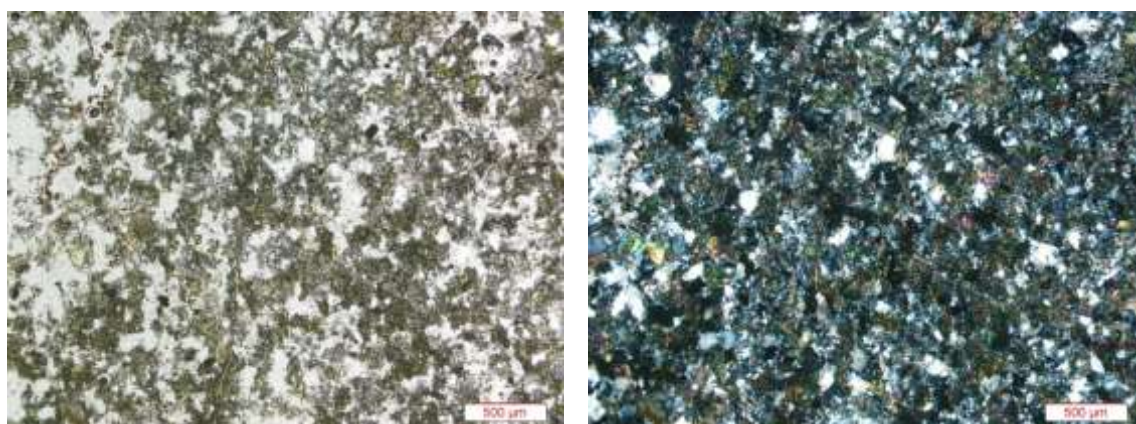
این توده که بین تودهء گارنت اسکارن و سنگ مرمر میزبان واقع شده است از کانی‌هایی همچون آمفیبول (ترمولیت، اکتینولیت)، اپیدوت و کلسیت، کوارتز، گارنت و کانی‌های اپاک (اکسیدهای آهن) تشکیل شده است. بافت این سنگ‌ها گرانولار است. آمفیبول حدود ۵ تا ۱۰ درصد، حدود ۵ درصد کوارتز، کانی‌های اپاک و اپیدوت کمتر از یک درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. زمینه سنگ کلسیت است. گارنت به اپیدوت دگرسا شده است (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۸ (تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به توده اسکارنی. الف و ب) تصویر میکروسکوپی مربوط به آمفیبول اسکارن، زمینه سنگ کلسیت (حالت XPL)

۴-۲-۱-۲-۴- اپیدوت-کلریت اسکارن

این زون که در فاصله دورتری نسبت به سایر زون‌های اسکارنی قرار دارد شامل اپیدوت (۵۰ تا ۶۰ درصد)، کلریت، کوارتز و کلسیت است. بافت این سنگ‌ها گرانولار بوده و در آن اپیدوت‌ها از دگرسانی پسروده گارنت‌های گرسولار ایجاد شده‌اند (طبق رابطه ۴-۲). حضور اپیدوت به صورت یک زون مستقل در اسکارن‌ها نشان‌دهنده کاهش دما و افزایش فوگاسیته اکسیژن است. در فوگاسیته‌های پایین اکسیژن، اپیدوت در حضور کوارتز پایدار است.



شکل ۴-۹) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به زون اپیدوت اسکارنی (الف) در حالت XPL و (ب) در حالت PPL.

۴-۲-۲ - کانه اسکارنی

در رخداد معدنی سم آهنی کانه‌زایی آهن بخشی از زون اگزواسکارنی است. ماده معدنی در این اندیس بیشتر بصورت هماتیت و به شکل توده‌های کوچک و رگه‌های پراکنده درون آهک‌ها رخنمون دارد (شکل ۴-۱۰). گسترش و ضخامت این توده‌ها متغیر است. مگنتیت، هماتیت، گوتیت و هیدروکسیدهای آهن و منگنز به همراه هم وجود دارند. براساس مطالعات میکروسکوپی انجام شده کانی‌های اصلی سازنده کانسنگ هماتیت و مگنتیت هستند. در مقاطع صیقلی تهیه شده هماتیت کانی اصلی ذخیره است که با آنیزوتروپی آبی رنگ خودنمایی می‌کند. گوتیت نیز بعد از هماتیت فراوانی دارد که مشخصه‌ی آن داشتن بافت‌های مختلف جانشینی، اسکلتی، گل کلمی است. گوتیت در حقیقت حاصل اکسیداسیون هماتیت است. در سطح نمونه‌ها، بافت گل کلمی و همچنین جانشینی بین بلورهای کلسیت دیده می‌شود. در مقاطع صیقلی مربوط به کانسنگ، علاوه بر اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن، کانی پیرولوزیت نیز به صورت بلورهای سفید و کشیده در بین کانی‌های گانگ مشاهده می‌شود. مقادیر جزئی پیریت نیز در مقاطع مشاهده شده است. شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهند که حتی بعد از تشکیل ماده معدنی فعالیت‌های تکتونیکی همچنان ادامه داشته است که از آن جمله می‌توان به حضور کلسیت

در بین مواد معدنی برشی شده اشاره نمود (شکل ۴-۱۱). کانسنگ اکثراً تحت تأثیر هوازدگی قرار گرفته و به گوتیت، لیمونیت و در مواردی حتی به گل اخرا تبدیل شده است. هماتیت با بافت گل کلمی قابل روئیت است (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۰ پراکندگی آهن در آهک بصورت رگه و لنزهای کوچک



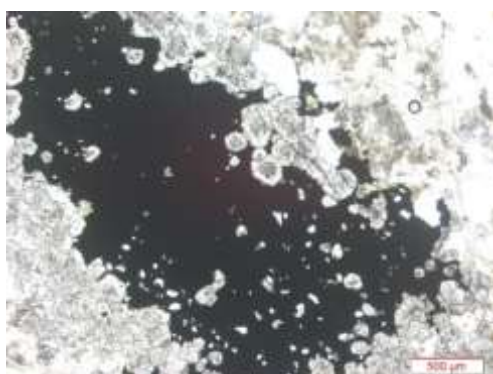
شکل ۴-۱۱ تبلور تأخیری کلسیت درون کانسنگ گوتیتی شده



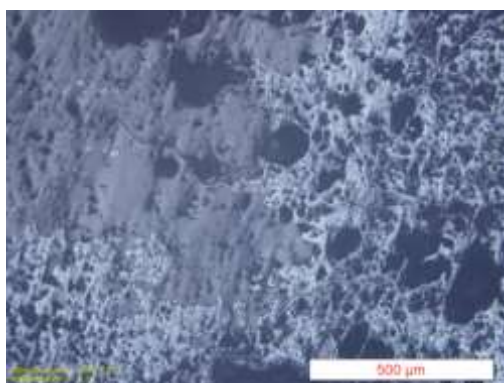
شکل ۴-۱۲ هماتیت با بافت گل کلمی

۴-۲-۱ - مگنتیت

در مقاطع صیقلی تهیه شده، مگنتیت با رنگ سفید مایل به خاکستری و ایزوتروپی کامل مشخص می‌شود. بافت این کانی غالباً جانشینی است. هوازگی در منطقه باعث مارتیتی شدن مگنتیت (مارتیتی شدن نوع خاصی از پدیده جانشینی است که در طی آن مگنتیت در امتداد سطوح ۱۱۱ توسط هماتیت جانشین می‌شود. شهاب‌پور، ۱۳۸۰) و نیز تبدیل آن به هیدروکسیدهای آهن از جمله لیمونیت و گوتیت شده است. هماتیت با رنگ روشنتری نسبت به مگنتیت و آنیزوتروپی، مشخص می‌شود. علاوه بر این‌ها، مگنتیت در بین بلورهای گارنت (مربوط بخش گارنت اسکارن) نیز مشاهده می‌شود که در آن ظاهراً گارنت‌های زون‌دار در حال تبدیل شدن به مگنتیت هستند. (جانشینی گارنت بوسیله مگنتیت شکل ۴-۱۳)



شکل ۴-۱۳) تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده مربوط به کانه اسکارن. جانشینی گارنت آندرادیت توسط مگنتیت



شکل ۴-۱۴) تصویر میکروسکوپی از مقاطع صیقلی تهیه شده مربوط به کانسنگ. مارتیتی شدن و تبدیل مگنتیت به هماتیت، حالت XPL

۴-۲-۲-۲ - هماتیت

دومین و بیشترین کانی معدنی در منطقه سم آهنی هماتیت است. برای تشکیل هماتیت در قسمت‌های سطحی کانسار حضور اکسیژن با فوگاسیته‌ی بالا نیاز است و آب‌های سطحی می‌توانند از محتمل‌ترین منابع تأمین این اکسیژن باشند (هاینس و همکاران^۱، ۱۹۹۵). تمامی کانسنگ‌های موجود در منطقه‌ی سم آهنی به مجموعه اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند و هماتیته‌ی شدن بیشترین سهم را در این تحولات دارد. هماتیت در نمونه‌های دستی با عدم جذب توسط آهن‌ربا مشخص می‌شود.

در مقاطع میکروسکوپی، هماتیت با اشکال تیغه‌ای شکل و رنگ خاکستری روشن و بافت گل کلمی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۵).

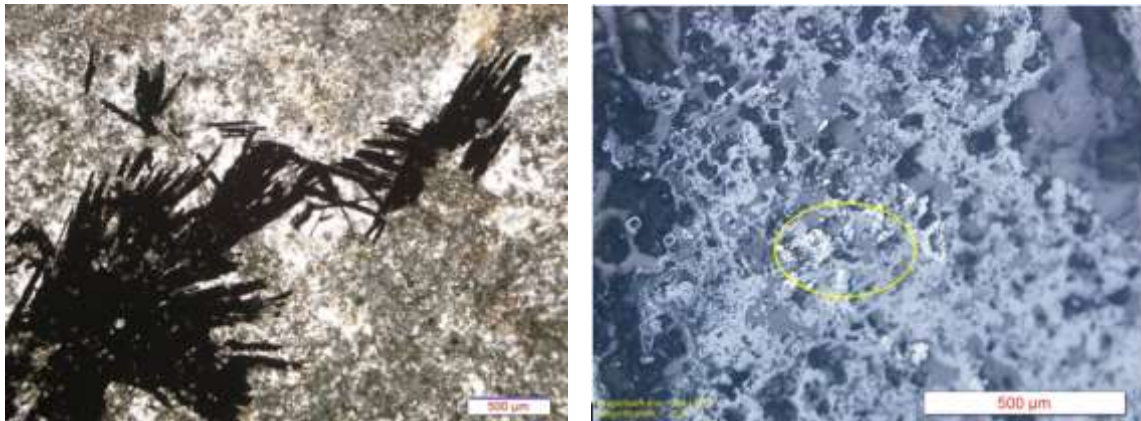
برطبق گفته‌ی کاهنی (۱۳۸۶)، هماتیت در آنومالی C شمالی کانسار سنگان در دو نسل قابل بررسی است:

۱- هماتیت‌های حاصل از هوازدگی مگنتیت که در نمونه‌های سطحی به مقادیر زیادی قابل مشاهده است.

۲- هماتیت‌های حاصل از محلول‌های گرمابی تأخیری که در شرایط اکسیدان تشکیل شده‌اند، این هماتیت‌ها به صورت رگچه‌ای هستند.

در سم آهنی رگچه‌های اولیژیست هم مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۵). اولیژیست در نمونه‌های دستی جلای بسیار درخشانی دارد. بر اساس اینودی (۱۹۸۱) این رگچه‌های اولیژیست نشان‌دهنده فاز نهایی گرمابی است.

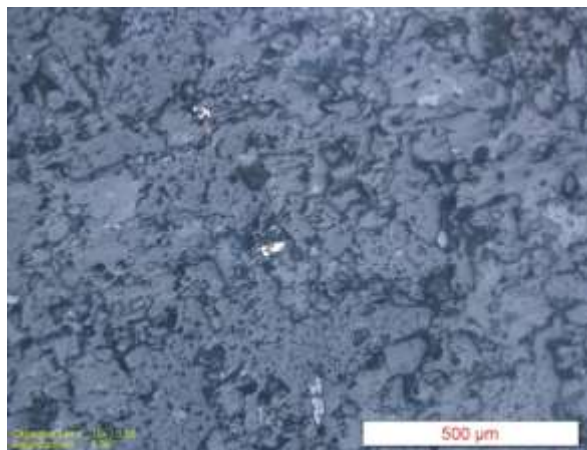
¹ - Haynes et al.



شکل ۴-۱۵) تصویر میکروسکوپی از مقطع صیقلی تهیه شده مربوط به کانسنگ. بافت گل کلمی هماتیت به همراه پیریت (دایره نشان دهنده پیریت)، حالت XPL، رگچه‌های اولیژیست در مقطع نازک. حالت PPL

۴-۲-۳- پیریت

از جمله گسترده‌ترین و فراوان‌ترین کانی‌های سولفیدی در پوسته‌ی زمین پیریت می‌باشد. براساس نس^۱ (۲۰۰۰)، پیریت معمولاً به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن دگرسان می‌شود. در مقاطع نازک و صیقلی تهیه شده مقادیر بسیار جزئی پیریت مشاهده شده است. مقدار بسیار کم گوگرد باقی مانده در سیال با آهن واکنش داده و پیریت متبلور گشته است.



شکل ۴-۱۶) تصویر میکروسکوپی از مقاطع صیقلی تهیه شده مربوط به کانسنگ. پیریت درون کانسنگ، حالت XPL

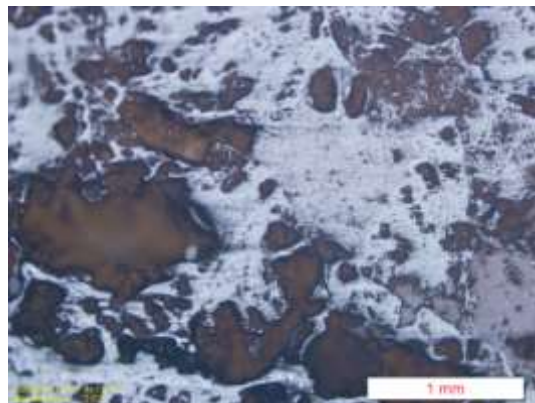
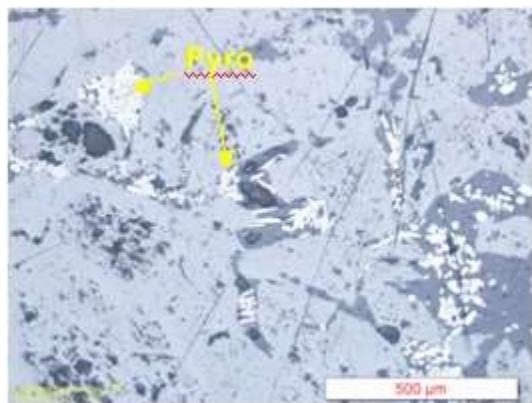
¹ Nesse

۴-۲-۲-۴ - لیمونیت، گوتیت و پیرولولزیت

لیمونیت، اکسید آهن آب دار به رنگ زرد مایل به قهوه‌ای است که در بخش‌های سطحی کانسار دیده می‌شود. بر اثر انحلال و اکسیداسیون سطحی، کانی‌های سولفیدی دچار انحلال شده و یون گوگرد از آنها خارج می‌شود و هیدروکسیدهای آهن برجای می‌ماند. اکسیدهای آهن همچون لیمونیت و گوتیت در نمونه‌های این منطقه به وفور یافت شده که شاهدهی بر وجود هوازدگی شدید ماده معدنی است. همچنین در بعضی مقاطع پیرولولزیت نیز مشاهده می‌شود (شکل‌های ۴-۱۷ و ۴-۱۸). معمولاً سیالات حاوی اکسید آهن و منگنز به سمت سطح زمین حرکت می‌کنند و توده‌های غنی از اکسید آهن و منگنز را تشکیل می‌دهند که دارای تنوع بافتی زیبا شامل گل کلمی، جانشینی و رگه‌ای می‌باشد.



شکل ۴-۱۷) لیمونیتی شدن نمونه‌های معدنی در منطقه سم آهنی



شکل ۴-۱۸) تصویر میکروسکوپی از مقاطع صیقلی تهیه شده مربوط به کانسنگ. تبدیل هماتیت به گوتیت در مقاطع صیقلی، حالت XPL، حضور پیرولولزیت درون هماتیت، حالت XPL

با توجه به قرارگیری ماده‌ی معدنی در سنگ کربناتی میزبان و همچنین وجود رگه‌هایی از مگنتیت در داخل زون گارنت اسکارنی می‌توان نتیجه گرفت که کانه‌زایی بخشی از اگزواسکارنی محسوب می‌شود. در نهایت براساس شواهد کانی‌شناسی توالی پاراژنزی سم‌آهنی در رخداد سم‌آهنی به صورت زیر است (شکل ۴-۳۰).

۴-۲-۳ - ژئوشیمی توده اسکارنی

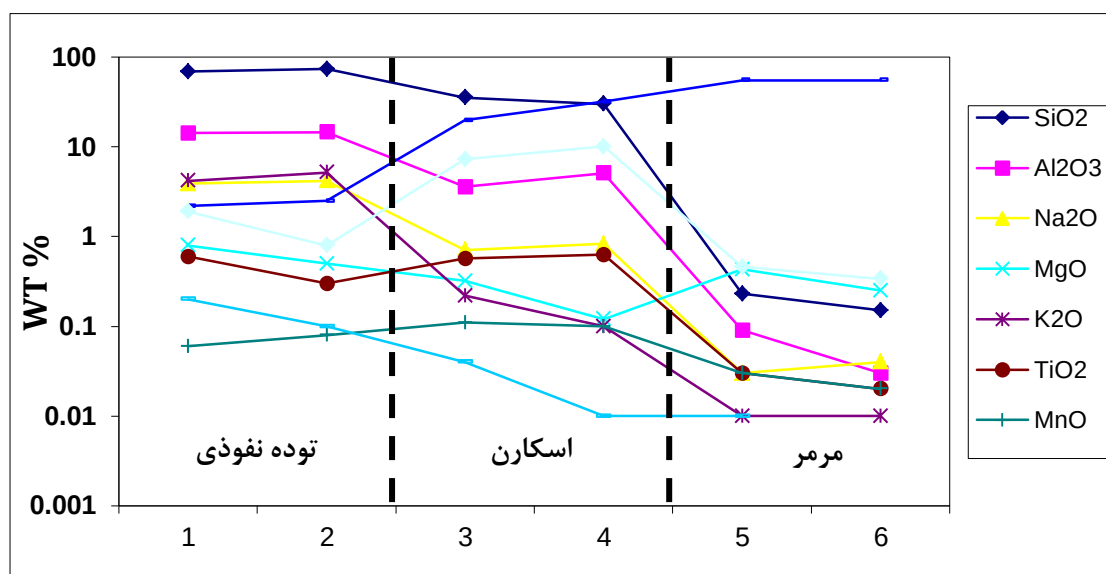
در حین فرایند متاسوماتیسم بیشتر عناصر (بویژه عناصر متحرک از نظر ژئوشیمیایی) دچار انتقال یا مبادله می‌شوند. بررسی و تحلیل تغییرات عناصر در حین فرایند اسکارنی شدن می‌تواند در تشخیص حد و مرز توده نفوذی و سنگ میزبان و تعیین روند تغییرات ترکیب سیال هیدروترمال در حین فرایند متاسوماتیسم کمک شایانی باشد.

در جدول (۴-۲) درصد اکسیدهای اصلی و غلظت برخی عناصر کمیاب در بخش اسکارنی برای سه نمونه سنگی آورده شده است. همچنین به منظور بررسی تغییرات غلظت احتمالی این عناصر در حین فرایند متاسوماتیسم، غلظت آنها در بخش مرمری و توده نفوذی نیز آورده شده است.

همانطور که از شکل (۴-۱۹) نمودار تغییرات میزان اکسیدهای اصلی بین توده نفوذی، اسکارنی و مرمر مشخص است از میزان اکسیدهای اصلی چون SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 , K_2O , P_2O_5 از توده نفوذی به طرف سنگ میزبان مرمری به طور سیستماتیک کاسته می‌شود. علت این کاهش، مصرف عناصر اصلی این اکسیدها در تشکیل کانی‌های کالک-سیلیکاته (مانند گارنت، اپیدوت...) و دگرسانی کانی‌های اولیه آذرین (مانند فلدسپات، بیوتیت) در حین فرایند متاسوماتیسم و اسکارنی‌زایی است. در مورد اکسید عناصر قلیایی اگر چه غلظت آنها در زون اسکارنی نسبت به توده نفوذی کاهش می‌یابد ولی در بخش نزدیک به توده نفوذی (Proximal skarn) میزان K_2O و Na_2O است بیشتر از بخش نزدیک به سنگ میزبان مرمری (Distal Skarn) دلیل احتمالی آن تبدیل فلدسپات به کانی‌های مانند اسکاپولیت در زون اسکارنی است.

جدول ۴-۲) درصد اکسیدهای اصلی عناصر کمیاب در بخش‌های مختلف منطقه سم‌آهنی

Sample	Granit1	Granit2	Skarn1	Skarn2	Marble1	Marble2
SiO₂	69.1	74.1	55.69	60.1	0.23	0.15
Wt%						
Al₂O₃	14.3	14.7	3.58	5.1	0.09	0.03
Na₂O	3.9	4.2	0.71	0.83	0.03	0.04
MgO	0.8	0.5	0.32	0.12	0.43	0.25
K₂O	4	5.2	0.22	0.1	0.01	0.01
TiO₂	0.6	0.3	5.7	0.63	0.03	0.02
MnO	0	.08	0.11	0.10	0.03	0.02
CaO	2.2	2.5	19.9	32.1	55.4	55.5
P₂O₅	0.2	0.1	0.04	0.01	0.01	0
Fe₂O₃	1.9	0.8	7.29	10.12	0.46	0.34
ppm						
Ba	1000.5	1109	104	110	0	0
Ni	13	28.5	60	47	36	46
Cu	29.1	15.5	9	12	0	25
Zr	230	260	2170	2200	21	11
Rb	1342	1560	25	32	24	13
Sr	350	383	211	198	249	268



شکل ۴-۱۹) نمودار تغییرات میزان اکسیدهای اصلی بین توده نفوذی، اسکارن و مرمر

بر خلاف اکسیدهای مورد اشاره در بالا، غلظت اکسید کلسیم به طرف سنگ میزبان مرمری افزایش می‌یابد که طبعاً نشان‌دهنده آن است که منشاء کلسیم، سنگ دیواره اهکی است. لنتز^۱ (۲۰۰۵). محاسبات موازنه جرمی نشان داد که در حین تشکیل اسکارن تقریباً یک متر مکعب سنگ آهک، ۴۶۰ کیلوگرم اکسید کلسیم و ۱۱۹۰ کیلوگرم CO₂ خود را از دست می‌دهد و بدین علت میزان اکسید کلسیم در سنگ آهک بیشتر از اسکارن و در اسکارن بیشتر از توده نفوذی است. درصد اکسید منیزیم نیز در دو بخش اسکارن و توده نفوذی تقریباً ثابت است که این امر نشان می‌دهد Mg نقشی در تشکیل کانی‌های کالک سیلیکاته نداشته است چرا که اساساً تحرک پذیری Mg در سیستم‌های با اکتیویته بالای SiO₂ پایین است (عدم وجود کانی‌های منیزیم‌دار مانند فلوگوپیت مؤید این مسئله است).

در میان داده‌های ژئوشیمیایی بدست آمده نکته حائز اهمیت در مورد اکسیدهای آهن (Fe₂O₃) و اکسید منگنز (MnO) و تا حدی اکسید تیتانیوم (TiO₂) دیده می‌شود که غلظت آنها در بخش اسکارنی نسبت به سنگ میزبان و توده نفوذی افزایش یافته است. این تغییرات به طور کلی نشان می‌دهد که اولاً منشأ این عناصر توده نفوذی است و ثانیاً در حین فرایند متاسیوماتیسم و اسکارنی شدن، دست کم بخشی از کانی‌های آهن‌دار (آندرادیت) و کانسنگی (مگنتیت) در بخش اسکارنی تغلیظ شده‌اند. رابطه خطی منفی بین SiO₂ و Fe₂O₃ مؤید تشکیل کانی‌های غنی از آهن در حین مرحله پیشرونده اسکارن‌زایی است. غنی‌شدگی تیتانیوم در بخش اسکارنی نیز به حضور آن در کانی‌های چون اپیدوت و اکتینولیت مربوط می‌باشد (بایان^۲، ۱۹۸۴).

بر اساس آنالیزهای ژئوشیمیایی و بر اساس نمودار اینودی (۱۹۸۲) همچنین مشخص شد که اسکارن سم‌آهنی از نوع کلسیک است و این اسکارن‌ها نیز نسبت به اسکارن‌های منیزیمی پتانسیل بیشتری برای کانه‌زایی آهن دارند (ایوانز، ۱۹۹۳). از نظر عناصر کمیاب نیز بین سه بخش اسکارنی، توده

^۱ -Lentze

^۲ - Bayhan

نفوذی و سنگ میزبان تفاوت وجود دارد به طوری که میزان عناصری چون Sr، Rb و Ba در بخش اسکارنی به طور محسوسی پایین تر از دو بخش دیگر است (باریوم بیشترین کاهش را نشان می دهد). علت کاهش Sr در بخش اسکارنی جدایش این عنصر از Ca در حین تشکیل اسکارن است، چرا که استرانسیوم احتمالاً در ساختار گارنت ها و اپیدوت ها به وسیله کلسیم جایگزین شده است. Rb نیز به علت داشتن شعاع یونی مشابه با پتاسیم تغییرات مشابهی با K_2O نشان می دهد به طوری که در توده نفوذی میزان آن بالا و در زون اسکارنی از میزان آن کاسته می شود. Ba که از توده نفوذی به طرف سنگ میزان کربناته بیشترین افت غلظت را نشان می دهد. به طور کلی بر اساس داده ژئوشیمیایی و پروفیل تغییرات عناصر اصلی و کمیاب می توان نتیجه گرفت که عناصری مانند Si، Al، K، Mn، Fe، Zr از توده نفوذی به سنگ میزبان آهکی (البته با فرض خالص بودن آن) در حین فرایند بای متاسوماتیسم افزوده شده اند (gain) و در مقابل مؤلفه های مانند کلسیم و CO_2 و Sr از سیستم خارج شده اند (Loss). چنین نتیجه گیری با یافته های سایر محققان در مورد سیستم های اسکارنی همخوانی دارد (برای مثال Kwak, 1978, Mazaheri 1996).

۳-۴ - مطالعه زون بندی در بلورهای گارنت

گارنت ها گروه مهمی از کانی های ارتوسیلیکاته هستند که در محیط های گوناگون زمین شناسی مشاهده می شوند. ساختار بلور گارنت همیشه به عنوان یک مجموعه شیمیایی با اهمیت تلقی شده است. با توجه به نوع سنگ دربرگیرنده، ترکیب زمینه، مجموعه کانی های پیرامون و شرایط دما فشار عناصر مختلفی در ترکیب این کانی شرکت کرده و در نتیجه انواع کانی گارنت را ایجاد می کند. بلورهای گارنت (بویژه مگاکریست های آن) منطقه بندی یا زونینگ نشان می دهند. این منطقه بندی بیانگر عدم تعادل و تغییرات ترکیب فاز سیال در حین رشد کانی است (کیبون و کوک^۱، ۲۰۰۴). در سنگ های دگرگونی با مطالعه زون بندی بلورهای گارنت می توان به اطلاعاتی در مورد تغییر شرایط

¹ - Ciboanu and Cook

فیزیکی، همچون دما و فشار در طول مدت تحولات دگرگونی دست یافت (دیزل و همکاران^۱، ۲۰۰۹). در اسکارنها، منطقه‌بندی در بلورهای گارنت نشان‌دهنده تغییر در شیمی گارنت، و تغییر در فازهای محل تبلور آنهاست (دیزل و همکاران، ۲۰۰۹).

در گارنت‌های زونه ترکیب شیمیایی معمولاً از حاشیه تا مرکز تغییر می‌کند. این تغییرات شامل تغییر در عناصری همچون سیلیسیم، آلومینیوم، آهن، منیزیم و کلسیم است. در بیشتر سیستم‌های اسکارنی، ترکیب گارنت‌های پیشرونده‌ی پیشین غنی از Al است و گارنت‌های بعدی یا پسروده غنی از Fe هستند. نکته‌ی قابل توجه رابطه‌ی بین همسانگردی و نسبت $Fe/Fe+Al$ است. به طوری که معمولاً گارنت‌های آندرادیتی ($Ad > 90$) همسانگردند در حالی که گراندیت‌های حدواسط ناهمسانگرد هستند. گارنت‌های ناهمسانگرد دارای گستره‌ی ترکیبی گسترده‌ای هستند که می‌تواند نشان‌دهنده‌ی ناهمگنی عناصر اصلی پروتولیت باشد.

همچنین بررسی‌های انجام شده روی همیافتی کانی‌ها و میانبرهای سیال در گارنت‌های با منطقه‌بندی نوسانی در اسکارنها نشان داده است که دمای تشکیل مرکز هسته و حاشیه‌ی بلور گارنت شبیه به یکدیگرند، لذا دما نمی‌تواند تنها عامل ایجاد چنین پدیده‌ای هنگام رشد گارنت‌ها باشد (موریموتو و همکاران^۲، ۱۹۸۹). از این رو روندهای منطقه‌بندی در گارنت‌ها می‌تواند در نتیجه تغییرات ترکیبی سیال گرمابی زمان رشد گارنت و یا در نتیجه‌ی فرایندهای متقابل گارنت-سیال رخ دهد (جامویت و همکاران^۳، ۱۹۹۳).

نتایج آنالیز ماکروپروب (EPMA) بر روی برخی بلورهای گارنت در نمونه‌های اسکارنی اندیس معدنی سم‌آهنی در جدول (۳-۴) آورده شده است. در شکل ۴-۲۰ نیز تصویر BSE (Back-scattered electron imaging) دو نمونه گارنت و جهت آنالیز نقطه‌ای بر روی آنها نشان داده شده است.

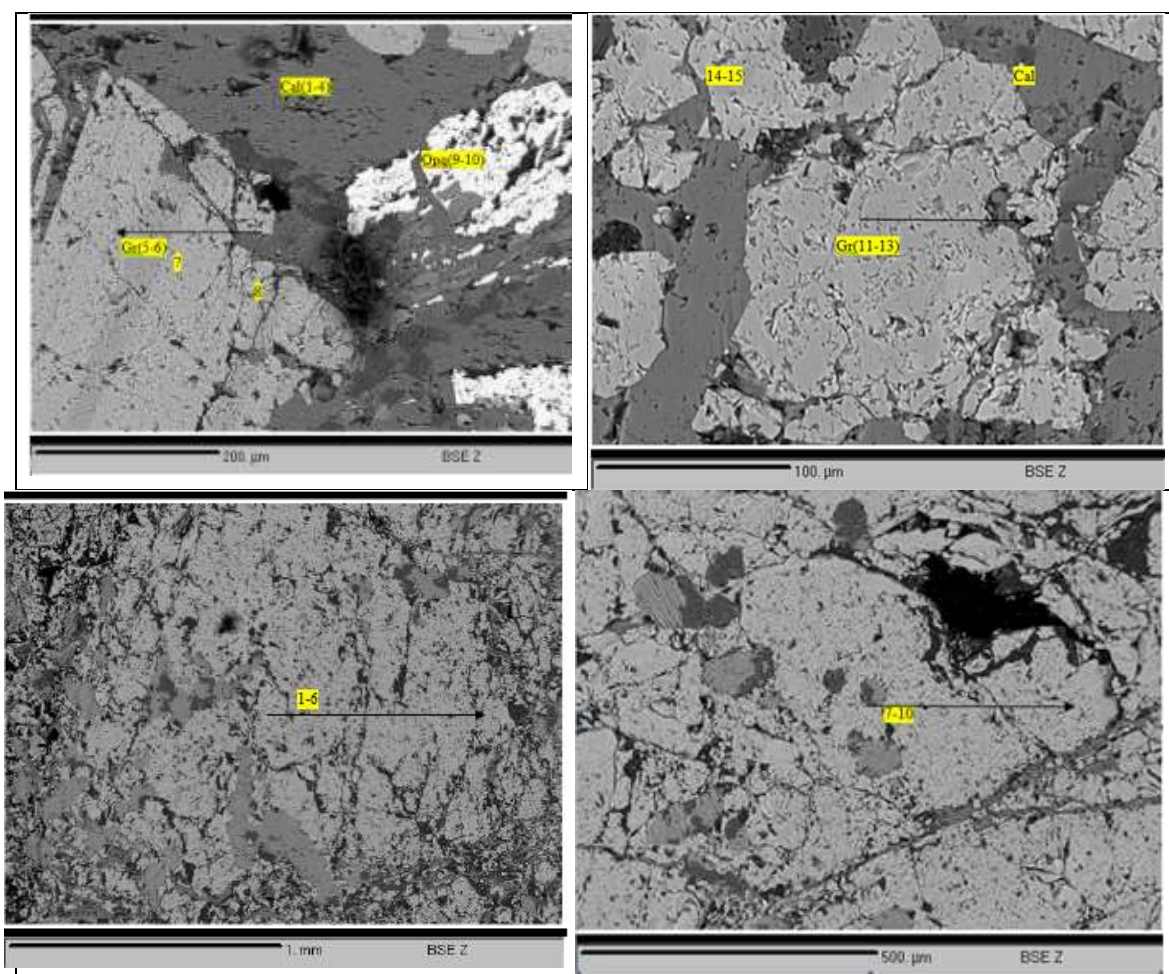
^۱ - Dziggel et al.

^۲ - Morimoto et al., 1989

^۳ - Jamtveit et al., 1993

جدول ۳-۴ نتایج آنالیز نقطه ای (EPMA) بر روی نمونه های گارنت مورد مطالعه (بر پایه ۲۴ اکسیژن)

Sample	Formula	MgO	CaO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Total
SA-13	1 / 1	0	33.79	0.23	24.28	3.75	0.02	36.78	0.39	99.24
	2 / 1	0.02	33.32	0.27	24.73	3.14	0	36.37	0.29	98.14
	3 / 1	0	33.52	0.24	23.78	3.78	0	36.63	0.25	98.2
	4 / 1	0	33.37	0.22	24.47	3.43	0.01	36.78	0	98.28
	5 / 1	0	33.42	0.23	24.22	4.87	0	35.95	0.27	98.96
	6 / 1	0	33.23	0.25	23.64	4.84	0	35.72	0.49	98.17
	7 / 1	0	33.44	0.22	25.87	2.51	0	36.43	0.24	98.71
	8 / 1	0	33.54	0.21	25.54	2.78	0	36.47	0.26	98.8
	9 / 1	0	33.33	0.24	24.64	3.27	0	36.29	0.54	98.31
	10 / 1	0	33.32	0.25	25.53	2.73	0	36.54	0.31	98.68
SA-11	1 / 1	0.11	52.88	0.13	0.22	0.02	0.02	0	0.35	53.73
	2 / 1	0.04	53.05	0.12	0.26	0.02	0	0	0	53.49
	3 / 1	0	58.52	0.16	0.35	0.02	0	0	0	59.05
	4 / 1	0.1	55.51	0.13	0.29	0.02	0	0.02	0	56.07
	5 / 1	0	32.73	0.29	20.81	7.51	0	36.39	0.55	98.28
	6 / 1	0.06	31.97	0.3	21.42	8.13	0	35.94	0.46	98.28
	7 / 1	0	30.62	0.21	27.41	6.29	0.02	34.35	0	98.9
	8 / 1	0.06	30.76	0.29	20.94	7.88	0.02	38.24	0.22	98.41
	9 / 1	0	0	0.02	90.77	2.66	0	0	0.04	93.49
	10 / 1	0.09	0	0.04	82.52	9.31	0	0.41	0.02	92.39
	11 / 1	0.03	30.34	0.3	21.88	7.84	0.01	38.86	0.19	99.45
	12 / 1	0.01	30.18	0.24	24.02	6.8	0.01	38.44	0.88	100.58
	13 / 1	0.03	30.63	0.35	19.81	7.3	0	40.24	0.93	99.29
	14 / 1	0	32.93	0.33	20.53	6.94	0	38.05	0.16	98.94
	15 / 1	0	33.66	0.3	20.43	6.38	0	37.74	0.06	98.57



شکل ۴-۲۰) تصاویر BES مربوط به دو نمونه‌ی گارنت‌دار SA-11 و SA-13 از منطقه‌ی سم‌آهنی

با توجه به پراکندگی نقاط آنالیز، نمی‌توان تغییرات ترکیبی را در بلورهای گارنت مشخص کرد لذا بر اساس نمودار تغییرات فراوانی آندرادیت و گراسولار در دو نمونه گارنت (شکل ۴-۲۱) مشاهده می‌شود که با افزایش مقدار آندرادیت در گارنت، از مقدار گراسولار کاسته می‌شود. مقدار آندرادیت در نمونه‌ها بین ۴۰ تا ۸۶ و میزان گراسولار بین ۱۲ تا ۴۰ درصد در تغییر است. همان‌طور که مشاهده می‌شود بیشترین درصد مولی در گارنت‌ها متعلق به آندرادیت است.

نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به نقاط آنالیز شده برای نمونه‌های مورد مطالعه در شکل‌های ۴-۲۳ و ۴-۲۴ آورده شده است. بر اساس این نمودارها در نمونه SA11 روند تغییرات درصد وزنی اکسیدهای SiO_2 ، Al_2O_3 و CaO از مرکز به حاشیه شبیه یکدیگر است. و در مقابل روند تغییرات آهن

از مرکز به حاشیه عکس آنها است. در نمونه SA13 نیز روند کلی تغییرات آهن و کلسیم تا حد زیادی مشابه ولی عکس روند تغییرات آلومینیوم است.

این مطالب بیانگر آن است که منطقه بندی از مرکز تا حاشیه بلور در ترکیب دو عضو انتهایی گراسولار و آندرادیت در سری محلول جامد گراندیت تغییر می کند ولیکن در هر دو نمونه در حاشیه ی گارنت، آهن یا عضو انتهایی آندرادیت بالاتر از آلومینیوم یا عضو انتهایی گراسولار است. با توجه به شکل ۴-۲۳ مشخص است که در نمونه SA11 هر جا از میزان Al_2O_3 کاسته شده بر میزان FeO افزوده شده است و بر عکس به عبارت بهتر نسبت Fe/Al از مرکز به حاشیه تغییر می کند. در اسکارن هایی که حاوی کانه زایی آهن هستند، طبعاً عضو آندرادیت بر عضو گراسولار چیرگی دارد (وجود مگنتیت به صورت پرکننده فضای خالی در بین بلورهای گارنت این مسئله را تایید می کند). در میان اکسیدهای دیگر MgO ، MnO و Cr_2O_3 نوسانات زیادی از مرکز به حاشیه نشان می دهند. غلظت منیزیم و کروم در هر دو نمونه گارنت مورد مطالعه بسیار پایین است که نشان دهنده درصد کم یا فقدان گارنت های نوع پیروپ و اوورایت در اسکارن سم آهنی است.

نتایج آنالیزهای میکروپروپ گارنت های توده ی اسکارنی سم آهنی بر روی نمودار مثلثی گروسولار آندرادیت - اسپسارتین مینرت (۱۹۹۲) (شکل ۴-۲۲) نشان داد که محتوای منگنز و کروم این کانی ها بسیار ناچیز بوده و از نظر ترکیب کانی شناسی در دو قطب متفاوت آندرادیت و گروسولار ($Ca_6Fe_3Al_{0.5}Si_6O_{24}$ - $Ca_6FeAl_3Si_6O_{24}$) قرار می گیرند. بیشتر نمونه ها به قطب آندرادیت تمایل دارند (An_{55} - An_{95}).

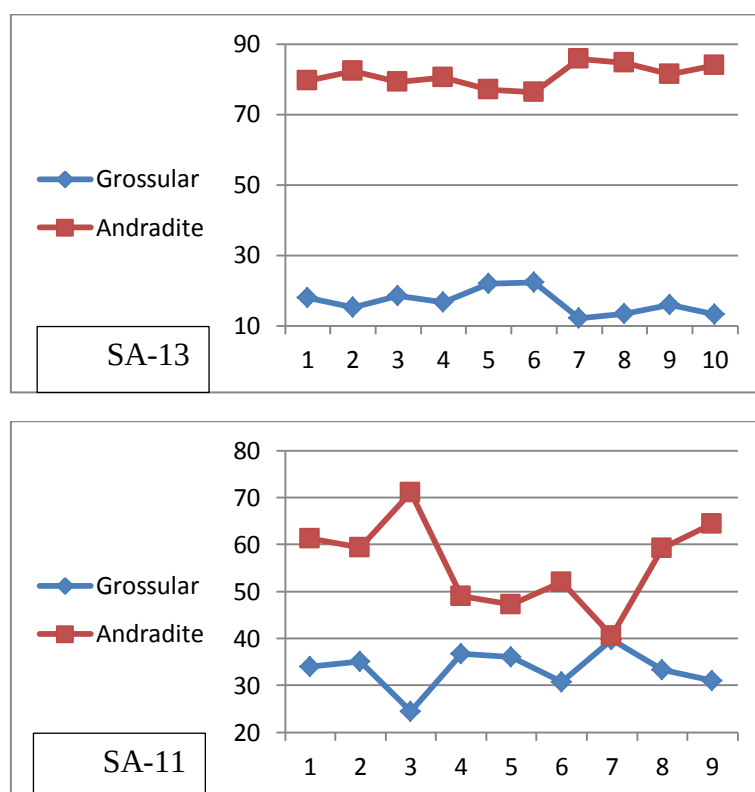
بر اساس نمودار مینرت (۱۹۹۲)، در اسکارن های مس ترکیب گارنت، آندرادیت می باشد؛ ترکیب گارنت در اسکارن های قلع، گروسولار - آندرادیت - آلماندین؛ در اسکارن های تنگستن، اسپسارتین؛ در اسکارن های روی - سرب، گروسولار-آندرادیت؛ در اسکارن های طلا، گروسولار - آندرادیت و در اسکارن های آهن و مولیبدن، آندرادیت است.

این نمودار نشان می‌دهد که ترکیب گارنت‌های اسکارن سم‌آهنی با ترکیب گارنت‌های اسکارن‌های آهن، مس جهانی مطابقت دارد. بومری (۱۳۸۱) با مطالعه ماکروپروب گارنت‌ها از سایر آنومالی‌های سنگان، این گارنت‌ها را جزء سری محلول جامد گراسولار-آندرادیت می‌داند و معتقد است ترکیب گارنت‌ها در سر تا سر کانسار دارای محدوده‌ی تقریباً یکسانی است اما ترکیب شیمیایی زون‌ها در یک بلور گارنت از حاشیه به مرکز متناوباً تغییر می‌کند.

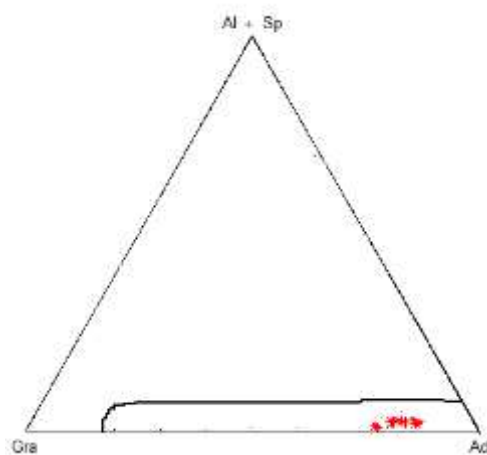
با توجه به نوسانات درصد وزنی اکسیدها در مرکز و حاشیه بلور، این تغییرات نوسانی عناصر و تکرار آن دلالت بر تغییرات در طی رشد دارد که ایجادکننده منطقه بندی در گارنت‌ها است. در دماهای پایین دگرگونی، گارنت معمولاً زون‌بندی مشخصی را به دلیل توزیع ناهمگن برخی عناصر بین گارنت و کانی‌های همراه نشان می‌دهد که این امر ناشی از سرعت کند انتشار درون دانه‌ای است اما زمانی که دمای دگرگونی متجاوز از ۷۰۰ درجه سانتیگراد باشد منطقه‌بندی رشدی گارنت‌ها در نتیجه سرعت بالاتر توزیع عناصر تا حدودی یا کاملاً همگن می‌شود (کارلسون و شواز^۱، ۱۹۹۷). بر این اساس و با توجه به منطقه‌بندی مشخص بلورهای گارنت در اسکارن سم‌آهنی، دمای تشکیل آنها احتمالاً کمتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد بوده است.

داده‌های الکترون مایکروپروب برای گارنت و پیروکسن و دیگر فازهای آهن و منیزم‌دار حاکی از افزایش پیشرونده (مثلاً توالی پیروکسن ← آمفیبول Al دار ← آمفیبول با Al کم) است. این تغییرات ممکن است حاکی از تغییرات اساسی در ترکیب شیمیایی و یا پارامترهای فیزیکوشیمیایی سیال‌های اسکارن‌ساز باشد (مظاهری، ۱۳۷۷).

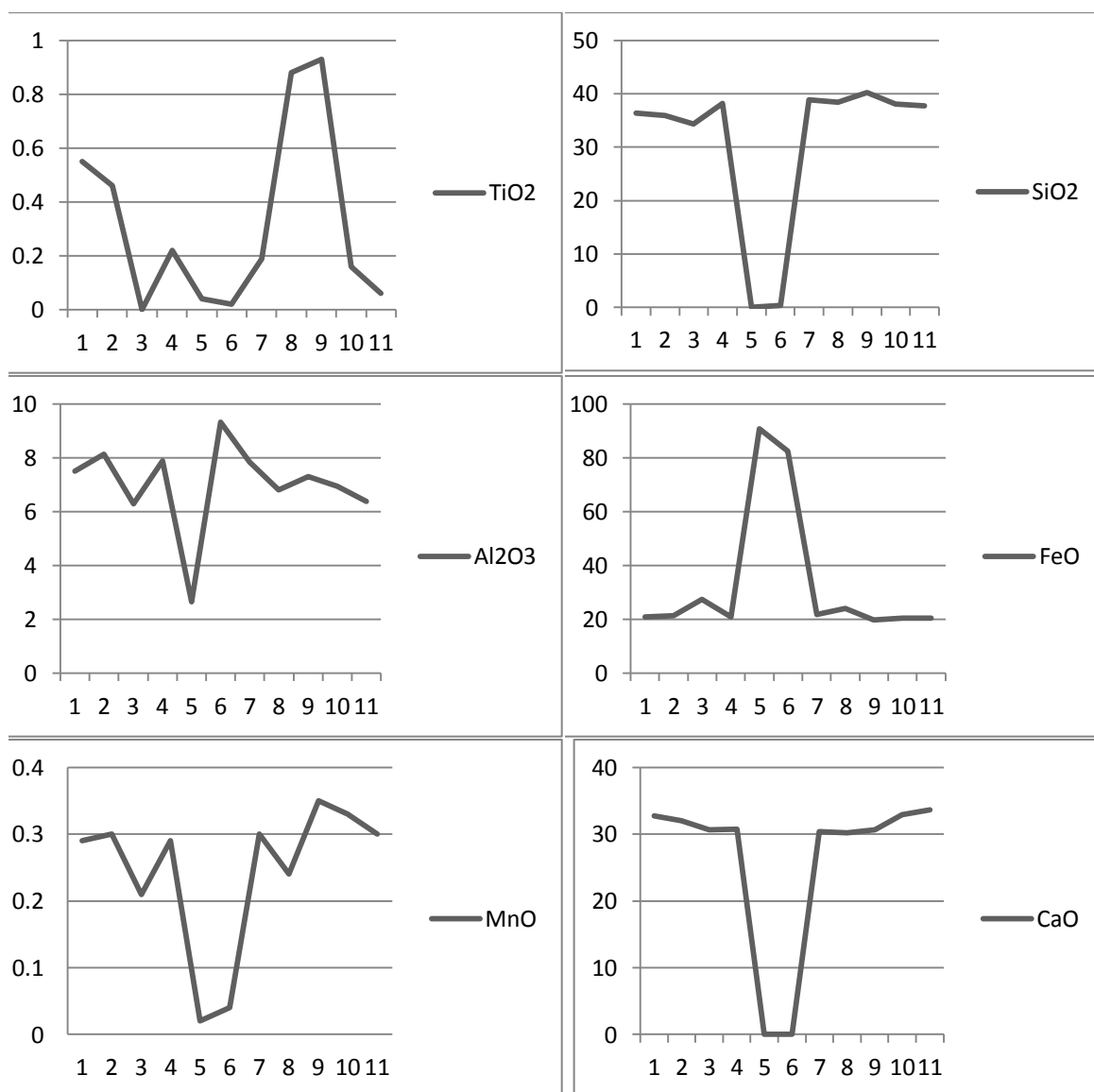
¹ - Carlson and Schwarze



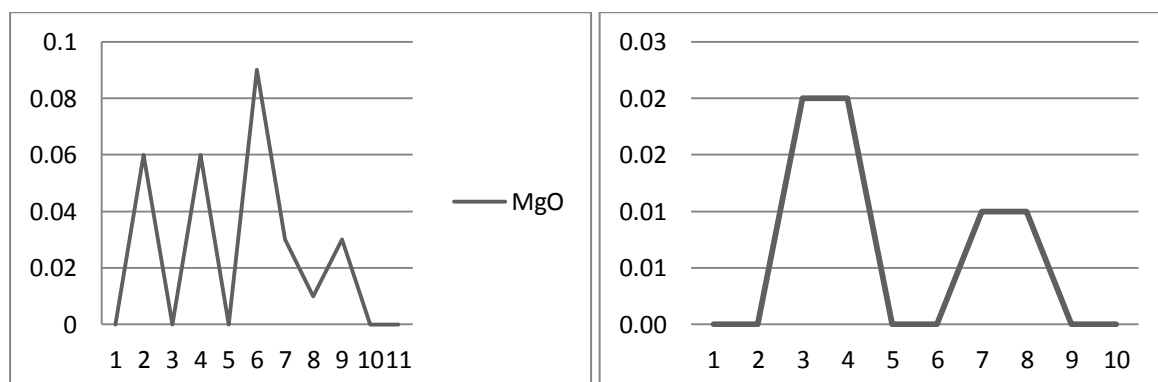
شکل ۴-۲۱) نمودار تغییرات درصد مولی آندرادیت گراسولار در گارنت‌های منطقه‌ی سم‌آهنی

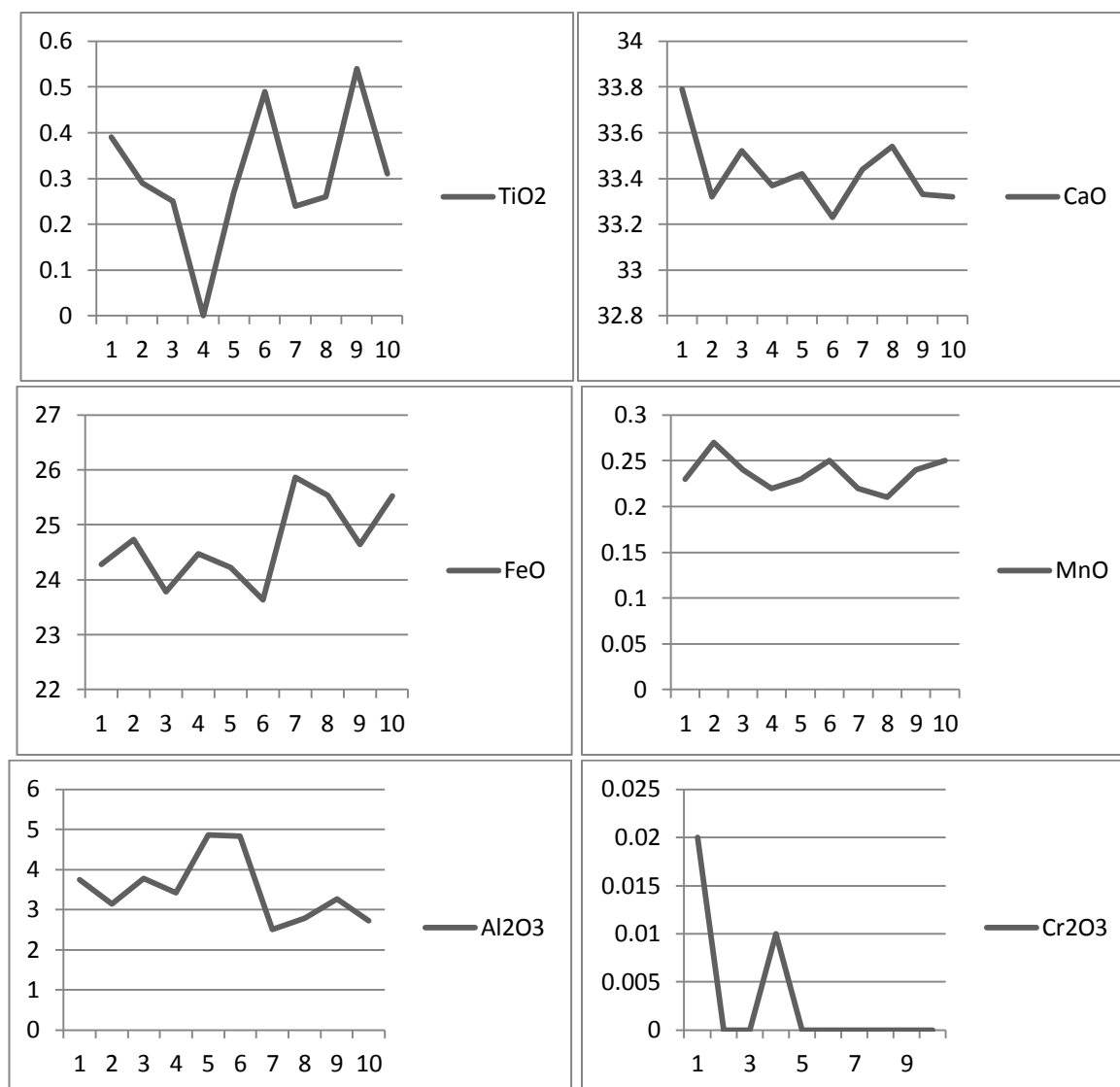


شکل ۴-۲۲) نمودار توزیع ترکیب گارنت‌های منطقه‌ی سم‌آهنی و مقایسه آن با اسکارن‌های جهان (Meinert 1989): Ad: andradite, Gr: grossular, Al: almandine, Sp: spessart



شکل ۴-۲۳) تغییرات عناصر اصلی در منطقه بندی تجزیه شده گارنت های منطقه ی سم آهنی (نمونه SA-11)





شکل ۴-۲۴) تغییرات عناصر اصلی در منطقه‌بندی تجزیه شده گارنت‌های منطقه‌ای سم‌آهنی (نمونه SA-13)

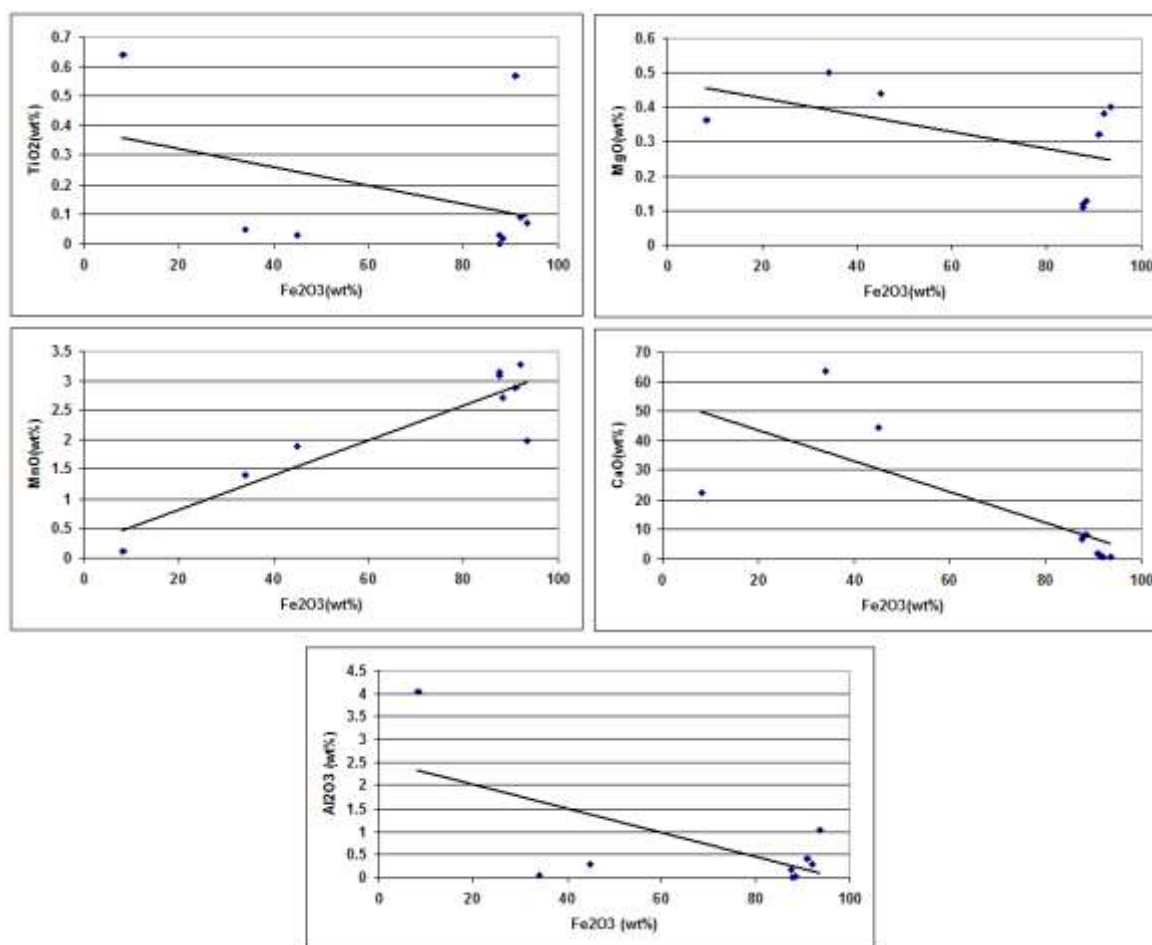
۴-۴ - فراوانی عناصر و اکسیدهای مختلف در کانسنگ

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های کانسنگ (به روش ICP و XRF) در جدول‌های ۳-۴ و ۴-۴ آورده شده است. به منظور به دست آوردن ارتباط میان عناصر اصلی و جزئی (با آهن به صورت Fe₂O₃ کل) ضریب همبستگی بین آنها محاسبه شد (شکل ۴-۲۵). نتایج نشان داد که با افزایش عیار آهن مقدار اکسیدهایی چون Al₂O₃، SiO₂، CaO و MgO کاهش می‌یابد (همبستگی منفی). میزان MnO تا حدی با آهن کلی همبستگی مثبت نشان می‌دهد که نشان‌دهنده منشاء و رفتار ژئوشیمیایی یکسان

این دو فلز است. دلیل دلیل همبستگی منفی بین CaO و Al_2O_3 همبستگی می‌تواند ناشی از تمرکز آنها در پلاژیوکلاز ماگمای سازنده کانسار باشد. تبلور پلاژیوکلاز باعث کاهش مقدار عناصر Ca و Al در ماگما می‌شود. همچنین نبود کانه‌زایی آهن در اندواسکارن شاهد دیگری بر این مدعا است. رابطه منفی بین MgO و اکسید آهن کل نیز احتمالاً به عدم وجود کانی‌های مافیک و همچنین عدم دخالت منیزیم در فرایند متاسوماتیزم و اسکارن‌زایی مربوط است.

جدول ۴-۳) نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی مربوط به کانسنگ در منطقه سم‌آهنی با روش ICP_OES و XRF (داده‌ها اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm، N =اندازه گیری نشده است)

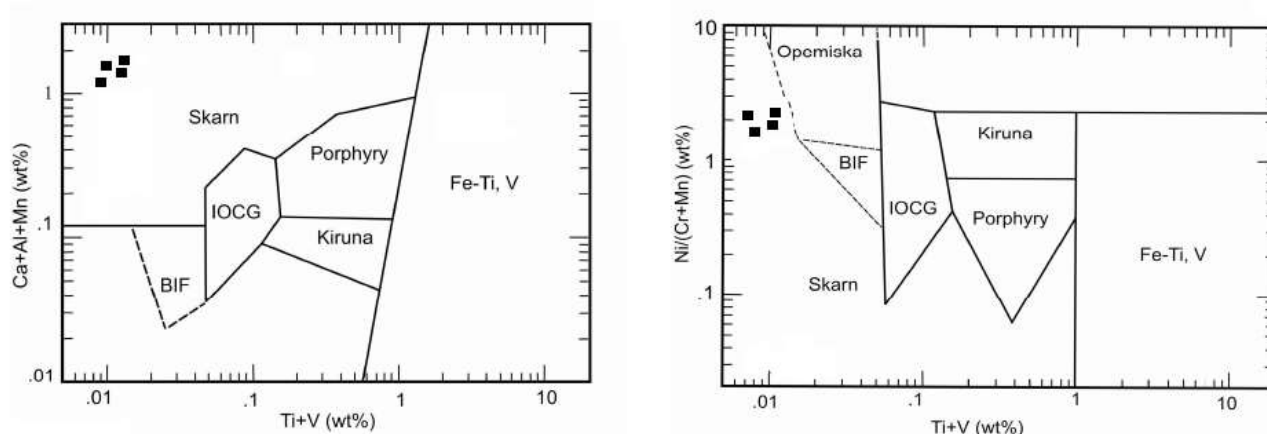
Sampla	SA- 7	SA- 9-	SA- 10	SA-11	SA- 12	MT-7	Sa-17	SA-14
WT%								
$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$	93.41	91.86	90.91	87.73	87.58	88.4	44.96	34.08
Feo	56.05	55.12	54.55	52.64	52.55	53.04	26.98	20.45
Fe_2O_3	37.36	36.74	36.36	35.09	35.03	35.36	17.98	13.63
Al_2O_3	1.04	0.3	0.42	0.01	0.18	0.03	0.3	0.05
SiO_2	2.69	3.43	3.67	1.08	2.2	0.36	3.01	0.79
CaO	0.93	0.89	1.88	7.74	6.9	8.14	44.55	63.72
MnO	1.97	3.27	2.88	3.09	3.15	2.71	1.88	1.41
MgO	0	0	0.32	0.11	0	0.13	0.44	0
P_2O_5	0	0	0.04	0.02	0	0.03	0.04	0
NaK	0	0	0.93	0.03	0	0.02	0.43	0
K_2O	0	0	0.22	0.02	0	0.01	0.14	0
TiO_2	0	0	0.57	0.03	0	0.02	0.03	0
Na_2O	0	0	0.71	0.01	0	0.01	0.29	0
Ba	0	0	104	83	0	357	138	0
Co	0	0	104	0	0	0	150	0
Cr	0	0	45	14	0	27	27	0
Cu	0	0	9	20	0	54	80	0
Nb	0	0	33	13	0	7	9	0
Ni	0	0	60	55	0	58	0	0
Ce	0	0	131	0	0	13	14	0
Cl	0	0	3230	37	N	98	3417	0
Pb	0	0	88	83	N	1	90	0
Rb	0	0	25	21	N	30	8	0
Sr	0	0	211	679	N	430	341	0
V	0	0	120	26	N	36	39	0
Y	0	0	98		N		36	0
Zr	0	0	2179	57	N	15	45	0
Zn	0	0	37	60	N	74	992	0
Mo	0	0	0	25	N	94	21	0



شکل ۴-۲۵) همبستگی بین اکسیدهای عناصر اصلی با آهن (Fe₂O₃)

در مورد عناصر کمیاب و رابطه آنها با آهن نیز مشاهده می‌شود که میزان عناصری مانند V، Ti و Mn با میزان اکسید آهن کل در مگنتیت افزایش می‌یابد. عدم حضور کانی‌های مستقل منگنز و وانادیوم در نمونه‌های کانسنگی می‌تواند نشانگر جانشینی Fe^{+2} به وسیله Mn^{+2} و V^{+3} به جای Fe^{+3} باشد که با همبستگی مثبت بین آهن، منگنز و وانادیوم همخوانی دارد. تیتانیوم نیز از جمله عناصری است که در ساختار مگنتیت می‌تواند در جایگاه‌های اکتاهدرال (تیتانومگنتیت) قرار گیرد و در بیشتر فرایندهای کانسنگ ساز نیز معمولاً از آهن تبعیت می‌کند. در بین عناصر کمیاب دو فلز کبالت و مس رابطه منفی با اکسید آهن کل نشان می‌دهند، این مسئله می‌تواند از خصلت ماگمایی آهن و همچنین غلظت پایین این دو فلز در توده نفوذی حدواسط- اسیدی (گرانودیوریت- گرانیت) ناشی شده باشد.

دوپویس و بیاودوین^۱ (۲۰۱۱) بر اساس ژئوشیمی عناصر کمیاب در اکسیدهای آهن تلاش کرده‌اند تا انواع کانه‌زایی‌ها یا کانسارهای آهن را از یکدیگر متمایز سازند. مطالعات آنها نشان داد که کانسارهای نوع کیرونا نسب به کانسارهای IOCG دارای تیتانیوم و وانادیوم بالاتری هستند. کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کیرونا همچنین غلظت پایین تری از Al و Mn دارا هستند. مگنتیت‌های با محتوی پایین تیتانیوم معمولاً جزو مشخصات کانسارهای IOCG و این مشترک آنها با اسکارن‌ها است. کانی‌های اکسید آهن مربوط به اسکارن‌ها غلظت پایینی از Ti+V اما نسبت متغیری از Ni/(Cr+Mn) نشان می‌دهند. غلظت‌های بالای Mn نیز یکی از ویژگی‌های کانسارهای آهن اسکارنی هیدروترمالی است. نمودارهایی که بر اساس مقادیر عناصر جزئی و نسبت‌های Ti+V به Ca+Al+Mn و Ti+V به Ni/(Cr+Mn) رسم شده‌اند، نشان می‌دهند که کانسار آهن سم‌آهنی در محدوده کانسارهای اسکارنی قرار می‌گیرد (شکل ۴-۲۶).



شکل ۴-۲۶ طبقه بندی انواع کانسارهای آهن بر اساس عناصر اصلی و کمیاب در اکسیدهای آهن و موقعیت

نمونه های مورد مطالعه بر روی آن

¹ - Dupuis and Beaudoin

۵-۴ - مطالعات میانبارهای سیال (ترمومتری)

هنگامی که بلور کانی‌ها در یک محیط مایع رشد و تبلور مجدد حاصل می‌کند به دلیل بی‌نظمی‌هایی که در سطوح رشد بلورها رخ می‌دهد، بخش کوچکی از محلول در بلورهای جامد به دام می‌افتد. برحسب اینکه این بی‌نظمی و نیز بدام افتادگی در چه مرحله‌ای از رشد بلور رخ دهد، سیال به دام افتاده از نظر منشاء به چند گروه تقسیم می‌شود: چنانچه بی‌نظمی در سطوح بلوری در حال رشد صورت گیرد و همزمان با رشد بلور، بخشی از محلول به دام افتد، در این صورت با ادامه رشد، این بی‌نظمی‌ها مسدود گردیده و منشاء سیال به‌دام افتاده را اولیه (Primary) می‌نامند. در صورتیکه همزمان با رشد بلور، در آن شکستگی‌هایی ایجاد شود و بخشی از محلول که بلور از آن رشد می‌کند، در این شکستگی‌ها محبوس گردد، منشاء آن را ثانویه دروغین (Pseudosecondary) می‌گویند. چنانچه بعد از خاتمه رشد بلور در آن به دلایل مختلفی شکستگی ایجاد شود و سیال بعدی در این شکستگی‌ها به دام افتد، منشاء این میانبارها را ثانویه (Secondary) گویند. به طور کلی منشاء سیال میانبارها، از نظر ترکیبی به دو گروه سیالات همگن و سیالات ناهمگن تقسیم می‌شود (رودر^۱، ۱۹۸۴).

۵-۴-۱ - رده‌بندی میانبارهای سیال

میانبارهای سیال را می‌توان براساس معیارهای مختلف رده‌بندی کرد. در این میان تقسیم‌بندی زایشی (پاراژنزی) میانبارها و همچنین تقسیم‌بندی آنها براساس ترکیب (نسبت فازی) از اهمیت بیشتری برخوردار است.

¹ - Roedder

۴-۵-۱-۱ - رده بندی زایشی

مبنای این تقسیم‌بندی، تاریخچه و نحوه تشکیل میانبار است. بر این اساس میانبارها را به انواع اولیه، ثانویه و ثانویه دروغین تقسیم می‌کنند که در بالا به آنها اشاره شد.

۴-۵-۱-۲ - تقسیم بندی براساس ترکیب (محتوی) فازي

براین اساس میانبارها را به انواع زیر تقسیم می‌کنند:

- ۱) میانبارهای تکه فازي مایع (L)
- ۲) میانبارهای تک فازي بخار (V)
- ۳) میانبارهای دو فازي غنی از مایع (L+V)
- ۴) میانبارهای دو فازي غنی از بخار (V+L)
- ۵) میانبارهای چند فازي (S+L±V)
- ۶) میانبارهای دارای دو مایع نامیژاک (L1+L2±V)
- ۷) میانبارهای شیشه‌ای

ناش و تئودور^۱ (۱۹۷۱) نیز میانبارها را بر مبنای ریخت‌شناختی به ۵ نوع (تیپ) طبقه‌بندی می‌کنند:

I- مایع با حباب بخار کوچک، بدون کانی دختر

II- مایع با بخار بزرگ، بدون کانی دختر

III- میانبارهای چند فازي با حباب بخار کوچک

IV- دو مایع با بخار و کانی دختر

V- CO₂ مایع با بخار

¹ Nash and Theodore.

برای تشخیص کمی و کیفی اجزاء سازنده میانبارهای سیال دو شیوه تجزیه انهدامی و غیر انهدامی به کار برده می شود (رودر، ۱۹۸۴). از روش های تجزیه غیرانهدامی که در تجزیه میانبارهای سیال مورد استفاده قرار می گیرد، می توان به روش های میکروسکوپی نوری، گرماسنجی، طیف سنجی جذب فرو سرخ، طیف سنجی رامان، ریز کاوند، فعال سازی نوترونی و روش طیف سنجی جرمی یون ثانویه (SIMS) اشاره کرد.

از میان روش های فوق، مطالعه میکروسکوپی رایج ترین، آسانترین و کم هزینه ترین روش غیرانهدامی است که کلیه پژوهشگران از آن در زمینه مطالعه میانبارهای سیال استفاده می کنند. در این شیوه مطالعه، اصولاً از مقاطع نازک دو بر صیقل (Doubly –Polished Thin Section) استفاده می گردد اما می توان نمونه ها را به صورت دانه ریز در روغن نیز مطالعه نمود. روش های انهدامی بیشتر برای تجزیه فاز سیال برای تعیین کاتیون ها و آنیون ها، مطالعات ایزوتوپی، تجزیه فازگازی و نیز تشخیص نوع کانی های نوزاد صورت می گیرد. مطالعات زمین دماسنجی میانبارهای سیال به منظور دستیابی به شرایط فیزیکوشیمیائی محلول های کانه زا (هنگام نهشت) کانه ها انجام می شود. مطالعات فوق در دو بخش گرمایش (Heating) و سرمایش (Freezing) صورت می گیرد.

در مطالعات گرمایش برای بدست آوردن دمای حقیقی به دام افتادگی میانبارهای سیال و از طرفی دستیابی به فشار تشکیل کانه ها، از دمای همگن سازی (Homogenization Temperature) میانبارهای سیال استفاده می شود. برای نیل به این هدف به میانبارهای سیال حرارت داده می شود تا وضعیت دو گانه مایع و بخار از بین رفته و یکی از آن دو، حفره میانبار سیال را پر کند. عمل همگن سازی میانبارهای سیال به سه حالت روی می دهد: ۱- همگن شدن به حالت مایع (با از بین رفتن حباب گاز)، ۲- همگن شدن به صورت بخار (با بزرگ شدن حباب بخار)، ۳- همگن شدن به حالت بحرانی (محو شدن آهسته سطح هلالی موجود در بین فاز سیال و بخار).

دمای همگن سازی که بدین ترتیب بدست می آید، حداقل دمای بدام افتادگی است (شپرد^۱، ۱۹۸۵) از آنجا که دمای همگن سازی تابعی از ترکیب، حجم مولی، دمای بدام افتادگی و فشار می باشد، برای بدست آوردن دمای حقیقی بدام افتادگی میانبارهای سیال بایستی تصحیح هایی برای لحاظ داشتن عوامل فشار، چگالی و ترکیب محلول انجام شود.

در مطالعات سرمایش میانبارهای تا دماهای پائین تر از دمای انجماد سیال سرد می شوند. این عمل باعث ایجاد تغییر در فازهای درون میانبارهای سیال گردیده و به ترکیب و چگالی میانبارهای سیال بستگی دارد. از این مطالعات برای بدست آوردن درجه شوری محلول های کانه ساز برحسب درصد وزنی معادل NaCl استفاده می شود. برای تعیین درجه شوری نیز می توان از انحلال فازهای جامد Cl, NaCl, K استفاده کرد.

۴-۵-۲ - کاربرد میانبارهای سیال

میانبارهای سیال شواهد مستقیمی را در مورد پدیده های مختلف زمین شناسی در اختیار ما قرار می دهند، از این رو مطالعه آنها یکی از مؤثرترین روش ها در حل مسائل مربوط به علوم زمین می باشد. امروزه از این روش در زمینه هایی چون زایش کانسارها، اکتشاف مواد هیدروکربوری، مطالعات رسوب شناسی و سنگ های رسوبی، پترولوژی و گوهرشناسی استفاده می گردد (رودر، ۱۹۸۴).

مطالعات میانبارهای سیال در کانی های اسکارنی و مجموعه سنگ های نفوذی همراه با آنها نیز می تواند اطلاعات مفیدی در مورد شرایط T (حرارت) در طول تشکیل اسکارن و دگرسانی هیدروترمال بعدی توده ی نفوذی همراه بدست دهد (هال و همکاران^۲، ۱۹۸۸). همچنین این داده ها می توانند اطلاعاتی در مورد ترکیب و تکامل سیالات اسکارن ساز فراهم آورند. بررسی میانبارهای سیال در بسیاری از اسکارن های دنیا دمای همگن شدن سیال را بین ۴۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد نشان می دهد. میانگین

^۱ - Shepherd

^۲ - Hall et al.

شوری ۱۰ تا ۴۵ درصد وزنی معادل کلرید سدیم و مقدار CO_2 پایین همراه با جوشش‌ها در بخش بالایی سیستم از ویژگی‌های مهم سیال‌ها در کانسارهای اسکارنی است (رودر، ۱۹۸۴).

مطالعات میانبرهای سیال بر روی ۳ نمونه دوبر صیقل (Doubly Polished Thin Sections) کانی کوارتز (که همزمان با گارنت تشکیل شده است) صورت پذیرفت. کلیه این مطالعات در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران و به کمک دستگاه Linkam (مدل Stage: THMS600) انجام گردید. این دستگاه مجهز به دو کنترل‌گر، گرمایش (TP94) و سرمایش (LNP)، مخزن ازت (جهت پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (جهت خنک کردن دستگاه در دمای بالا) است. کالیبراسیون Stage در گرمایش با دقت ± 0.6 درجه و با استفاده از نیترات سزیم (Cesium nitrate) با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه و با کمک ماده استاندارد ان-هگزان (n-Hexane) با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتیگراد صورت گرفت.

مطالعات پتروگرافی اولیه بر روی نمونه‌های دو بر صیقل نشان داد که از لحاظ شکل ظاهری، میانبرهای سیال در نمونه‌های مورد مطالعه به دو صورت دیده می‌شوند:

۱- بلور منفی (Negative Crystal) به شکل بلور کوارتز

۲- میانبرهای سیال با اشکال کشیده

انجماد (Freezing) نهایی میانبرهای دوفازی غنی از مایع در محدوده دمایی ۹۰- تا ۱۰۰- درجه سانتی‌گراد صورت پذیرفت. از نظر زایشی و بر طبق معیارهای رودر (۱۹۸۴) و شپرد (۱۹۸۵) میانبرهای اولیه و ثانویه در نمونه‌های مورد مطالعه شناسایی گردید.

۴-۵-۳- انواع میانبرهای سیال در نمونه‌های مورد مطالعه

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

A: چند فاز متشکل از مایع آبگین + حباب بخار + هالیت $\pm$ فاز جامد ناشناخته

B: دو فاز مایع-گاز (L+V) (Liquid rich)

C: تک فاز مایع (L) (Liquid)

D: تک فاز گاز (Gas)

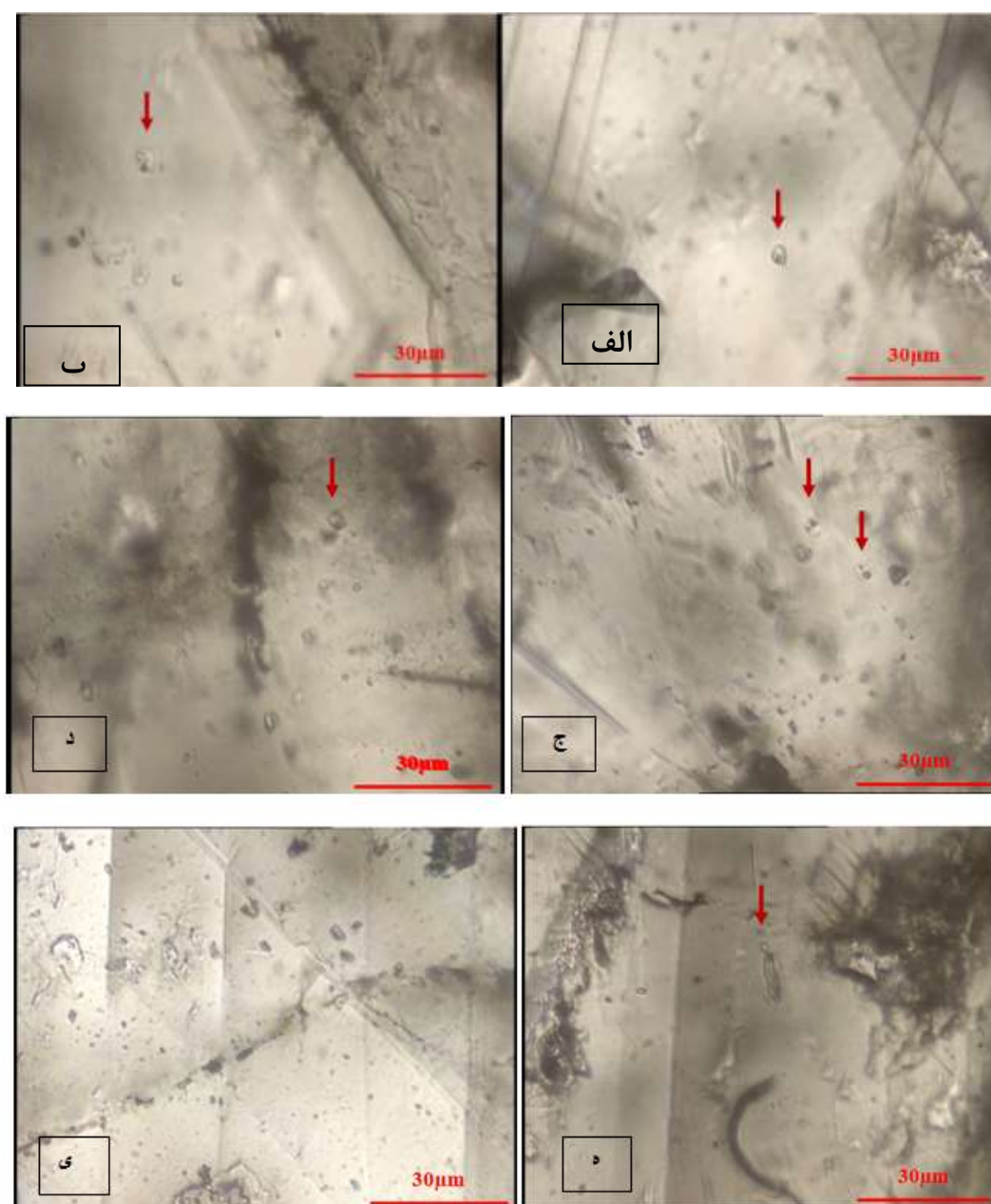
پارامترهای دمایی بر روی میانبارهای نوع A و B صورت گرفت. میانبارهای نوع A چند فاز بوده و متشکل از مایع آبگین + حباب بخار + هالیت $\pm$ فاز جامد ناشناخته هستند. این میانبارها نسبت به انواع دیگر فراوان تر بوده و بیشتر به شکل چند وجهی منظم و نامنظم مشاهده می شوند. این میانبارها از سه تا پنج فاز تشکیل شده اند و حاوی فازهای جامد اپک ناشناخته (احتمالاً مگنتیت یا هماتیت) هستند.

فاز نمک معمولاً هالیت بوده که از مورفولوژی ظاهری قابل تشخیص است. هالیت اغلب به شکل مکعبی و یا مربع مشاهده می شود. از نظر اندازه ابعاد هالیت بزرگتر از حباب بخار و فاز جامد اپک است. همان طور که در داده ها مشخص است در بیشتر موارد، دمای انحلال هالیت بیشتر از حباب بخار است. در واقع در شوری های بالا ابتدا حباب گاز همگن می شود و سپس با بالا رفتن حرارت، انحلال هالیت رخ می دهد. در تمامی موارد همگن شدن حباب بخار به فاز مایع بوده است. فازهای حباب بخار، هالیت و جامد در حدود ۴۰ الی ۶۰ درصد حجم میانبار را تشکیل داده اند.

میانبارهای نوع B به صورت دوفازی بوده یا به عبارت دیگر متشکل از مایع آبگین و حباب بخار هستند، حباب بخار حدود ۲۰ الی ۳۰ درصد حجم میانبار را اشغال کرده است. این میانبارها نسبت به چند فازها از فراوانی کمتری برخوردار بوده و به اشکال چند وجهی منظم و کشیده مشاهده می شوند. شوری این تیپ در محدوده ۱۲.۶۲ الی ۱۴.۶۹ درصد وزنی نمک طعام است. همگن شدن نیز در بازه دمایی ۱۱۲ تا ۲۲۰ درجه سانتی گراد رخ می دهد. در میانبارهای مورد مطالعه همگن شدن فاز

بخار به فاز مایع دیده می شود (V+L-L)، و هیچ گونه همگن شدگی به فاز بخار در نمونه ها مشاهده نگردید.

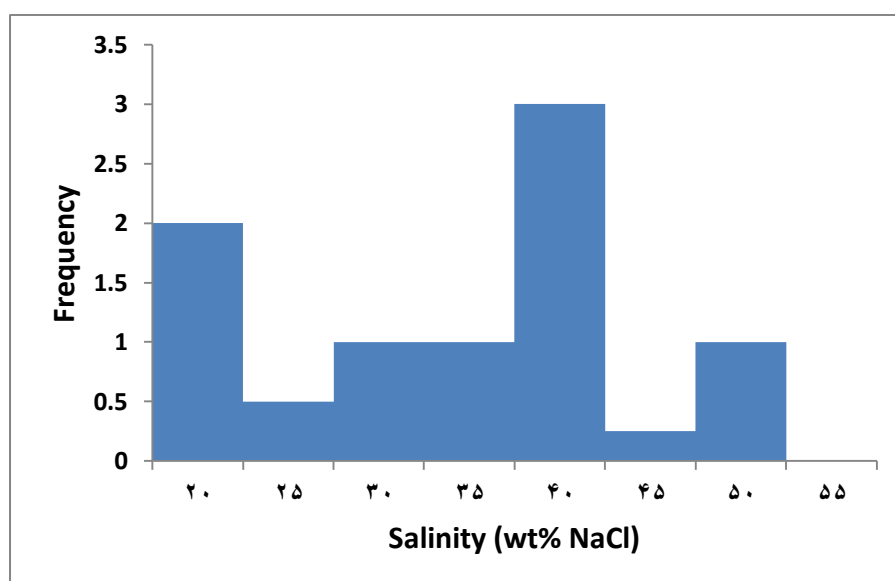
به طور کلی در طی گرم کردن میانبارهای سیال، مشخص شد که دامنه تغییرات دمای همگن شدگی (T_h) میانبارهای سیال از ۱۲۰ تا ۳۷۰ درجه سانتیگراد تغییر می کند. بیشترین فراوانی دمای همگن شدگی نیز بین دمای ۱۶۰ تا ۱۹۰ و ۳۱۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد مشاهده می شود. درجه شوری نیز از ۱۲ تا ۵۲ درصد وزنی معادل NaCl تغییر می کند که بیشترین فراوانی آن بین ۱۰ تا ۲۰ و ۳۴ تا ۴۰ درصد وزنی معادل NaCl مشاهده می شود. دامنه تغییرات میزان شوری و دمای همگن شدن در میانبارهای سیال مطالعه شده زیاد بوده و به نظر می رسد که در سیالات کانی ساز، نوعی پدیده مخلوط شدگی (Mixing) رخ داده باشد. به عبارت دیگر سیال هیدروترمال و شور اولیه به احتمال زیاد با یک سیال با درجه شوری پایین تر (مثلاً آب جوی) در انتهای مراحل کانه زایی مخلوط گردیده است. همچنین حضور بلورهای نمک طعام در میانبارهای سیال نشان می دهد که کاتیون های آهن احتمالاً از طریق یون های کلر منتقل شده اند. به عقیده مینرت (۱۹۹۲) میزان کلرید محلول های متاسوماتیکی احتمالاً بیشترین کنترل کننده انتقال و ته نشست آهن در اسکارن ها است. بنابراین ته نشست مگنتیت در اسکارن های سنگان به خوبی می تواند با حضور و انجام واکنش سیال های نمک دار حاوی آهن با سنگ دیواره تسهیل گردد (مظاهری، ۱۳۷۸).



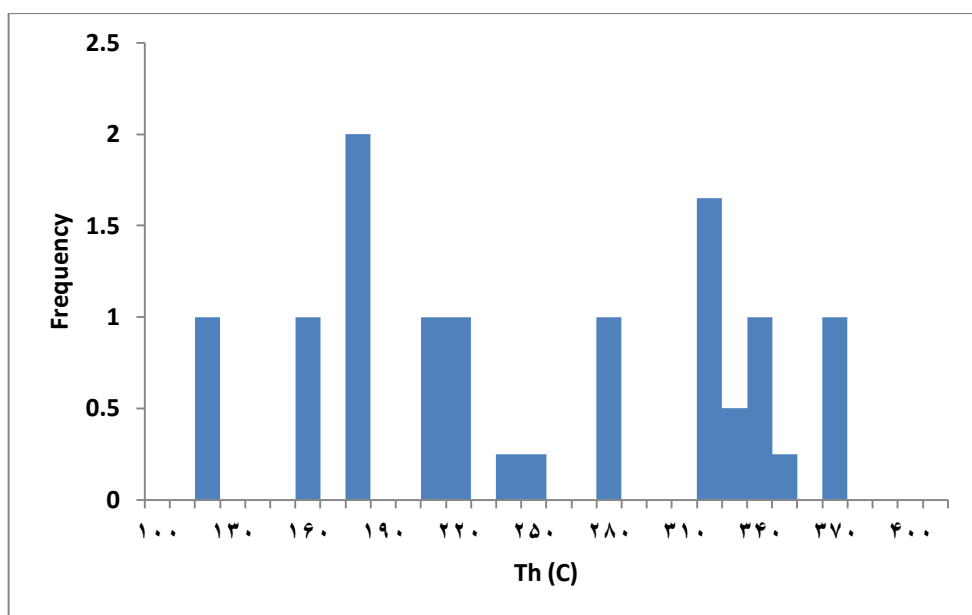
شکل ۴-۲۷ تصاویر BES مربوط به میانبارهای سیال در نمونه کوارتز مربوط به منطقه سم آهنی - الف - میانبار سه فاز (LVHa) متشکل از مایع آبگین (L) + فاز گاز (V) + هالیت. ب - میانبار سه فاز (LVHaS?) متشکل از مایع آبگین (L) + فاز گاز (V) + هالیت + فاز جامد ناشناخته. ج - میانبارهای چند فاز (LVHaS?) متشکل از مایع آبگین (L) + فاز گاز (V) + هالیت + فاز جامد ناشناخته. د - میانبار دو فاز (LV) متشکل از فاز گاز (V) و مایع آبگین (L). ه - میانبار دو فاز (LV) به شکل کشیده متشکل از فاز گاز (V) و مایع آبگین (L). ی - میانبارهای ثانویه به صورت خطی

جدول ۴-۴) نتایج آنالیز سیالات درگیر کانی کوارتز

Size(μm)	Type	Origin	Te (C°)	T _{mice} (C°)	Tm Ha (C°)	wt% NaCl	Thv-l (C°)	Host Mineral
8	L+V+Ha+S	Primary			330	39.64	179	Quartz
10	L+V+Ha	Primary			170	30/5	207	"
10	L+V+Ha	Primary			109	28.86	175	"
8	L+V+Ha+S1	Primary			307	37.73	156	"
7	L+V+Ha+S1+S2	Primary			425	49.74	280	"
6	L+V+Ha	Primary			438	51.37	120	"
12	L+V	Primary	41-	8.7-		12.69	212	"
7	L+V	Primary	45-	10.7-		69.14	370	"



شکل ۴-۲۸) نمودار توزیع فراوانی میزان شوری در میانبارهای سیال مورد مطالعه



شکل ۴-۲۹) نمودار توزیع فراوانی دمای همگن شدن در میانبارهای سیال مورد مطالعه

۴-۶ - توالی پاراژنز کانی‌ها در محدوده سم آهنی

به کانی‌هایی که بطور همزمان از یک منشأ واحد و تحت شرایط ترمودینامیکی معینی باهم در تعادل هستند، پاراژنز گفته می‌شود. توالی پاراژنزی یک کانسار، آهنگ و نظام زمانی پیدایش کانی‌های آن است. بطور معمول توالی زمانی (یعنی آهنگ حضور نخستین کانی تا آخرین آنها) رخدادهایی به نمایش می‌گذارد که پی آمد آن پدید آمدن کانه‌های فلزی کانسار است.

یک توالی زایشی، همچنین، باید به شرح شرایطی بپردازد که هر فاز کانیایی پدید آمده، یا در آن به تعادل رسیده است. این توالی فزون بر کانه‌ها، زمان آغاز و نشستن کانی‌های گانگ (باطله) و مدت نهشتگی آنها را هم باید مورد توجه قرار دهد (مهرپرتو، حلمی ۱۳۷۹).

براساس مطالعات میکروسکوپی سنگ‌های کالک-سیلیکاتی و اسکارنی مشخص شد که فرایند اسکارن‌زایی در محدوده سم آهنی در طی سه مرحله اصلی اتفاق افتاده است که هرکدام از این مراحل

توسط مجموعه کانیایی و بافت‌های شاخص هر مرحله، مشخص می‌گردند. این مراحل به ترتیب زمان تشکیل به شرح زیر است:

الف) مرحله دگرگونی پیش‌رونده: همزمان با جای‌گیری و تبلور توده نفوذی سرنوسر، اثر دما باعث شده سنگ‌های کربناتی ناخالص تحت تاثیر دگرگونی ایزوشیمیایی به مرمر تبدیل و در نتیجه کانی‌های سیلیکات کلسیم مانند گارنت تشکیل گرفته‌اند. بر اساس اینودی (۱۹۸۲) و مینرت (۱۹۹۲) به دلیل حضور ترکیبات آهن‌دار در سنگ کربناته، کانی‌های گارنت عمدتاً ترکیب گراسولاریتی و آندرادیتی دارند. در این مرحله کانی‌های تیره، اکسیدها و سولفیدها تشکیل نشده‌اند. همزمان با واکنش‌های دگرگونی، سنگ‌های کربناته دچار کربن‌زدایی شده و در نتیجه کاهش حجم، باعث ایجاد درز و شکستگی در سنگ میزبان می‌شود. مراحل پایانی رشد اسکارن پیشرونده دارای روندی به طرف غنی‌شدگی سیلیکات‌های کلسیم از آهن و فقیرشدن آنها از منیزیم می‌باشد. این روند تکاملی توسط تشکیل گارنت‌های تأخیری غنی از آهن سه ظرفیتی (آندرادیت) قابل تشخیص است (شهاب پور، ۱۳۸۰).

ب) مرحله دگرگونی پسرونده: در این مرحله همزمان با ورود سیالات گرمایی دما پایین و فرایند آب‌کافت، کربن‌گیری و سولفیدی شدن، حجم زیادی از سیلیکات‌های غنی از کلسیم و بدون آب تشکیل شده از مراحل قبل دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کانی‌های سیلیکاته کلسیمی آب‌دار با کلسیم کمتر (مانند اپیدوت، کلریت، ترمولیت-اکتینولیت)، اکسیدی (مگنتیت و هماتیت)، سولفیدی (پیریت) و کربناتی (کلسیت) تبدیل شده‌اند. اپیدوت رایجترین محصول دگرسانی در این مرحله است. از جمله دلایل احتمالی شکل‌گیری این اپیدوت‌ها می‌توان به افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن اشاره کرد. تشکیل ترمولیت و اکتینولیت در این مرحله احتمالاً در اثر دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها صورت گرفته است.

ج) کانه‌زایی: حضور بافت‌های جانشینی بین کانی‌های تیره و سیلیکات‌های کلسیم بدون آب و

بافت‌های پرکننده فضاهای خالی در شکستگی‌های درون سیلیکات‌های کلسیم بدون آب و درهم‌رشدی بین کانی‌های تیره و سیلیکات‌های کلسیم آبدار (اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت) شاهدهی است بر این که بیشتر کانی‌های تیره (اکسیدی: مگنتیت و هماتیت) و سیلیکات‌های کلسیم آبدار در طول مرحله دگرگونی پس‌رونده شروع به شکل‌گیری کرده‌اند.

بر اساس بومری (۱۹۹۸) مراحل کانی‌سازی در کانسار آهن سنگان را می‌توان به سه مرحله زیر خلاصه کرد:

۱- مرحله دگرگونی مجاورتی: بر اثر نفوذ توده‌های نفوذی، سنگ‌های میزبان تحت تاثیر دگرگونی حرارتی قرار گرفته‌اند. از کانی‌هایی که در این مرحله تشکیل شدند می‌توان به دیوپسید، اولیوین، ترمولیت و تالک اشاره کرد.

۲- مرحله متاسوماتیک یا اسکارنی: هجوم محلول‌های هیدروترمال در مرمرها باعث تشکیل کانسنگ‌های آهن و کانی‌های اسکارنی شده است که خود به زیر مرحله‌های زیر قابل تفکیک است.

الف- زیر مرحله سیلیکاته که با کانی‌های بدون آب مثل گارنت‌ها و کلینوپیروکسن‌ها مشخص می‌شود.

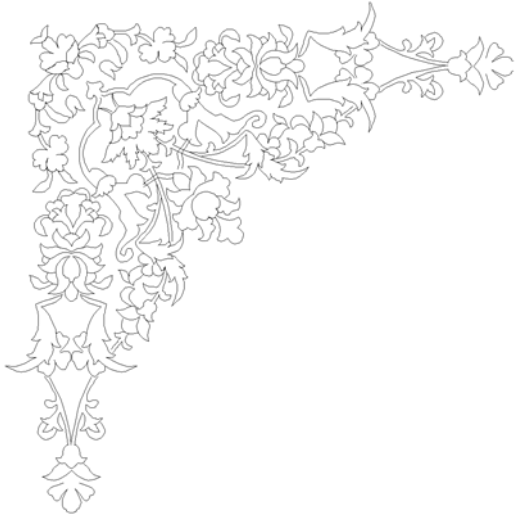
ب- زیر مرحله اکسیدی که با تشکیل مگنتیت مشخص می‌شود.

ج- زیر مرحله سولفیدی که با سولفیدها و کانی‌های آبدار مثل آمفیبول، میکا، کلریت و اپیدوت مشخص می‌شود.

۲- مرحله هوازدگی: در این مرحله کانسنگ‌های آهن تجزیه شده و اکسیدهای آهن آبدار، کربنات‌های مس و مس خالص شکل گرفته‌اند.

هواز دگی	مرحله اسکارنی		ترکیب کانی شناسی
	پیشرونده	پسرونده	
			گارنت
			هورنبلند
			اکتینولیت
			اسکاپولیت
			کلریت
			کلسیت
			اپیدوت
			پلاژیوکلاز
			کوارتز
			ولاستونیت
			مگنتیت
			هماتیت
			گوتیت
			لیمونیت

شکل ۴-۳۰) توالی پاراژنتیکی محدوده سم آهنی



فصل پنجم

بحث و نتیجه گیری



در این فصل ضمن ارائه خلاصه‌ای از مطالب ارائه شده در فصول قبل، نتایج حاصل از مطالعات مختلف صورت گرفته در این تحقیق مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و در نهایت بر اساس آنها در مورد نحوه تشکیل (زایش) رخداد معدنی سم آهنی بحث خواهد گردید.

منطقه مورد مطالعه (سم آهنی) یکی از چند آنومالی آهن در شرق مجموعه معادن سنگان است. به طور کلی، معادن سنگان در گستره‌ای به طول تقریبی ۳۰ کیلومتر و عرض ۲ کیلومتر از باختر ایران تا مرز افغانستان گسترش دارند. قلمروی کانسار سنگان جزئی از کمربند آتشفشانی-پلوتونیک خواف-کاشمر-بردسکن است که با روند شرقی-غربی در شمال گسل درونه قرار دارد. کریم پور و همکاران (۱۳۸۱) این کمربند را به عنوان کمربند کانی سازی تیپ اکسید آهن مس و طلا یا-Iron, IOCG (Oxide Copper Gold) در ایران معرفی کرده‌اند که کانسار اسکارن مگنتیت سنگان در شمال آن قرار دارد. این کمربند به طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و گاه مافیک تشکیل شده که در مجموع شامل داسیت، ریوداسیت، آندزیت، کانسار آهن دردوی داشته است. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه نیز به طور عمده سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و رسوبی (همچون توف، آگلومرا، ریولیت، چرت، شیل‌های سیلیسی و آهک) متعلق به پرکامبرین (پروتروزوییک پسین) است که دگرگونی ناحیه‌ای درجه کم، از نوع شیست سبز و دگرگونی مجاورتی (اسکارن) را از سر گذرانده است.

توده‌ی نفوذی سرنوسر با سن احتمالی ائوسن که در شمال اندیس سم آهنی و به درون آهک‌های میزبان نفوذ کرده باعث ایجاد کانه‌زایی آهن اسکارنی شده است. در بررسی‌های پتروگرافی در گرانیتوئیدهای سرنوسر (با ترکیب غالب گرانیت-مونزوگرانیت) کانی‌هایی همچون فلدسپارها، کوارتز، بیوتیت، اسفن، آمفیبول و دیگر کانی‌های فرعی و ثانویه بصورت ریزبلور و درشت بلور یا پراکنده در متن سنگ مشاهده شد. از جمله دگرسانی‌های موجود در مقاطع تهیه شده می‌توان به سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز، سرسیتی شدن فلدسپات‌ها و کلریتی شدن بیوتیت اشاره کرد. از بافت‌های مشاهده

شده در مقاطع مربوط به نمونه‌های توده‌ی نفوذی می‌توان بافت گرانولار، پورفیری، پویکیلی تیک، غربالی و پرتیت را ذکر کرد.

در نمونه‌های مربوط به توده‌ی نفوذی محدوده سم آهنی، میزان اکسید آهن کمتر از ۳ درصد است. با افزایش شدت دگرسانی و در مجاورت توده‌ی نفوذی میزان آهن کمتر شده و در مرز آهک با توده و درون سنگ آهک که محل تمرکز ماده‌ی معدنی است به حداکثر خود می‌رسد. مقدار اکسید آهن در طی فرایند اسکارنی شدن کاهش می‌یابد.

مطالعات ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی در محدوده‌ی سنگان نشان‌دهنده یک توالی از سنگ‌ها شامل آلکالی گرانیت، سینوگرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت است (مظاهری، ۱۳۷۷). بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به توده‌ی نفوذی، سنگ‌های پلوتونیک منطقه سم آهنی در محدوده ۶ گرانیت و کوارتز مونزونیت واقع می‌شوند.

از لحاظ غنی‌شدگی از آلومینیوم اغلب نمونه‌های مربوط به توده‌ی نفوذی همراه با اسکارن، در محدوده بین متآلومینوس و پرآلومینوس قرار دارند. توده‌های نفوذی پرآلومینوس همراه با اسکارن‌های قلع مرتبط با ذوب پوسته قاره‌ای و حاوی مقادیر قابل توجهی اجزای رسوبی هستند. در مقابل توده‌های نفوذی با کمترین غنی‌شدگی از آلومینیوم همراه با اسکارن‌های آهن کلسیک در موقعیت‌های جزایر اقیانوسی است که آثار شواهد گوشته‌ای زیاد و فعل و انفعالات کمی با مواد رسوبی قاره‌ای دارند. بررسی نمودارهای مختلف نشان داد ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها متعلق به سری کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا و از نظر درجه اشباع آلومین، مربوط به گروه متآلومین هستند (مینرت، ۲۰۰۵).

نمودارهای مربوط به تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس نشان‌دهنده روند افزایشی اکسیدهای Na, Ca, K و سیر نزولی TiO_2 , MgO , MnO , Al_2O_3 و P_2O_5 همزمان با افزایش سیلیس

در حین تبلور ماگما است. این تغییرات نشان می‌دهد که توده‌های گرانیتی سرنوسر از مذاب‌های خیلی تکامل یافته منشأ گرفته است و فرایند اصلی و عمده در تحول ماگمای گرانیتی در منطقه‌ی مورد مطالعه تبلور بخشی (تفریق ماگمایی) است. در اسکارن‌های آهن و طلا همبستگی مثبتی بین تغییرات میزان اکسیدهای سیلیس و پتاسیم و یک همبستگی منفی بین اکسیدهای منیزیم و سیلیس وجود دارد که منعکس کننده یک منشأ ماگمایی اولیه برای توده نفوذی همراه با این اسکارن‌هاست (مینرت، ۲۰۰۵).

در بررسی ژئوشیمیایی توده‌های سرنوسر از نظر جایگاه تکتونیکی بر اساس نمودارهای مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) تمامی نمونه‌های مربوط به توده‌های گرانیتی سرنوسر در محدوده‌ی $IAG + CAG + CCG$ RRG قرار می‌گیرند. همچنین بر اساس نمودار Y در برابر Sr/Y نمونه‌ها در محدوده‌ی ماگماهای کمانی مشتق از گوشته قرار گرفته‌اند. عناصر و اکسیدهای اصلی در توده نفوذی تغییراتی را نشان می‌دهد. تغییرات میزان عناصر فرعی و جزئی در توده نفوذی نشان‌دهنده‌ی آنومالی مثبت عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (HILE) و آنومالی منفی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی کوچک بوده و اینها از ویژگی‌های محیط فرورانش است. بررسی نتایج آنالیز عناصر نادر خاکی بین توده‌ی نفوذی و اسکارن نشان از روند مشابهی بین تغییرات این عناصر و خاکی از منشأی یکسان ماده معدنی بین این دو است.

ترکیب کانی‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی مرمرها نشان می‌دهد که پرتولیت این سنگ‌ها آهک فقیر از کلسیک آهن بوده است. آنالیز ژئوشیمیایی مرمرهای حاصل از دگرگونی آهک‌ها نشان می‌دهد که ترکیب این سنگ‌ها در محدوده سم آهنی متمایل به کلسیک است (در صورتی که با نزدیک شدن به آنومالی‌های مرکزی ترکیب آنها منیزیک می‌شود). نبود کانی فلوگوپیت نیز بر پایین بودن میزان منیزیم در سنگ آهک‌های منطقه سم آهنی اشاره دارد.

کانی‌های اسکارنی رخداد سم آهنی را می‌توان از یک دیدگاه کلی به دو گروه کانی‌های بی‌آب (گارنت، ولاستونیت، اسکاپولیت) و کانی‌های آبدار (مانند اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کلریت) تقسیم کرد. این کانی‌ها در قالب دو زون اندواسکارن و برون اسکارن حضور دارند. در داخل زون اندواسکارن کانی‌های حاصل از اسکارن‌زایی مثل اسکاپولیت، ترمولیت-اکتینولیت، اپیدوت به همراه گارنت به صورت جانشینی و یا پراکنده در متن سنگ (کلسیت و کوارتز) دیده می‌شوند. کانی‌های مربوط به اگزواسکارن شامل گارنت، ولاستونیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز است. کانی اپیدوت از جمله کانی‌های موجود در گرانیتوئیدهای منیتیتی است (مینرت، ۱۹۸۱). اسکاپولیت‌ها با بلورهای ستونی، خاموشی مستقیم تا کم زاویه، برجستگی متوسط تا بالا و رنگ‌های تداخلی خاکستری تا سفید مشخص می‌شوند. اصولاً اسکاپولیت در مناطق دگرگونی و متاسوماتیسم تشکیل شده و کانی معمول در اسکارن‌هایی است که در مرز همبری سنگ‌های آهکی با توده‌های نفوذی تشکیل شده‌اند. حضور کانی‌های دما بالا به همراه کانی‌های با دمای پایین‌تر حاکی از عدم تعادل حرارتی و وجود یک قانون گرمایی است که باعث تشکیل این کانی‌ها در مراحل نخست انجماد و دمای بالا و در مراحل پایانی و شرایط قهقرایی شده است.

آنالیزهای میکروپروب انجام شده بر روی گارنت‌های زون گارنت اسکارن، نشان داد که این گارنت‌ها جزء سری گراندیت (گروسولار -آندرادیت) می‌باشند. این گارنت‌ها خاصیت آنیزوتروپی از خود نشان می‌دهند. این ویژگی عمدتاً در اثر عواملی چون فشار تکتونیکی، اثرات سیال و جانشینی عناصر به وجود می‌آید. ترکیب گارنت در منطقه با ترکیب گارنت‌های اسکارن‌های آهن، جهانی مطابقت دارد. ظاهراً در بلورهای گارنت تغییرات تدریجی در نسبت Fe/Al از مرکز به حاشیه دیده می‌شود به طوری که در مرکز گارنت‌ها بیشتر غنی از Al و در حاشیه غنی از Fe هستند. به هر حال حضور هر دو گارنت نشان‌دهنده‌ی حاکم بودن شرایط اکسیدی در حین تشکیل اسکارن است.

مطالعه ژئوشیمیایی بر روی زون اسکارنی و مقایسه مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب در این زون با توده نفوذی و سنگ میزبان آشکار ساخت که در حین فرایند اسکارنی شدن عناصری مانند Si, Al, K, Mn, Fe, Zr از توده نفوذی به سنگ میزبان آهکی (البته با فرض خالص بودن آن) در حین فرایند بای متاسوماتیسم (Bimetasomatism) افزوده شده‌اند (gain) و در مقابل عناصری مانند کلسیم و CO₂ و Sr از سیستم خارج شده‌اند (Loss).

ماده معدنی در سم آهنی بیشتر به صورت عدسی‌های کوچک و رگه‌های پراکنده است که بیشتر متحمل هوازدگی و اکسیداسیون شدید شده‌اند به طوریکه تقریباً همه مگنتیت موجود در اسکارن به هماتیت، گوتیت و لیمونیت تبدیل شده گردیده‌اند.

هماتیت با بافت گل کلمی و پرکننده فضای خالی حضور دارد. در مقاطع صیقلی فرایند مارتیتی شدن به مقادیر قابل ملاحظه به وجود دارد. بافت‌های جانیشینی و پرکننده فضای خالی از بافت‌های شاخص مربوط به کانسنگ در منطقه می‌باشد. رگچه‌های کلسیت درون کانسنگ مشاهد گردید که احتمالاً در اثر فرایند تأخیری در مراحل انتهایی کانه‌زایی تشکیل شده‌اند. در محدوده سم آهنی بافت‌های جانیشینی از نوع کاذب هستند یعنی در آنها شکل کانی میزبان حفظ شده است که می‌توان به بافت‌های موجود در کانی گوتیت اشاره کرد.

- نتایج مطالعات میانبارهای سیال

در بررسی‌های سیالات درگیر چهار فاز مشاهده شده که شامل ۱- تک فازی مایع ۲- تک فاز گازی ۳- دوفازی مایع - گاز و ۴- چند فازی متشکل از مایع آبگین + حباب بخار + هالیت $\pm$ فاز جامد ناشناخته است.

فاز نمک معمولاً هالیت بوده اندازه ابعاد هالیت بزرگتر از حباب بخار و فاز جامد اپک است. در بیشتر موارد، دمای انحلال هالیت بیشتر از حباب بخار است. دامنه تغییرات دمای همگن‌شدگی (T_h)

میانبرهای سیال از ۱۲۰ تا ۳۷۰ درجه سانتیگراد تغییر می کند. بیشترین فراوانی دمای همگن شدگی نیز بین دمای ۱۶۰ تا ۱۹۰ و ۳۱۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد مشاهده می شود. درجه شوری نیز از ۱۲ تا ۵۲ درصد وزنی معادل NaCl تغییر می کند که بیشترین فراوانی آن بین ۱۰ تا ۲۰ و ۳۴ تا ۴۰ درصد وزنی معادل NaCl مشاهده می شود. این تغییرات گسترده در دما و شوری نشان دهنده مخلوط شدن سیال کانه ساز داغ با یک سیال با دما و شوری کمتر است.

-مراحل و شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل اندیس سم آهنی

کانسارهای اسکارن به دنبال تزریق و متبلور شدن توده‌ی نفوذی درون سنگ‌های کربناته تشکیل می‌شوند (اینودی ۱۹۸۱ و مینرت ۱۹۹۲). به دنبال جایگیری توده نفوذی درون سنگ‌های درونگیر، دگرگونی مجاورتی صورت گرفته و با انتشار سیال‌های کانه‌ساز، متاسوماتیسم منجر به تشکیل اسکارن می‌شود. قدر مسلم آن است که پدیده متاسوماتیسم با تغییراتی در سنگ‌ها همراه است. تغییرات شیمیایی ناشی از واکنش سیال کانه‌ساز با سنگ میزبان (water-rock interaction) در سیستم‌های اسکارنی، در نتیجه عدم تعادل دمایی میان سیالات ماگمایی دما بالا با آهن‌گ سردشدگی پایین و سنگ‌های دربرگیرنده ایجاد می‌شود که این پدیده موجب اختلاف در ترکیب شیمیایی سیال‌ها و نهشته شدن آهن و فلزهای همراه و تشکیل یون H^+ می‌شود. همزمان با این فرایند، مقداری از سیالات موجود در توده نفوذی آزاد شده و با مخلوط شدن با آب‌های ماگمایی و در سطوح بالاتر با آب‌های جوی، از طریق درز و شکستگی‌ها به طرف بالا صعود کنند. واکنش این سیالات با سنگ‌های اطراف منجر به کانی‌سازی می‌شود.

همانطور که ذکر شد در منطقه مورد مطالعه، گرانیات سرنوسر با سن ائوسن رخنمون دارد. نفوذ این توده گرانیتی به داخل سنگ‌های آهکی ژوراسیک- کرتاسه، باعث دگرگونی، متاسوماتیسم و تشکیل اسکارن آهن در منطقه شده است. بر اساس شواهد موجود روند احتمالی تشکیل اسکارن به صورت زیر است.

- مرحله پیشرونده (Prograde stage)

در این مرحله جایگزینی توده نفوذی سرنوسر (ائوسن) در داخل سنگ‌های کربناته و شار حرارتی ناشی از آن، باعث دگرگونی ایزوشیمیایی و تبدیل سنگ‌های آهکی خالص به مرمر و آلتراسیون بایمتاسوماتیک شده است. در نتیجه، آهک‌ها دچار تبلور مجدد شده و بلورهای کلسیت با بافت موزاییکی و درهم قفل شده تشکیل شده‌اند.

به دنبال جایگیری و شروع تبلور توده نفوذی، سیالات موجود در ماگما به حد اشباع رسیده و به صورت یک فاز ناآمیخته از آن جدا می‌شوند. با افزایش تبلور توده، حجم سیالات زیادتر شده، نفوذ و مهاجرت این سیال‌ها به سنگ‌های دربرگیرنده سبب تحرک و جابجایی عناصر می‌شود. سیالات هیدروترمال که دارای عناصر Fe, Si و Mg همچنین مواد فرار و دیگر یون‌های فلزی هستند، از توده نفوذی به درون سنگ‌های کربناته نفوذ می‌کنند و بخش اگزواسکارن را تشکیل می‌دهند. با ادامه نفوذ این سیالات اسیدی داغ و واکنش آنها با سنگ‌های کربناته و همچنین خروج مواد فرار (CO_2 , H_2O)، افزایش فشار سیال باعث ایجاد درزه و شکستگی‌هایی شده که این امر به نفوذپذیری سنگ‌ها کمک می‌کند. در این مرحله به دنبال نفوذ فاز سیال رها شده از توده نفوذی به داخل شکستگی‌ها و ریز درزه‌های موجود در مرمر تشکیل شده در مرحله اول و واکنش این سیال با کانی‌های سنگ میزبان، کانی‌های کالک سیلکاته بی‌آب (گارنت و پیروکسن) و آلتراسیون متاسوماتیک پیشرونده تشکیل می‌شود.

همزمان با ورود عناصر Si, Mg و Fe از توده نفوذی به سنگ میزبان، عنصر Ca نیز از سنگ میزبان وارد توده نفوذی، شده و باعث تشکیل بخش اندواسکارن در داخل توده نفوذی شده است، زون گارنت اسکارن در این مرحله تشکیل می‌شود. حضور مگنتیت در کنار گارنت در زون گارنت اسکارن نشان می‌دهد که مگنتیت دارای منشأ ماگمایی (گرمابی) است. بر اساس مطالعات انجام شده وجود ولاستونیت در اسکارن که در دمای بالای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است، نشان می‌دهد که کالک

سیلیکات‌های بی‌آب مرحله اول اسکارنی شدن، در گستره دمایی ۵۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند.

- مرحله پسرونده (قهقرایی، Retrogarde)

مرحله پسرونده با تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی و نفوذ آب‌های جوی حرارت پایین و مخلوط شدن با سیال هیدروترمال همراه است، نتایج حاصل از مطالعات میانبارهای سیال نیز مؤید همین فرایند مخلوط شدگی است. اولین مرحله دگرسانی پسرونده در دمای ۱۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد صورت می‌گیرد. طی مرحله پسرونده، در اثر فرایندهای هیدرولیز و کربن‌گیری، کانی‌های کالک سیلیکاته بی‌آب تشکیل شده در مرحله پیشرونده (گارنت و پیروکسن) به فازهای کانیاپی دما پایین مانند کالک سیلیکات‌های آبدار (اپیدوت و ترمولیت-اکتینولیت)، اکسیدها (هماتیت و مگنتیت) و کلسیت، تبدیل شده‌اند. در طی این مرحله، همچنین گارنت به مجموعه کانیاپی اپیدوت، هماطیت، کلسیت و کوارتز تبدیل شده و پیروکسن‌ها نیز تقریباً به‌طور کامل به ترمولیت-اکتینولیت تبدیل شده‌اند. اپیدوت از معمول‌ترین کانی‌های تشکیل شده در این مرحله است. در این مرحله کاهش دما و مصرف H^+ توسط هیدرولیز کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب و کانی‌های کربناته (کلسیت) باعث ناپایداری کمپلکس‌های کلریدی در نتیجه نهشت کانه‌های اکسیدی (مگنتیت) می‌شود.

- مرحله اکسیداسیون یا سوپرژن (Oxidation stage)

آخرین مرحله بعد از ظاهر شدن اسکارن سم‌آهنی در سطح زمین، دگرسانی سوپرژن است که باعث تشکیل کانی‌هایی چون گوتیت و لیمونیت از کانی‌های هیپوژن اولیه در زون اکسیدان و در داخل شکستگی‌ها و حفرات شده است. کلسیت و کوارتزها نیز این کانی‌ها را همراهی می‌کنند. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات پترلوژیکی می‌توان مجموعه کانی‌های زیر را در مراحل مختلف تشکیل اسکارن در منطقه تشخیص داد:

- مرحله اول : مرحله پیشرونده: گارنت + اسکاپولیت + کلینوپيروكسن + مگنتیت + آپاتیت +

ولاستونیت

- مرحله دوم : مرحله پسرونده: مگنتیت + اسکاپولیت + آپاتیت + آمفیبول + اپیدوت + کلریت + کوارتز + پیریت

- مرحله سوم: مرحله سوپرژن: هماتیت + گوتیت + کلسیت + کوارتز

با توجه به مطالب ذکر شده و همچنین رده بندی کانسارهای آهن (فصل اول) و بررسی های میکروسکوپی و صحرایی و داده های ژئوشیمی، می توان نتیجه گرفت که اندیس سم آهنی، از نظر ویژگی های زمین شناسی و کانی زائی، شبیه به کانسارهای اسکارن آهن کلسیمی است.

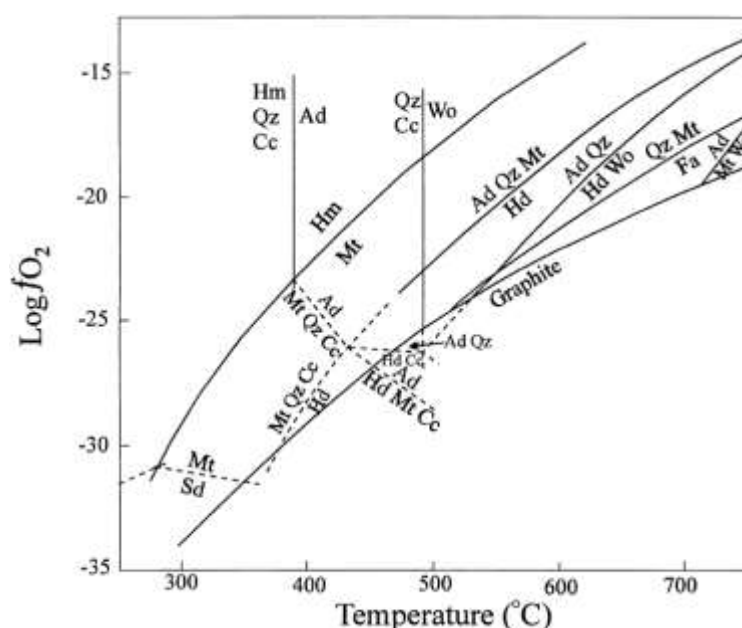
مقایسه اندیس سم آهنی با دیگر آنومالی های معدن سنگان نشان داد که کانسنگ در منطقه سم آهنی در مقایسه با دیگر مناطق بیشتر تحت تأثیر آب های جوی قرار گرفته و در نتیجه مگنتیت به دیگر اکسیدهای آهن مثل هماتیت، گوتیت و لیمونیت تبدیل شده است. همچنین مقدار کانی های سولفیدی بسیار جزئی و فقط به پیریت مربوط است که حاکی از وجود یک محیط اکسیدان در هنگام تشکیل کانسنگ و یا اکسیده شدن سولفیدها به وسیله آب های جوی در نواحی نزدیک به سطح است.

- شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل اسکارن

براساس مطالعات پتروگرافی و کانی شناسی انجام شده، کانی های مطالعه شده در سیستم Ca-Fe-Si- C-O-H قرار می گیرند. لذا میتوان از نمودار $\text{Log}f\text{O}_2\text{-T}$ در فشار ۵۰۰ کیلو بار و $\text{XCO}_2 = 0.1$ (اینودی، ۱۹۸۲) که محدوده پایداری کانی های اسکارنی را نشان می دهد برای تعیین شرایط احتمالی تشکیل اسکارن سم آهنی استفاده کرد (شکل ۵-۱).

آندرادیت در حالت اکسایش متوسط تا پایین پایدار است اما با افزایش فوگاسیته اکسیژن و گوگرد، محدوده پایداری آندرادیت پایین آمده و در نتیجه به کوارتز، کلسیت و مگنتیت دگرسان می شود. با کاهش دما به حدود ۵۵۰ درجه آندرادیت ناپایدار شده و توسط ولاستونیت + پیروکسن جایگزین می شود. وجود ولاستونیت نشان از تشکیل این مجموعه کانیایی در دمایی بیش از ۵۵۰ درجه

سانتی گراد است. حضور ولاستونیت در نمونه های اسکارنی منطقه می تواند شاهی بر تشکیل آندرادیت در دمای بیشتر از ۵۵۰ درجه باشد. در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی گراد، سیال در تعادل با توده نفوذی شروع به دگرسان شدن می کند. با کاهش دما و افزایش فوگاسیته اکسیژن، مجموعه کانی های اپیدوت + کوارتز + کلسیت + پیریت جایگزین گارنت می شوند. همچنین پیروکسن ها به مجموعه ترمولیت-اکتینولیت + کوارتز + کلسیت تبدیل می شوند. که مرحله آغار دگرسانی پسروده است.



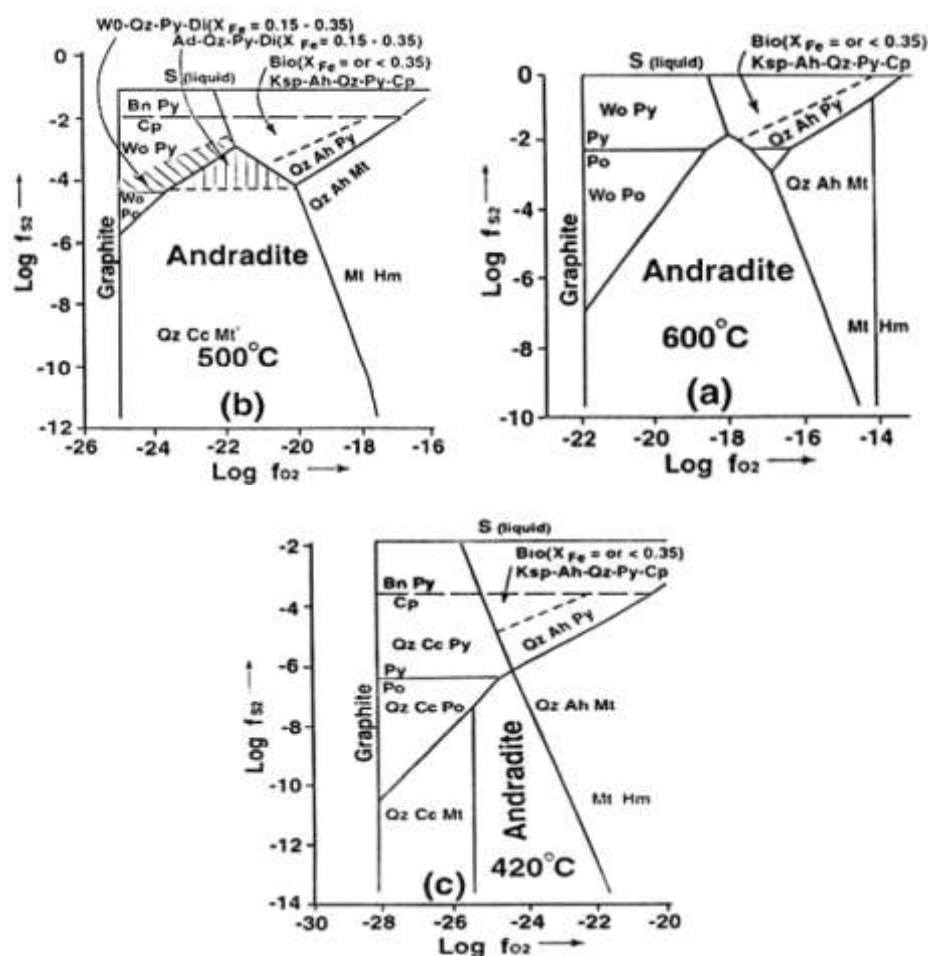
شکل ۵-۱) نمودار T-LogfO2 تغییر یافته بعد از اینودی (۱۹۸۲) که محدوده پایداری کانی های کالک سیلیکاته اسکارنی، اکسیدها، سولفیدها و کانی های کربناته را نشان می دهد (Oyman, 201)

در محیط های تشکیل اسکارن، X_{CO_2} معمولاً ۰/۱ یا کمتر است و دگرسانی پیروکسن در دمای کمتر از ۴۵۰ درجه سانتی گراد صورت گرفته است. در ادامه این روند یون Ca^{+2} از کانی های کالک سیلیکات بی آب جدا شده و کانی های کربناته را تشکیل می دهد.

فوگاسیته گوگرد نیز می تواند در حین تشکیل اسکارن حائز اهمیت باشد. در فوگاسیته بالای گوگرد، آندرادیت می تواند در دماهای بیش از ۴۳۰ درجه سانتی گراد نیز پایدار باشد (شکل ۵-۲، a-b). اما با

کاهش دما به زیر ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، تعادل میان آندرادیت و سیال در تعادل با تودهء نفوذی (با fS_2 بالاتر از 10^{-6}) از بین رفته و لذا آندرادیت توسط مجموعه کانی‌های کوارتز + پیریت + کلسیت جایگزین می‌شود (شکل ۵-۲، c). با کاهش fS_2 به کمتر از 10^{-6} ، مجموعه کانیایی کوارتز + مگنتیت + کلسیت از این سیال متبلور می‌شوند. براساس مجموعه کانی‌های مرحله پس‌رونده و حضور مگنتیت و مقدار کمی پیریت و کوارتز + کلسیت به همراه هم، می‌توان نتیجه گرفت که سیال دگرسان‌کننده در این مرحله، احتمالاً دمایی کمتر از ۴۳۰ درجه و fS_2 برابر با $10^{-6.5}$ داشته است.

تشکیل کانی‌های دما پایین‌تری مانند کلریت و هماتیت در میان کانی‌های تشکیل شده قبلی، حاکی از ماهیت اکسیدکنندگی سیالات متاسوماتیسم‌کننده می‌باشد.



شکل ۵-۲) نمودار 2 $\log f_{O_2}$ - $\log f_{S_2}$ ، برای میدان پایداری گارنت نوع آندرادیت در محدوده حرارتی ۴۰۰-۴۲۰ درجه سانتیگراد (Taylor and liou, 1978)

- مقایسه اسکارن سم آهنی با چند نمونه اسکارن آهن

در مقایسه‌ای که بین اندیس سم آهنی و چند کانسار دیگر از ایران و جهان انجام شد، مشخص شد تشکیل این توده‌ی اسکارنی هم مشابه به دیگر اسکارن‌هاست و در این میان شباهت بیشتری با کانسار اسکارن آهن Changlongshan در چین دارد. بدین صورت که میزبان هردو کربناته بوده، مقدار کانی پیروکسن بسیار جزئی است و بیشتر کانسنگ بصورت هماتیت دیده می‌شود. در جدول زیر نتایج مطالعه‌ی صورت گرفته با نتایج مطالعات دیگر محققین که در دیگر آنومالی‌های معدن سنگان انجام گرفته مقایسه شده است.

جدول ۵-۱) مقایسه اندیس سم آهنی با دیگر آنومالی های معدن سنگان

نام کانسار	اندیس سم آهنی	دیگر آنومالی های شرقی مناطق سنجدک، معدنچو، فرزنه، Ba site و B site حاجی علی (۱۳۸۶)	آنوالی های مرکزی و غربی مظاهری (۱۳۷۷)، کریم پور (۱۳۶۹)، برومندی (۱۳۶۱)، کرمانی و فورستر (۱۹۹۱)، بومری (۱۳۷۱)
مشخصات	کانی سازی	هماتیت با بافت پراکنده و جانشینی، مگنتیت (در مقادیر کم) و مقادیر جزئی پیریت	مگنتیت با بافت دانه ای، منطقه بندی حاوی ادخال های گانگ همراه پیرویت، کالکوپیریت، بورنیت، پیریت، همتایت و گوتیت
سنگ میزبان	سنگ های کربناته آهکی	اسکارن، کنگلومرا، ماسه سنگ و سیلتستون، ولکانیک ها و توف، آهک آهک های دولومیتی	اسکارن، آهک متبلور، شیل، سیلت استون و سنگ های ولکانیکی
دگرسانی در سنگ میزبان	کانی های اسکارنی از جمله گارنت، اکتینولیت، اسکاپولیت، اپیدوت و کلریت و سرسیتی و سوسوریتی شدن	کانی های اسکارنی از جمله فورستريت، گارنت، اکتینولیت، اسکاپولیت، اپیدوت و کلریت و سرپانتین سیلیسی شدن، سرسیتی و تورمالینی شدن	کانی های سیلیکاتی مثل فورستريت، گارنت، اکتینولیت، اسکاپولیت، اپیدوت و کلریت و سرپانتین، ژئولیت، تورمالین، فلدسپات، کوارتز و کربنات
شکل کانی سازی	رگه و رگچه ای، دانه پراکنده، پرکننده حفرات	توده ای، عدسی، رگه، رگچه ای، پرکننده حفرات، دانه پراکنده	توده ای، صفحه ای، عدسی شکل، رگه رگچه، دانه پراکنده و جانشینی
عوامل مؤثر بر کانی سازی	سنگ شناختی و ساختاری	سنگ شناختی و ساختاری	سنگ شناختی و ساختاری
توده نفوذی همراه	گرانیتی متاآلومینوس با پتاسیم بالا، کالک آلکالن، نوع I مرتبط با زون های فرورانس و ماگمای قوس قاره ای		
نحوه تشکیل	اسکارنی	اسکارنی، گرمابی دما پایین	گروهی بر ولکانو رسوبی بودن کانسار و عده ای نیز موافق با متاسوماتیسم اسکارنی هستند.

جدول ۵-۲) مقایسه اندیس سم آهنی با چند کانسار اسکارن آهن ایران و جهان

کانسار	سنگ میزبان	توده نفوذی مرتبط	زون های اسکارنی	نوع آلتراسیون	کانی های متاسوماتیک پیشرونده	کانی های متاسوماتیک پسرونده	کانی های فلزی	پژوهشگر
کمتال آذربایجان شرقی	کربناته خالص و سنگ های تخریبی	کوارتز مونزونیت	انداسکارن و اگزواسکارن	بای متاسوماتیک، متاسوماتیک و سوپرژن	گارت و پیروکسن	اپیدوت ترمولیت اکتینولیت کوارتز کلسیت کلریت	مگنتیت پیریت کالکوپیریت و تتراهدریت	فردوسی ۱۳۹۰
چین Changlongshan	آهک های کربناته	گرانیت گرانودیوریت	اندو اسکارن و اگزواسکارن	بای متاسوماتیک، متاسوماتیک و سرسیتی شدن کربناتی شدن	گارت و مقادیر بسیار جزئی پیروکسن	ترمولیت اکتینولیت کلسیت کلریت	اسپیکولاریت هماتیت پیریت مارتیت و گوتیت	G. Xu et al., 1999
ابوذر خراسان	سنگ های آهکی	گرانیت مونزو گرانیت	اندواسکارن اگزواسکارن	بای متاسوماتیک متاسوماتیک و سوپرژن	گارت و پیروکسن	اپیدوت ترمولیت اکتینولیت کلسیت کلریت بیوتیت	مگنتیت کالکوپیریت پیریت گوتیت و هماتیت	پناهی شهری ۱۳۸۹
Ayazmant ترکیه	لنزهای کربناته و هورنفلس	گرانودیوریت	اگزواسکارن	متاسوماتیک و سوپرژن	دیوپسید گارت و اسکاپولیت	اپیدوت آمفیبول پلاژیوکلاز ارتوکلاز کوارتز کلسیت و کلریت	مگنتیت پیریت کالکوپیریت کالکوسیت مولیبدنیت و الکتروم	Oyman, 2010
سم آهنی خراسان رضوی	سنگ های کربناته آهکی	گرانیت مونزو گرانیت	اندواسکارن و اگزواسکارن	بای متاسوماتیک، متاسوماتیک و سوپرژن	گارت اسکاپولیت ولاستونیت	اپیدوت ترمولیت اکتینولیت کلریت کلسیت کوارتز	هماتیت اولیژیست گوتیت مگنتیت لیمونیت	داده های این پایان نامه

- پیشنهادات

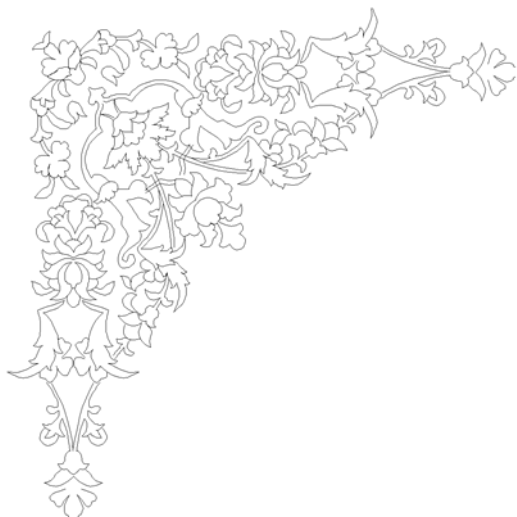
با توجه به این نکته که محدوده سم آهنی از نظر میزان ذخیره و تناژ یکی از مناطق امیدبخش برای بهره‌برداری‌های آتی است، پیشنهادات زیر برای شناخت بهتر و نحوه تشکیل کانسنگ سم آهنی ارائه می‌شود:

- نمونه‌برداری‌های عمقی با حفر گمانه‌های اکتشافی در کانسار به منظور تعیین حد و حدود کانه‌زایی و هندسه کانه‌زایی و همچنین ارزیابی تغییرات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی با عمق.

- انجام مطالعات ایزوتوپی (بویژه ایزوتوپ‌های پایدار) به منظور تعیین دقیق‌تر منشأ سیال کانه‌زا و شرایط تشکیل کانسار.

- مطالعه توزیع گسل‌ها و شکستگی‌ها در منطقه معدنی و تعیین نقش آنها در کانه‌زایی آهن.

- تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی - معدنی دقیق از محدوده کانسار و تعیین عیار آهن.



منابع



منابع

- آراسته ا، (۱۳۶۷) "نگرشی بر معادن سنگ آهن سنگان" هفتمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- آقاناتی س. ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۵۸۶.
- افتخارنژاد ج، (۱۳۵۹)، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی" نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.
- باقریان ع، (۱۳۷۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد "بررسی منشأ و نوع کانه‌زایی کانسار آهن سنگان خراسان"، دانشگاه شیراز.
- بومری م، (۱۳۷۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد "بررسی ژنز کانسار آهن سنگان خراسان"، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- بومری م، (۱۳۷۹) "پتروشیمی سنگ‌های گرانیتی سرنوسر در شمال شرقی ایران" نوزدهمین گردهمایی علوم زمین، تهران.
- بومری م، (۱۳۸۴) "عناصر خاکی نادر (REE) در گارنت از کانسار آهن سنگان خراسان" نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، تهران.
- بومری م، (۱۳۷۸) "مطالعه زمین‌شناسی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در کانی‌های کربناته کانسار آهن سنگان خراسان" سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.
- بومری م، (۱۳۷۷) "مطالعه ژئوشیمی CL و F در بیوتیت‌های گرانیت سرنوسر در شمال شرق ایران و استفاده از آن در تعیین منشأ کانسار آهن سنگان خراسان" هفدهمین گردهمایی علوم زمین، تهران.
- بومری م، و گرگیچ م، (۱۳۸۱) "ترکیب شیمیایی پیروکسن، گارنت و مگنتیت در کانسار آهن سنگان" ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه کرمان.
- بومری م، لشکری پور غ.ج، و گرگیچ م، (۱۳۸۱) "شرایط تشکیل کانسار آهن سنگان بر مبنای مجموعه‌های کانی در شمال شرق ایران" دهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، زاهدان.
- بومری م، و یعقوب پور ع.م، (۱۳۷۱) "ژنز کانسنگ آهن سنگان خراسان" اولین سمپوزیم شرق ایران، دانشگاه مشهد.
- پارک ج. ف و مک. دیارامید ر. آ. (۱۳۷۱)، "کانسارها (۱)"، (ترجمه جعفرزاده ا)، مرکز انتشارات صنعت فولاد.
- حاجی‌علی م، (۱۳۸۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن

- سنگان (آنومالی شرقی)، خوف، خراسان رضوی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.
- حاجی‌علی م، یزدی م، و بهزادی م، (۱۳۸۶) "ژئوشیمی و پترولوژی توده‌ء گرانیتی سرنوسر در منطقه‌ء آنومالی شرقی سنگان خوف، خراسان رضوی" سومین همایش منطقه‌ای زمین‌شناسی و محیط زیست، اسلام شهر، ص ۱۱۹-۱۲۰.
- حاجی‌علی م، یزدی م، و بهزادی م، (۱۳۸۸) "کانی‌سازی آهن در آنومالی شرقی سنگان، شمال شرق ایران" فصلنامه علمی پژوهشی زمین‌شناسی و محیط زیست، سال سوم، شماره ۱.
- حاج‌علیلو ب، (۱۳۸۶)، "ژئوترمومتری میانبارهای سیال"، انتشارات دانشگاه پیام‌نور، ص ۳۰۶.
- حلمی ف، (۱۳۸۸)، "اسکارن و کانسارهای اسکارنی با نگاهی ویژه به اسکارن‌های ایران"، چاپ اول، انتشارات امیرکبیر، تهران، ص ۳۳۸.
- درویش‌زاده س. ع، (۱۳۸۸)، "زمین‌شناسی ایران (چینه‌شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم)" چاپ اول، انتشارات امیرکبیر، تهران، ص ۴۳۴.
- سرابی ف، (۱۳۷۳)، "سنگ شناسی آذرین"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۲۹۷.
- شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد، (۱۳۶۹)، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوف، (۱۳۵۸)، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- شهاب پور ج، (۱۳۸۷)، "زمین‌شناسی اقتصادی"، چاپ پنجم، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۳ ص.
- طالع فاضل ا، مهرابی ب، خاکزاد ا و کیانپور ر، (۱۳۸۹) "مراحل شرایط کانی‌سازی اسکارن آهن دردوی بر اساس شواهد کانی‌شناسی و میانبارهای سیال، منطقه سنگان (خراسان رضوی)" فصلنامه علوم زمین، سال بیست و یکم، شماره ۸۲، ص ۱۳۹-۱۵۰.
- عابدی ع ر، (۱۳۶۸)، پایان نامه دوره کارشناسی: "ژنز کانسار آهن سنگان خراسان"، دانشگاه فردوسی مشهد، ۹۶ ص.
- علیپور ک، و ای. اسمیرنوف، (۱۳۶۷)، "زمین‌شناسی ذخایر معدنی"، مرکز نشر دانشگاهی.
- قاسمی‌پور، م (۱۳۵۵)، "گزارش زمین‌شناسی شرکت ایران باریت در ارتباط با معادن سنگ آهن خراسان".
- قربانی م، (۱۳۸۱)، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۹۵ ص.
- قوامی ح، (۱۳۷۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی ژئوشیمیایی و ژنتیکی سنگ‌های آذرین و دگرگونی کانسار آهن منطقه سنگان"، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.
- فردوسی ر، کلاگری ع، حسین‌زاده ق، و سهرابی ق، (۱۳۹۱) "مطالعات پتروگرافی، دگرسانی متاسوماتیک و ژنز اسکارن آهن و مس کمتال، شمال‌شرق خاراوانا، آذربایجان شرقی" مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۴، شماره ۱، ص ۴۷-۵۸.

- کاهنی ش، (۱۳۸۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعات ژئوشیمیایی و کانی شناسی توده های کانسار سنگ آهن سنگان خواف"، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۳۰ ص.
- کاهنی ش، مظاهری ا، و کریم پور م، (۱۳۸۳) "بررسی ژئوشیمیایی سنگ آهن توده های C شمالی و باغک، وجود یا عدم وجود طلا و تعیین تیپ کانی سازی" هشتمین همایش انجمن زمین شناسی.
- کرمانی و فورستر، (۱۹۹۱) "بررسی پتروگرافی، مینرالوژی و ژئوشیمیایی کانسار آهن سنگان شمال شرق ایران" سومین همایش معدن ایران.
- کریم پور م. ح، (۱۳۷۰)، "بررسی ژنز کانسار آهن سنگان" دهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.
- کریم پور م. ح، (۱۳۷۵) "بررسی منشأ و چگونگی تشکیل کانسار آهن سنگان خراسان" سمینار سنگ آهن شرکت ملی فولاد ایران، ص ۲۶۹-۲۸۱.
- کریم پور م. ح، (۱۳۷۷) "دما، نحوه تشکیل و پارائز مگنتیت در بخش های مختلف کانسار آهن سنگان خراسان" هفدهمین گردهمایی علوم زمین، ص ۱۶۱-۱۶۷.
- کریم پور م. ح، (۱۳۸۵)، "زمین شناسی اقتصادی کاربردی"، چاپ سوم، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۵۳۶.
- کریم پور م. ح، (۱۳۸۸)، "ژئوشیمی، پترولوژی سنگ های آذرین و کانسارهای ماگمایی"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۵۴۶.
- کریم پور م. ح، (۱۳۸۲) "کانی شناسی، آلتراسیون، سنگ منشأ و محیط تکتونیکی کانسارهای IOCG و مثال هایی از ایران" مجموعه مقالات یازدهمین کنفرانس بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه یزد ص ۸۹-۱۸۴.
- کریم پور م. ح؛ بوتریل ر، و مظاهری ا، (۱۳۷۹) "آمفیبول جدید غنی از کلر پارائز مگنتیت و آندرا دیت در اسکارن سنگان خراسان"، دوازدهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۳۶۰-۳۵۸.
- کریم پور م. ح؛ سعادت س، و ملک زاده شفارودی آ، (۱۳۸۱) "شناسایی و معرفی کانی سازی نوع و مگنتیت مرتبط با کمر بند ولکانیکی پلوتونیکی خواف کاشمر- بردسکن" بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین.
- کریم پور م. ح، و ملک زاده ملک زاده شفارودی آ، (۱۳۸۶)، "ژئوشیمی و کانی شناسی زون های اسکارنی و سنگ شناسی سنگ منشأ کانسار آهن سنگان خراسان رضوی" فصلنامه علوم زمین، سال هفدهم، شماره ۶۵ ص ۱۰۸-۱۲۵.
- کریم پور م. ح، و ملک زاده شفارودی آ، (۱۳۸۶) "کانی شناسی اسکارن و سنگ منشأ معدن مگنتیت سنگان" فصلنامه علوم زمین، شماره ۶۵، ص ۱۰۸.

- کریم پور م. ح، و ملک زاده سفارودی آ، (۱۳۸۵) "مقایسه ژئوشیمی سنگ منشأ توده مگنتیت طلا دار تنورجه و مگنتیت بدون طلای معدن سنگان، استان خراسان رضوی" **مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران**، شماره ۱، ص ۲۶۳.
- کیان پور ر، و خاکزاد ا، (۱۳۸۷) "بررسی کانی شناسی، دگرسانی و ژنز کانسار آهن سنگان خراسان در ناحیه دردوی" شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گیلان.
- کیانپور ر، و خاکزاد ا، (۱۳۸۷)، "بررسی کانی شناسی، ژئوشیمی، دگرسانی و زمین شناسی اقتصادی کانسار آهن سنگان در ناحیه دردوی" اولین همایش سراسری کاربرد روش ها و فناوری های نوین در علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی واحد محلات.
- مظاهری س. ا، (۱۳۶۹) "مطالعه ایزوتوپ های O، C و H در اسکارن ها و گرانیتوئیدهای ناحیه سنگان خواف" چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تبریز، ص ۶۱۷-۶۲۰.
- مظاهری س. ا، (۱۳۷۸) "مطالعه سیال های درگیر (Fluid Inclusions) در اسکارن های خواف" هجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- مظاهری س. ا، (۱۳۷۷) "مطالعه شیمی کانی ها در اسکارن های آهن دار سنگان خراسان" هفدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۱۸۹-۱۹۶.
- مظاهری س. ا، (۱۳۸۰) "مطالعه گرانیتوئیدهای نوع I در کوه سرنوسر خراسان" مجموعه مقالات پنجمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تهران، ص ۲.
- مظاهری س. ا، (۱۳۷۹) "معرفی آمفیبول های ناحیه سنگان خواف"، هشتمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۱۶۸-۱۶۴.
- مظاهری س. ا و چنهال ب، (۱۳۷۷) "شرایط فشار، درجه حرارت و ترکیب اسکارن های منیتیتی سنگان خواف خراسان"، دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی، مشهد.
- مظاهری س. ا؛ کریم پور م. ح، و کاهنی ش، (۱۳۸۱) "مینرالوژی و ژئوشیمی اندواسکارن های سنگان" یازدهمین کنفرانس بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه یزد.
- میسون ب، و مر ک، (۱۳۸۶) "اصول ژئوشیمی"، ترجمه (مر، ف، شرفی، ع)، چاپ هفتم، انتشارات دانشگاه شیراز، ص ۵۷۲.
- نصرافهانی ع، و احمدی م، (۱۳۸۴) "پتروگرافی سنگ های آذرین"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، ص ۲۷۲.
- یعقوب پور ع. م، (۱۳۷۳)، "مبانی زمین شناسی اقتصادی"، مرکز نشر دانشگاهی.

Reference

- Boomeri M, T Mizuta, K Nakashima, D Ishiyama and Y Ishikawa. (2010) "Carbon and Oxygen Isotopic Systematics in Calcite and Dolomite from the Sangan Iron Skarn Deposit, Northeastern Iran" **Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran**, V. 21 (3), pp 213-224.
- Boomeri M, Mizuta T, Ishiyama D, and Nakashima K. (2006) "Fluorine and chlorine in biotite from the Sarnowsar granitic rocks, northeastern Iran" **Iranian Journal of Science & Technology**, Transaction. A, V. 30, pp 11-125.
- Bucher K, and Frey M, (1994), "**Petrogenesis of metamorphic rocks**", Springer, Berlin, pp.318.
- Carlson W.D. and Schwarze E.T. (1997) "Petrologic significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: An example from the Llano Uplift" **Journal of Metamorphic Geology**, V.15, pp 631-644.
- Chappell, B.W., and White, A.J.R. (2001) "two contrasting granite types: 25 years later" **Australian journal of earth sciences**, 48, pp 489-499.
- Ciboanu C.L, and Cook N.J. (2004) "Skarn texture and a case study: The ocna de Fier-Dognceea orefield, Banat, Romania" **Ore geology reviews**, V. 24, pp 315-370.
- Cressey G. (1987) "Skarn formation between metachalk and agglomerate in the central Ring Complex, Isle of Aran, Scotland" **Mineral Magnezian Journal**, V. 51, pp 231-246.
- Deer W.A, Howie R.A. and Zussman J. (1966), "**An Introduction to the Rock-Forming Minerals**", Longman Scientific and technical, New York, 528p.
- Dela Roche H, Leterrier J, Grande Claude P, and Marchal M. (1980) "A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁-R₂ diagrams and major element analysis – its relationships and current nomenclature" **Chemical geology**, V. 29, pp 183-210.
- Dziggel A, Wulff K, Kolb J, Meyer F.M, and Lahaye Y. (2009) "Significance of Oscillatory and Bell- Shaped Growth Zoning in Hydrothermal Garnet: Evidence from the Navachab Gold Deposit, Namibia", **Chemical Geology**, V. 262, pp 262-276.
- Dupuis C, and Beaudoin G. (2011) "Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types" **Mineralum Deposita**, V. 46, pp 319-335.
- Einaudi M. T. (1982) "Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. In *Advances in Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*", S. R. Titley (ed.) **Tucson, Arizona**:

- Univer city. Arizona Press. pp 139-183.
- Einaudi M.T. and Burt D.M. (1982) "Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits" **Economic Geology**, V. 77, pp 745-754.
 - Einaudi M. T, Meinert L. D, and Newberry R. J. (1981) "Skarn deposits" **Economic Geology**, V. 75, pp 317-391.
 - Evans A. M. (1997), "**An Introduction to Economic Geology and Its Environmental Impacts**", Blackwell Scientific Pub, 364p.
 - Grant J.A, and Weiblen P. W. (1971) "Retrograde zoning in garnet near the end Sillimanite isograd" **American Journal Science**, V. 12, pp 270-296.
 - Guilbert J.M, and Lowell J.D. (1974) "Variations in zoning patterns in porphyry copper deposits" **Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin**, V. 67, pp 99-109.
 - Hall D.L, Cohen L.H. and Schiffman P. (1988) "Hydrothermal alteration associated with the Iron Hat iron skarn deposit, eastern Mojavi Desert, San Bernardino County California" **Economic Geology**, V. 83(3), pp 568-587.
 - Haynes D.W, and Cross K.C, Bills R.T. and Reed M.H. (1995) "Olympic Dam ore genesis: A fluid mixing model" **Economic Geolog.**, V. 90, pp 307-281.
 - Henderson P. (1984), "**Rare Earth Elements Geochemistry**", Elsevier, Amsterdam, pp 1-32.
 - Hollister L. S. (1966) "Garnet zoning, An interpretation based on the Rayleigh fractionation model" **Science**, V. 154, pp 1647-1651.
 - Hwang S.L, Yui T.F, Chu H. T, and Shen P. (2001) "Submicron polyphase inclusions in garnet from the Tananao Complex, Taiwan, a key to unraveling other wise unrecognized metamorphic events" **Journal of metamorphic Geology**, V. 19, pp 599-605.
 - Irvin T.N, and Baragar W.R.A. (1971) "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks" **Canadian Journal of Earthsciences**, V. 8, pp 523-548.
 - Jamtveit B, Wogelius R.A, and Fraser, D.G. (1993) "Zonation patterns of sakrn garnets, records ofhydrothermal system evolution" **Economic Geology**, V. 21, pp 113-116.
 - Kwak T. A. P (1978) "The conditions of formation of the King Island scheelite contact skarn, King Island, Tasmania, Australia". **American Journal Science**, V. 278:pp 969-999.
 - Lentz D. R, and Walker J. A, and Stirling J. A. R. (1995) "Millistream Cu-Fe skarn deposit: an example of a Cu-bearing magnetite-rich skarn system in northern New Brunswick" **Exploration and Mining Geology**, V. 4, pp 15-31.

- Lottermoser, B.G. (1992) "Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes" **Ore Geology Reviews**, V. 7, pp 25–41.
- Maniar P.D. and Piccoli P.M. (1989) "Tectonic discrimination of granitoids" **Geological of Society American Bulletin**, V.101, pp 635-643.
- Meinert L.D. (1998) "Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration" **Exploration and Mining Geology**, V.6, pp 208-185.
- Meinert L.D. (1995) "Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits: chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: Magmas, Fluids and Ore Deposits", Thompson, J.F.H. (Ed.) **Mineralogical Association of Canada**, V. 23, pp 400-418.
- Meinert L.D., (1984), "Mineralogy and petrology of Iron skarns in western British Columbia, Canada", **Economic Geology**, V. 79, pp 869-882.
- Meinert L. D., (1992), "Skarns and skarn deposits", **Geoscience Canada**, V. 19, pp 145-162.
- Meinert L. D, Dipple M.G, and Nicolescu S. (2005) "World Skarn Deposits" **Economic Geology**, V. 100, pp.299-336.
- Middlemost E.A.K. (1984) "Naming materials in the magma/igneous rocks system" **Earth Sciences Reviews**, V.3, pp 224-215.
- Miyashiro A. (1973), "**Metamorphism and metamorphic belts**", New York, John Wiley and Sons, 479p.
- Morimoto N, and Chairman B. (1989) "Nomenclature of pyroxens" **International Mineralogical Journal**, V. 27, pp 143-156.
- Nakano T, Takahara H, and Naorimasa N. (1989) "Intracrystalline distribution of major element in zoned garnet from skarn in the Chichibu mine, central Japan; illust by color-coded maps" **Mineralogical Association of Canada**, V. 27, pp 499-507.
- Nesse W.D. (2000), "**Introduction to mineralogy**", Oxford University Press, 442p.
- Newberry R.J. (1982), "Tungsten-bearing skarns of the Sierra Nevada: I. The Pine Creek mine, California" **Economic Geology**, V.77, pp 823-844.
- Newberry R.J.(1998) "W- and Sn-skarn deposits: a status report. In: Lentz, D.R. (ed.), Mineralized intrusion-related skarn systems" **Mineralogical Association of Canada, Short Course**, V. 26, pp 335-289.
- Ohmoto H, Mizukami M, Drummond S. E, Eldridge C. S, Pisutha-Arnond and Lenagh T. C. (1983) "Chemical processes of Kuroko formation" **Economic Geology**, V.

- 5, pp 570-604.
- Oyman T. (2010) "Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe-Cu skarn deposition in Ayvalik, (Balikesir), Turkey" **Ore Geology Reviews**, V. 37, pp 175- 201.
- Oyman T, Ozgenc I, Tokcaer T, and Akbulut, M. (2012) "Petrology, Geochemistry, and Evolution of the Iron Skarns Along the Northern Contact of the Egrigoz Plutonic Complex, Western Anatolia, Turkey" **Turkish Journal Earth Science**, V. 21, pp 1-41.
- Pearce J.A, Harrise B.W, and Tindle A.G. (1984) "Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks" **Journal Petrology**, V. 25, pp 956-983.
- Peishan Z, Zhuming Y, Kejie T. and Xueming Y. (1995), "Mineralogy and geology of Rare Earths in China" **Science press, Beijing, China**, 209p.
- Perkins E. H, Brown T. H, Berman R. G. (1986) "PTX-SYSTEM: three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagram", **Computers and Geosciences**, V. 12, pp 749-755.
- Pirajno F. (2009), "**Hydrothermal Processes and Mineral Systems**", Springer Science Business Media B.1250p.
- Ray G.E. (1995) "The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks" **Economic Geology**, V. 90(4),pp 920.
- Robb L. (2007) "**Introduction to Ore Formin Processes**", Blackwell Publishing, 373p.
- Rollinson H. (1993), "**Using Geochemical data: Evolution, presentation, interpretation**", Longman Scientific and Technical, London.
- Shimizuki H. (1980) "Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan" **Economic geology**, V.75, pp 173-183.
- Taylor, B. E. and Liou, J. G. (1978) "The low temperature stability of andradite in C-O-H fluids" **American Mineralogist**, V. 63, pp 378-393.
- Thompson A.B. (1975) "Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist" **Journal of Petrology**, V. 16, pp 314-346.
- Wones D. R. (1989), "Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks" **American Mineralogist**, V. 74, pp 956-983.
- Xu G, Lin X. (2000) "Geology and geochemistry of the Changlongshan skarn iron deposit. Anhui province, China" **Ore Geology Reviews**, V. 16, pp 91- 106.
- Yardly B.W.D., Rochelle C.A., Barnicoat A.C., and Lioyd G.E., (1991), "Oscillatory

zoning in metamorphic minerals, Anindicator of infiltration metasomatism”, **Mineralogical Magnezian**, V. 55, pp 357-365.

- Yuan C, Sun M, Xiao W, Wilde S, Li X, Long X, Xia X, Ye K and Li J. (2009) “Garnetbearing tonalitic porphyry from East Kunlun, Northeast Tibetan Plateau: implications for adakite and magmas from the MASH zone. International” **Journal of Earth Sciences** (Geol Rundsch), V. 98, pp 1489-1510.
- Yocel Oztork Y, Helvaci c, and Satir M. (2005) “Genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the Evciler granitoid, Kazdag, Canakkale Turkey and comparison whit world skarn granitoids” **Journal of earth Sciences**, V.14, pp 255-280.

Abstract



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences
Department of Petrology and Economic Geology
MS thesis

**Mineralogy, Geothermometry and Genesis of the SOM-
AHANI ore deposits (Sangan Iron mine, SE of Khaf area)**

Azam ahi

Supervisor
Dr. A. Qishlaqi

Advisor
Dr. M. Sadeqiyan
Dr. A. Golmohammadi

September 2014