

باسمه تعالی

سرکار خانم خدیجه خلیلی (مهری طرح)

سرکار خانم دکتر فریاد آیتی (بکار طرح)

اعضاء محترم هیئت علمی مرکز بروجرد و مرکز شهرکرد

باسلام و احترام،

پس از حمد خدا و درود بر خاتم انبیاء (ص)

بدینوسیله طرح پژوهشی در قالب پژوهانه مشترک شما با عنوان «مطالعه سترگ رانی و رنوشیمی در کونکونی بومی مجاورتی در منطقه وره شمال شرق اصفهان» با اعتبار ۲۴۰۰۰۰۰ ریال (بیست و چهار میلیون ریال) مصوبه جلسه مورخه ۹۲/۴/۲۶ و به شماره قرارداد منعقد شده ۱۱/۰۹/۲۹۳۹ د مورخ ۱۳۹۲/۷/۱۶ در تاریخ ۱۳۹۳/۴/۱۶ خاتمه یافته اعلام می گردد.

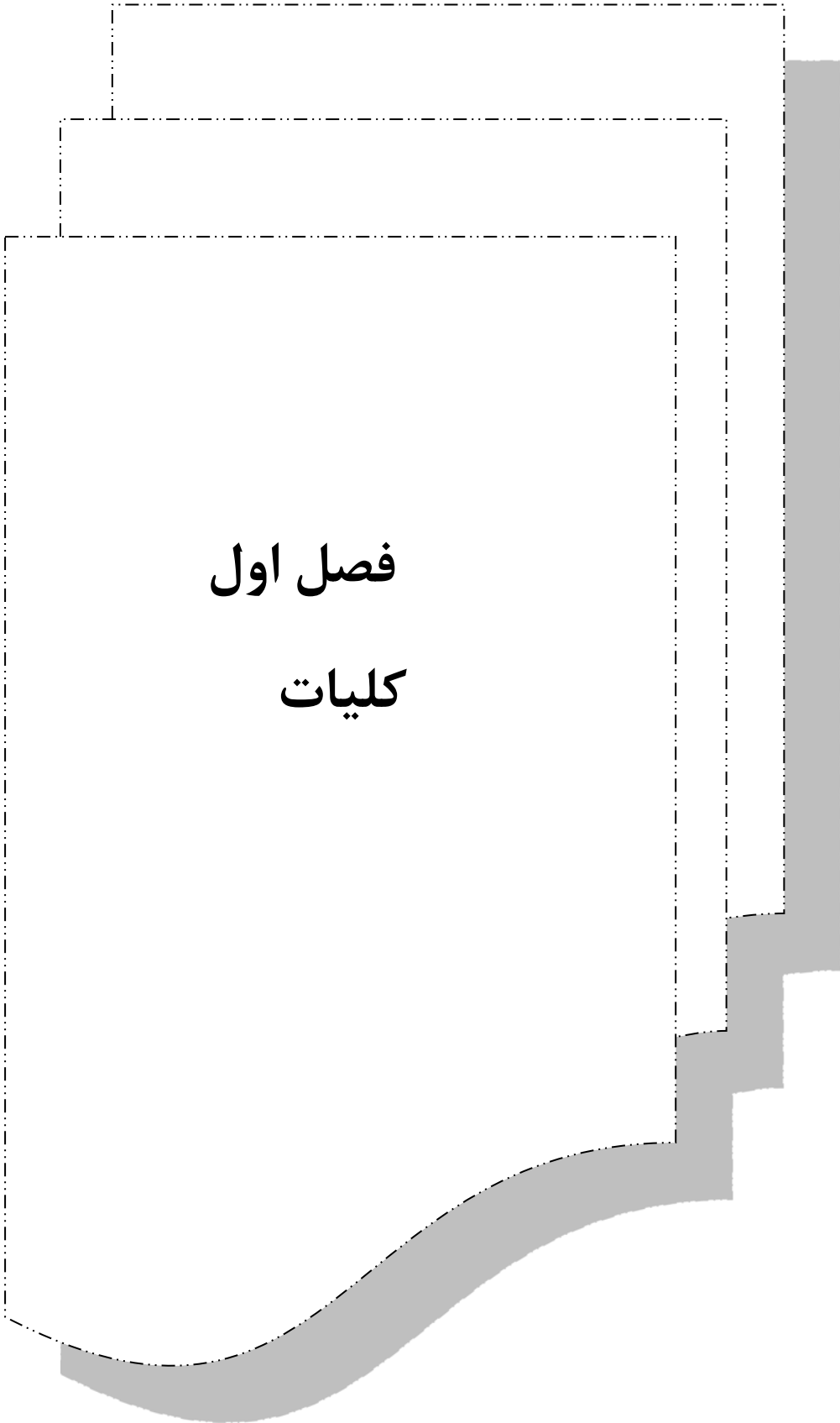
حسینعلی قجری
سرپرست دانشگاه پیام نور بختیاری

چکیده:

اسکارن وژه در فاصله ۷۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان، در زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. در این منطقه توده نفوذی گرانودیوریتی با سن الیگو- میوسن سنگهای کربناته کرتاسه را تحت تاثیر قرار داده است. توده نفوذی گرانیتوئیدهای تمام خصوصیات شیمیایی و کانی شناسی گرانیت های تیپ ۱ را دارد و سبب رخداد اسکارن هورنفلس و مرمر در منطقه وژه شده است. فرایندهای هیدروترمالی موجب تغییر ترکیب سنگ ها می شود. در این پدیده، اسکارن های کلسیم دار و آهن دار تشکیل شده است. رخساره مربوط به این نوع دگرگونی از نوع پیروکسن -هورنفلس است. کانیهای اصلی تشکیل شده در اسکارنهای وژه، گارنت، ولاستونیت، کلسیت، دیوپسید و زوویانیت می باشد. گارنت از فراوان ترین کانی های موجود در منطقه می باشد که در طی مراحل اسکارن زایی (متاسوماتیسم) تشکیل شده اند و ترکیب آنها از نوع آندرادیت- گروسولار می باشد. این کانی در این سامانه اسکارنی به اشکال و اندازه های گوناگون در این سنگ ها دیده می شود. این گارنت ها عمدتاً خود شکل و ایزوتروپ بوده و در مواردی بی شکل هستند و یا انیزوتروپی نشان می دهند و عمدتاً دارای هسته غنی از گروسولار بوده که به سمت حاشیه، با یک مرز واضح محتوای آندرادیت در آنها افزایش چشمگیری نشان می دهد. بررسی های صورت گرفته توسط محققان، جوشش را به عنوان عامل اصلی این پدیده مطرح می سازند، به این صورت که این پدیده منجر به افزایش محتوای آهن و فوگاسیته اکسیژن در مراحل پایانی تکوین این سامانه گشته و سرانجام محتوای آندرادیت در محلول جامد گارنت را افزایش داده است

تحول اسکارن وزه در محدوده دمایی ۳۸۰-۵۳۰ درجه سانتی گراد و فشار ۰.۵ کیلو بار و فوگاسیته بالای اکسیژن بوده است.

کلمات کلیدی: گارنت، دگرگونی مجاورتی، پیروکسن هورنفلس، اسکارن وژه



فصل اول

کلیات

واژه اسکارن اولین بار در سوئد به عنوان یک اصطلاح معدنی، برای توصیف باطله سیلیکاته نسبتاً درشت همراه با بعضی از ذخایر آهن به کار گرفته شد به همین دلیل تصور بر این بود که همه سنگ های اسکارنی همراه با کانه زایی هستند. گذشت زمان و بررسی های بیشتر بر روی این دسته از سنگ های دگرگونی نشان داد که همه اسکارن ها دارای کانه زایی اقتصادی نبوده و تنها اسکارن هایی که دارای کانه زایی باشند، کانسار اسکارن نامیده می شوند. اولین کاربرد منتشر شده از اسکارن به زمان تورن بام^۱ (۱۸۷۵) بر می گردد. او سنگ های غنی از پیروکسن را اسکارن سبز و سنگ های غنی از گارنت را اسکارن قهوه ای نامید. زاریکوف^۲ (۱۹۷۰) سنگ های متاسوماتیکی حاوی سیلیکات های کلسیم و آهن دار دما بالا و آلو مینوسیلیکات ها را اسکارن های کلسیم دار نامید که در مناطق دما بالای هاله های همبری توده های نفوذی، در نتیجه تأثیر متقابل کربنات ها و محلول های نشات گرفته از ماگما به وجود می آیند.

اسکارن سنگی است دگرگونی که در اثر واکنش بین کانی های سیلیکاته و آهنی در مرز تماس یا در مجاورت توده نفوذی در عمق کم، جایی که فشار هیدرواستاتیک بر فشار لیتواستاتیک غلبه می کند و با هر سنی (پرکامبرین تا ترشیری) یافت می شود. از نظر زمانی مهمترین اسکارن ها متعلق به مزوزوئیک و سنوزوئیک می باشند. از نظر مکانی اسکارن ها بر کمر بند کوهزایی منطبق می شوند و رابطه نزدیکی با کمر بندهای کوهزایی دارند. پترولوژی اسکارن ها از مباحث جالب سنگ شناسی می باشد. اسکارن ها شامل تنوع وسیعی از کانی های کالک سیلیکاته و دیگر کانی های مربوطه می باشند که معمولاً گارنت و پیروکسن غالب هستند. گارنت در بیشتر موارد، یکی از کانی های اصلی اسکارن ها به حساب می آید و فراوانی پورفایروبلست های اصلی آن در زون های مختلف دگرگونی به فراوانی مشاهده می شود. اسکارن های واقعی از واکنش بین محلول های ماگمایی یا گرمایی در حرارت بالا با سنگ های کربناته به وجود می آیند و نوع کانی های تشکیل شده در آن ها به عوامل زیر بستگی دارد (لرمان^۳، ۲۰۰۹):

^۱. Tornebohm

^۲. Zharikov

^۳. Lehrmann

۱- ترکیب شیمیایی و کانی شناختی سنگ کربناته

۲- ترکیب شیمیایی محلول های ماگمایی یا گرمایی

۳- درجه حرارت محلول ها و عمق آن ها

ذخایر اسکارن به ویژه آن هایی که از کانی های دیرگداز مثل گارنت و مگنتیت غنی هستند، ممکن است دارای بافت هایی باشند که اطلاعات مفیدی از فرآیندهای اولیه و ثانویه تشکیل اسکارن به دست دهند. آن ها همچنین رویدادهای رخ داده در طول فرآیند اسکارن زایی را مشخص می کنند (هاباک^۴، ۲۰۰۴ - کاموونگ و زاو^۵، ۲۰۰۹). بافت های غالب ممکن است ویژه اسکارن ها نباشد، ولی دنباله بافت های حفظ شده ممکن است در تفسیر فرآیندهای کانه زایی و گذرگاه های پیشرونده - پسرونده درون سامانه های اسکارنی خاص به زمین شناسان کمک کنند (کاموونگ و زاو، ۲۰۰۹). الگوهای مشاهده شده در نمونه های دستی و منطقه بندی بلوری کانی های اسکارنی مختلف نیز در تشخیص فرآیندهای کانه زایی خطی، غیرخطی و چرخه ای مشخص با سازوکارهای نفوذی، کمک می کند (ناکانو^۶، ۱۹۷۸ - اوچی آی^۷، ۱۹۷۸). الگوهای منطقه بندی، خود از نظر الگوهای بافتی در کانسارهای مختلف، متفاوت هستند و به عنوان یک ابزار با اهمیت در پی جویی ذخایر اسکارن به شمار می روند. ذخایر اسکارن از نظر شکلی شواهدی از مراحل پیشرونده و پسرونده نهشت سطحی را نشان می دهند. فرآیند اسکارنی شدن در مرحله پیشرونده به وسیله سیالات ماگمایی انجام می شود ولی این عمل در مرحله پسرونده به وسیله سیالات جوی انجام می شود (مینرت^۸، ۱۹۹۸).

یکی از مهمترین پارامترها در بررسی اسکارن ها، زون بندی آن ها است. زون بندی از مقیاس میکرومتری تا کیلومتری گسترش دارد و بازتاب نفوذ سیالات، واکنش سنگ دیواره، تغییرات دما و اختلاط سیالات است (ناکانو، ۱۹۷۸ - اوچی آی، ۱۹۷۸). اغلب نهشته های اسکارن بزرگ با فاصله از توده نفوذی و نیز زمان نسبی وابسته به نفوذ زون بندی می شوند (مینرت، ۱۹۹۸). در اغل اسکارن ها یک الگوی زون بندی عمومی

^۴.Habaak

^۵.Kamvong & Zaw

^۶.Nakano

^۷.Ochiai

^۸.Meinert

در محل برخورد اسکارن و آهک وجود دارد. تغییر در این الگوی عمومی بازتاب دهنده تفاوت در شیمی ماگما، ترکیب سنگ میزبان، عمق تشکیل و حالت اکسایش است (مینرت، ۱۹۹۸). گستره بافت های تشکیل شده از بعضی رویدادها می تواند برای تشخیص مرحله پیشین و پسین اسکارن به کار گرفته شود.

در ایران با توجه به فعالیت گسترده ولکانیکی سنوزوئیک و شکل گیری کمر بند ولکانوپلوتونیک ارومیه - دختر و نفوذ آن به درون واحدهای رسوبی پالئوزوئیک و مزوزوئیک، رخدادهای متنوع اسکارنی در امتداد این کمر بند یافت می شوند. بسیاری از این اسکارن ها حاوی کانسار بوده و امروزه مورد بهره برداری قرار می گیرند. اسکارن های واقع در بخش شرقی وژه از جمله جالب توجه ترین اسکارن ها از دیدگاه کانی شناختی و سنگ شناسی می باشند و با توجه به این که تاکنون مطالعات کاملی بر روی این اسکارن ها صورت نگرفته است، مطالعه این سنگ ها از دیدگاه پتروژنز و کانه زایی جالب توجه به نظر می رسد.

. منطقه مورد مطالعه در شمال شرق اصفهان و از لحاظ ساختاری متأثر از گسل قم - زفره می باشند. در در این منطقه توده های نفوذی کوچکی، سنگهای آهکی زیرین راقطع نموده اند. اسکارن سازی همراه با کانه سازی مس پی آمد چنین فر آیندی است. مطالعات انجام شده در این منطقه بیشتر مطالعات اقتصادی می باشد لذا ما در این پژوهش بر آنیم که کانی شناسی و پترو لوژی اسکارنها، نحوه پراکندگی آنها روی نقشه، تقسیم بندی آنها، همچنین ارتباط آنها با کانسار سازی مس را مورد بررسی قرار دهیم. نتایج طرح کمک به اکتشاف مس اسکارنی در منطقه خواهد نمود.

روش تحقیق:

پس از بررسی های صحرایی و نمونه برداری از اسکارنهای منطقه تعداد ۳۰ مقطع نازک و صیقلی آماده شدند. با بررسی های صحرایی و کانی شناسی از بین مقاطع تهیه شده ۶ عدد برای آنالیز ریز پردازشی انتخاب و از آنها مقطع نازک صیقلی تهیه شد. نمونه ها با استفاده از ریز پردازنده الکترونی Camca - SX-50. در دانشگاه کالسروه آلمان مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج آنالیز ریز پردازشی کانی ها (بر حسب درصد) و محاسبه فرمول ساختاری آنها ارایه شده است. علائم اختصاری کانیها برای نامگذاری آنها از Kertz (1983) اقتباس شده اند. رسم نمودارهای

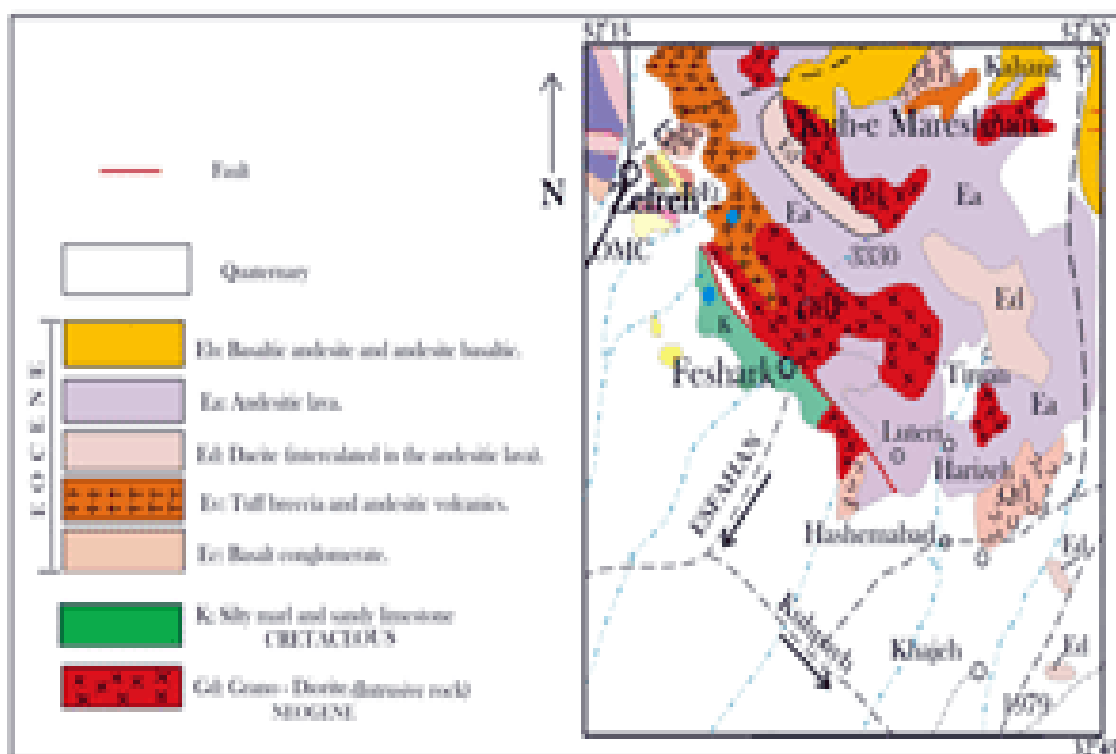
زمین شیمیایی با استفاده از نرم افزارهای Minpet 2.02 انجام شده است . در نهایت، باتلفیق اطلاعات حاصل از مشاهدات صحرایی، مطالعه ی مقاطع نازک وصیقلی ونتایج حاصل از تجزیه های مختلف نتیجه گیری نهایی به عمل آمد.

اهداف و دستاوردهای تحقیق:

- هدف از انجام تحقیق مطالعه سنگ شناسی و کانی شناسی اسکارن های وژه ، در نزدیکی دهکده فشارک (۷۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان) می باشد. برای رسیدن به هدف مذکور، موارد زیر بررسی شده اند:
- مطالعه وبررسی ویژگیهای کانی شناسی،پتروگرافی وزمین شیمی اسکارن ها
 - مطالعه واکنش های دگرگونی بر مبنای مشاهدات کانی شناسی
 - تشخیص نوع کانی سازی اسکارن

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه:

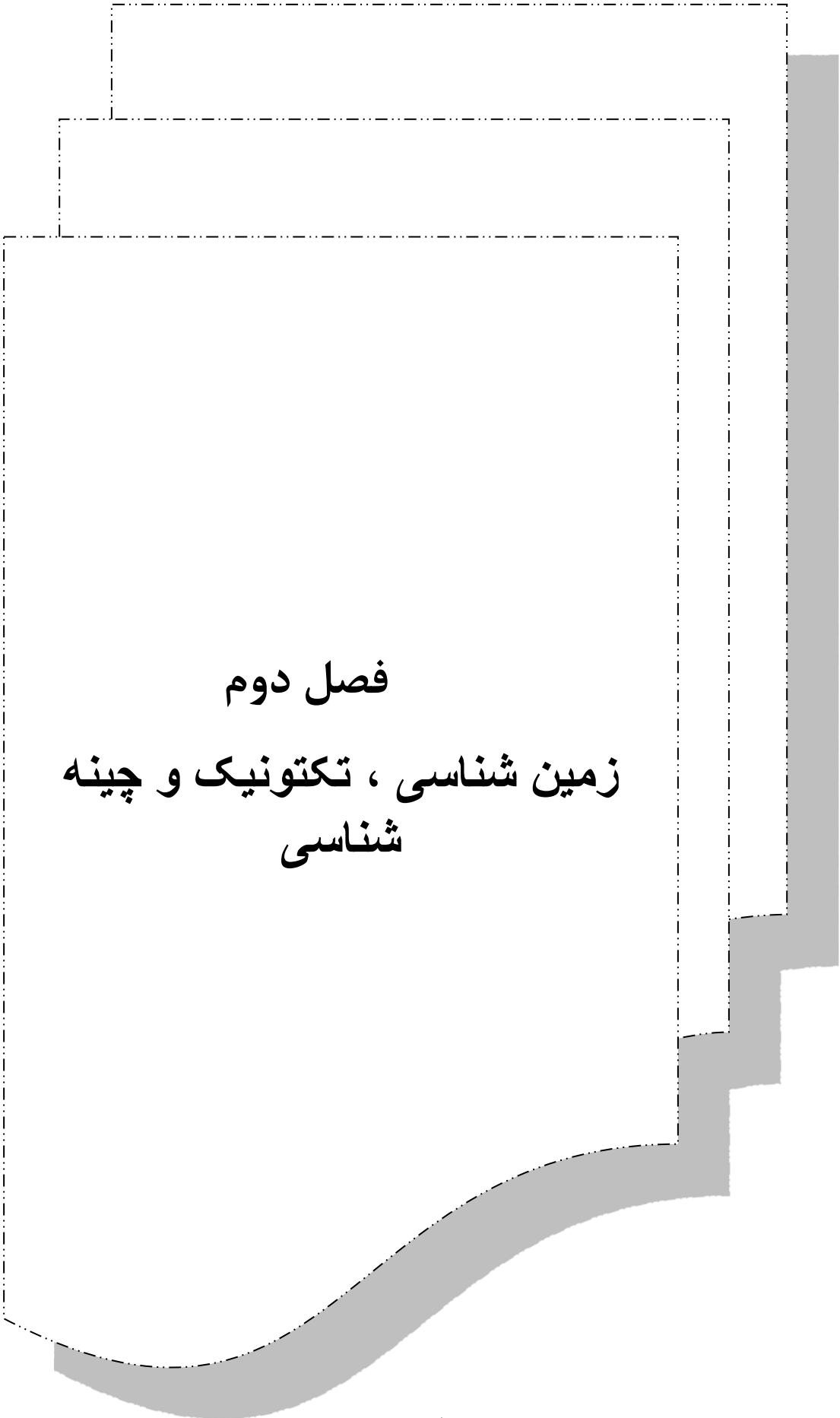
منطقه مورد مطالعه، در نزدیکی دهکده فشارک (۷۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان) قرار دارد. سنگ های ولکانیک ائوسن، توده های نفوذی الیگوسن، سنگ های کربناته کرتاسه پایانی و اسکارن، لیتولوژی منطقه را تشکیل می دهند. از خصوصیات بارز منطقه ورقه ای بودن آهک های مربوط به آن است که در اثر حرکات تکتونیکی گسل قم – زفره بوجود آمده است. خصوصیات تکتونیکی منطقه بر روی حرکت و جایگیری توده نفوذی زیرین و پدیده اسکارن سازی نقش بسزایی داشته است. همچنین در اثر فعالیتهای بعدی گسل، سطح تماس بین اسکارن و سنگ های آهکی از بین رفته است. حرکت گسل از میان سنگ های کربناته و اسکارن صورت گرفته و باعث جدایش این دو لیتولوژی از یکدیگر شده است؛ بطوریکه در هیچ جای منطقه سنگ های آهکی و اسکارن با هم دیده نمی شوند. (تصویر ۱-۱)



تصویر ۱- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ اصفهان با تغییر. منطقه مورد مطالعه در شمال شرق اصفهان قرار دارد. (زاهدی،

مطالعات پیشینیان:

نوربهرشت، مقاله ای تحت عنوان کانی شناسی اسکارن در منطقه ورژه تهیه نموده است. علی احمدی (۱۳۶۷) در رساله کارشناسی ارشد تحت عنوان پتروگرافی و پترولوژی توده های نفوذی و اسکارن های شمال فشارک، اشاره ای به منطقه مورد مطالعه نموده است. در سالهای اخیر نیز مقالات و کارهای متعددی در منطقه انجام شده است. از جمله مرضیه جاویدی (۱۳۸۹) در رساله ارشد خود تحت عنوان تبیین ترکیب شیمیایی سازندگان ماگمایی در تکوین اسکارن های آهکی فشارک، شمال شرق اصفهان، مرکز ایران به مطالعه منطقه پرداخته است



فصل دوم

زمین شناسی ، تکتونیک و چینه شناسی

مقدمه:

اشتوکلین (۱۹۶۸) در تقسیم بندی ساختمان زمین شناسی ایران، این ناحیه را جزء زون ایران مرکزی محسوب نموده است. نبوی (۱۳۵۵) با تفکیک واحدهای ساختمانی - رسوبی ایران این بخش از کشورمان را جزئی از ایران مرکزی دانسته است. داودزاده و اشمیت (۱۹۸۳) و نوگل سادات (۱۹۸۵) نیز این قسمت را جزء ایران مرکزی دانسته اند.

ایران مرکزی جزء بزرگترین و پیچیده ترین واحدهای زمین شناسی ایران به شمار می رود به طوری که در این واحد قدیمی ترین سنگهای دگرگونی شده (پرکامبرین) ایران تا آتشفشانهای فعال و امروزی وجود دارد. در واقع این منطقه را می توان محل قدیمی ترین پوسته قاره در ایران محسوب داشت که حوادث زمین شناسی فراوانی را به خود دیده است (درویش زاده، ۱۳۷۰).

بخش غربی این زون که منطقه مورد مطالعه در آن واقع است عموماً از سنگهای آتشفشانی و پیروکلاستیک های وابسته به آن تشکیل شده است که در امتداد نوار طویلی از سهند تا بزمان با پهنای تقریبی ۱۵۰ کیلومتر به موازات زون دگرگون شده سنندج - سیرجان قرار دارد و بنام زون آتشفشانی سهند - بزمان یا ارومیه - دختر نامیده می شود. در داخل این زون آتشفشانی توده های نفوذی متعددی بیرون زده اند. سن و ترکیب توده های نفوذی و سنگهای آتشفشانی متفاوت است ولی اکثراً به ترشیری تعلق دارند. بعلاوه ملانژهای افیولیتی کرتاسه فوقانی در کنار شکستگی های اصلی این زون خودنمایی می کنند. در این زون گسلهای بزرگ و متعددی دیده می شوند که اغلب آنها موازی گسل قم - زفره بوده و احتمالاً در تشکیل توده های نفوذی و گدازه های آتشفشانی نقش داشته اند.

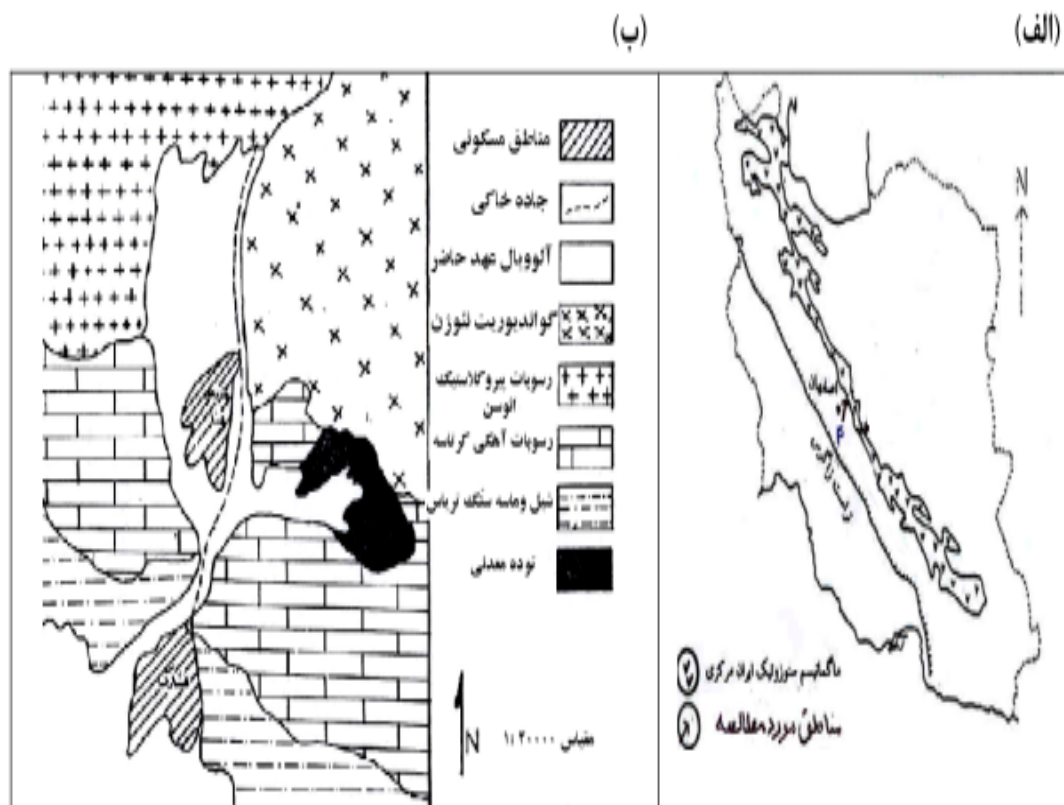
زمین شناسی منطقه:

منطقه وژه در ۷۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان واقع شده است این منطقه در تقسیمات زمین شناسی ایران در نوار ماگماتیسیم سنوزوئیک ایران مرکزی و در نزدیکی دهکده فشارک قرار دارد. در بررسی های صحرایی توده نفوذی الیگو- میوسن، سنگ های ولکانیک ائوسن، اسکارن و سنگ های کربناته کرتاسه

بالایی، لیتولوژی اصلی منطقه را تشکیل می دهند. توده های نفوذی شمال فشارک سه گروه اصلی سنگ ها را تشکیل می دهند. ۱- تونالیت و گرانودیوریت ۲- گرانیت و گرانیت آپلیتی ۳- کوارتز دیوریت و دیوریت. حجم اصلی و اساسی توده های نفوذی را تونالیت تشکیل می دهد. فازهای تفریق یافته آنها گرانیت و سپس آپلیت هستند (احمدی، ۱۳۶۷).

طبق بررسی های انجام شده، گرانیتوئیدهای شمال فشارک، تمام خصوصیات شیمیایی و کانی شناسی گرانیت های تیپ ۱ را دارد و به احتمال زیاد ماگما دارای ترکیب تونالیتی بوده، که در حاشیه های سریع سرد شده، بویژه در تماس با اسکارن به دیوریت اوژیت دار تفریق شده است. در وژه اثری از توده نفوذی در تماس بلافضل اسکارن مشاهده نمی گردد، اما چندصد متر به طرف شمال چند توده نفوذی کوچک به چشم می خورد. ویژگی های کلی منطقه به این صورت است که در بخش جنوبی منطقه، سازند نایبند به صورت یک سکانس از ماسه سنگ و شیل های خاکستری و بنفش رنگ به طور متناوب و اکثرا نازک لایه دیده می شود. با گذر از این سازند به سنگ های کربناته می رسیم که از جنس آهک های مارنی به رنگ خاکستری روشن بوده و کاملاً "میلونیتی هستند. میلونیتی بودن آهک ها مربوط به عملکرد گسل قم - زفره می باشد که از میان آهک های دگرگون نشده و سنگ های اسکارنی شده می گذرد. سنگ های کربناته منطقه وژه، اکثرا آهک مارنی می باشند. ضخامت آنها حدود ۴۰۰ متر می باشد. و در اثر حرکات تکتونیکی گسل قم - زفره آهک ها به صورت ورقه هایی بر روهم قرار گرفته و حالت شیستوزیته نشان می دهند. فعالیت های تکتونیکی در منطقه نقش موثری بر روی حرکت و جایگیری توده نفوذی زیرین و پدیده اسکارن سازی داشته است. همچنین مرز بین اسکارن و سنگ های آهکی در اثر فعالیتهای بعدی گسل، از بین رفته است. حرکت گسل از میان اسکارن و سنگ های کربناته صورت گرفته و موجب جدایش این دواحد لیتولوژی از یکدیگر شده است؛ چنانچه در سر تاسر منطقه سنگ های آهکی و اسکارن در هیچ مکانی با هم دیده نمی شوند. نقشه زمین شناسی ساده شده از منطقه مورد بررسی ارایه شده است. (تصویر ۱-۲).

این اسکارنها در صحرا در نزدیکی اسکارنهای حنا قرار گرفته اند (تصویر ۲-۲)



تصویر ۱-۲ نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه



تصویر ۲-۲: رخنمون اسکارینها در مجاورت مزرعه وژه (در غرب فشارک)

اسکارن :

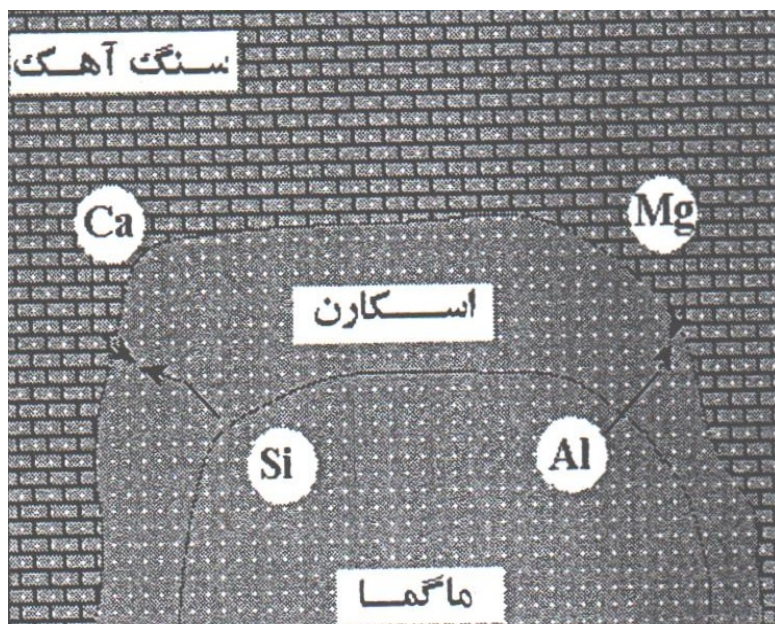
در وژه با حرکت از سمت زون دگرگون به طرف شمال در ابتدا ماسه سنگها و شیل‌های مربوط به سازند نای بند را داریم. این سنگها به هیچ وجه تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی قرار نگرفته اند و شیل‌ها که مستعد ترین سنگهای رسوبی برای فعل و انفعال در مقابل دگرگونی حرارتی هستند کاملاً دست نخورده باقی مانده اند. بعد از پشت سر گذاشتن شیل‌ها و ماسه سنگهای تریاس فوقانی با سنگهای کرتاسه روبه رو می شویم. در کنتاکت بین این دو سازند آهکهای کرتاسه در وسعتی به عرض ۱۰ تا ۳۰ متر به طور قابل توجهی میلونیتزه شده اند. حالت کلی سنگها در این محل بسیار شبیه یک شیست است. شیستوزیته این سنگها سبب شده که در نقشه آنها را تحت عنوان زون آهکهای شیستوز معرفی کنیم. اما آنچه که این شیستوزیته را ایجاد کرده جهت یابی ترجیحی بعضی از کانی های فیلیتی نیست بلکه تاثیر شدید گسل‌های نرمال و معکوس در این بخش است که باعث میلونیتی شدن و جهت یافتگی کلسیت در خود سنگ شده است. بلورهای کلسیت در سنگ یک حالت مخطط پیدا کرده اند و این تخطط به علت بازی گسل حادث شده است. امتداد این خطواره ها که در نمونه های دستی و میکروسکوپی بسیار واضح است د رامتداد گسل اصلی است که سازند نای بند را در کنار سنگهای کرتاسه قرار داده است. البته نقش کانی های رسی موجود در مارن میلونیتی را در ایجاد شیستوزیته نباید نادیده گرفت. این کانی ها می توانند د رنتیجه بازی گسل و جابه جایی ذره ای خود نیز در سنگ جهت یافته شوند و همراه با کلسیت خصوصیات یک سنگ شیستی را به میلونیت ببخشند. به عبارت دیگر جریان ذره ای در سنگ که به علت بازی گسل ها صورت می گیرد می تواند یک ساخت جریانی در کانی های یک بعدی یا دو بعدی به وجود بیاورد. بعد از گذر از این باند پسودو شیست زون آهکهای نادگرگون را خواهیم دید. بادور شدن از مرز این زون مقدماتاً تحول سنگهای آهکی به مرمر دیده می شود. سنگ از کلسیت و مختصری کوارتز تشکیل شده و بلورهای کلسیت تماماً ر کریستالیزه شده اند. به تدریج تحول به مرمر کامل می گردد و دانه های درشت کلسیت بافت موزائیک پیدا کرده و نیز محتوی دانه های ریز فراوان و پراکنده گارنت می گردند. تحول از بخش آهکهای نادگرگون به مرمر های تدریجی است و لذا این دو بخش را تحت عنوان زون آهکهای نادگرگون و مرمر معرفی می نماییم (احمدی، ۱۳۶۷). وسعت

این زون ۱۵۰ تا ۶۰۰ متر است. بعد از زون نادگرگون و مرمر، یک زون از آهکهای دگرگون شده که دارای کانی های شاخص دگرگونی است آغاز می گردد. حد این زون و زون قبلی ناگهانی است و با یک گسل آغاز می گردد البته دگرگونی مجاورتی و زوناسیون در این منطقه کامل است. به عنوان مثال در اولین نمونه های برداشت شده از این زون، مرمرهای دارای کلسیت های درشت با بافت موزاییک همراه با بلورهای ریز و پراکنده گارنت دیده می شود. گارنتهای مزبور انهدرال تا ساب هدرال بوده و گاه به صورت شبج گارنت دیده می شوند. به تدریج بلورهای ریز دیوپسید نیز در سنگ ظاهر می شوند. با نزدیک شدن به توده آذرین نفوذی، بلورهای گارنت درشت و کامل و ایزوتروپ می شوند. دیوپسید نیز درشت تر و شکلدارتر می گردد. وسعت این زون که زون گارنت نام گرفته، حدود ۱۵۰ تا ۴۰۰ متر است. بعد از این زون، ولاستونیت نیز آشکار می شود. در اینجا نیز پیدایش ولاستونیت تدریجی است. گاه ولاستونیت با دیوپسید همراه است. در این زون گارنتهای فراوان، درشت وایدیومورف هستند. گاه وزوویانیت به همراه این کانی ها دیده می شود. که عموماً دانه ریز و اینترفرانس قهوه ای دارد.

فصل سوم: پتروگرافی

اسکارن ها:

دگرگونی مجاورتی سنگ های کربناته مثل سنگ آهک و اضافه شدن سیلیس، آلومینیم و سایر عناصر از ماگما و سنگ درونگیر باعث تشکیل هاله مجاورتی حاوی کانی های کالک سیلیکاته و در نتیجه ایجاد اسکارن می شود (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳- تشکیل اسکارن در اثر جای گیری توده ماگما در سنگ آهک

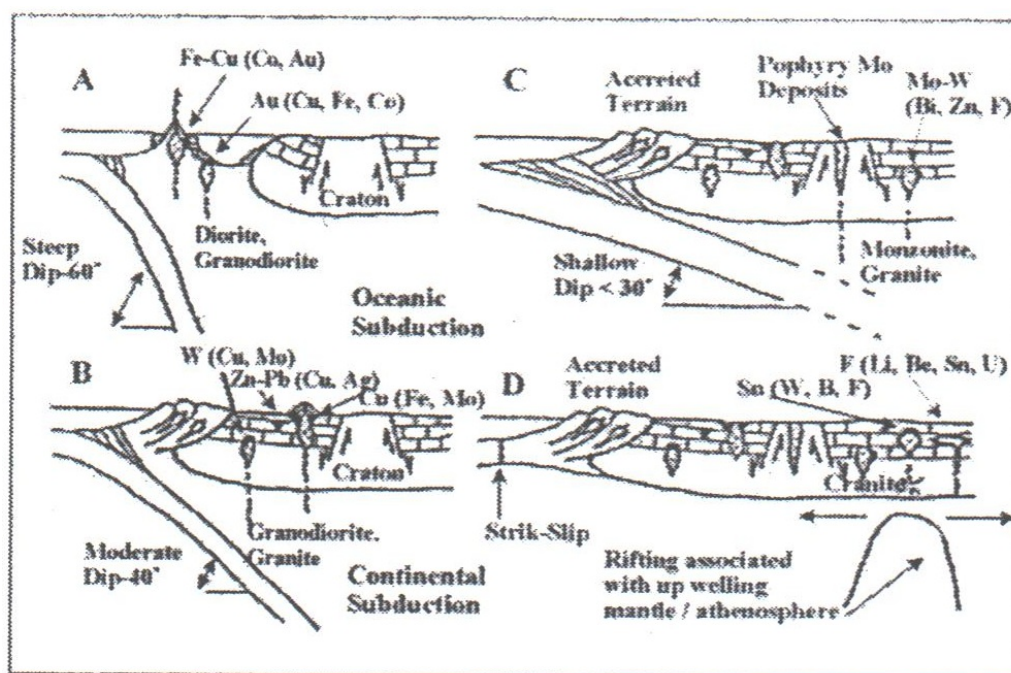
اسکارن ها دارای کانی شناسی خاصی می باشند که شامل تنوع وسیعی از کانی های کالک سیلیکاته و سایر کانی ها می باشد که معمولاً کانی های گارنت و پیروکسن غالب هستند. براساس نوع کانی های کالک سیلیکاته تشکیل شده در اسکارن ها، می توان آنها را به دو گروه کلسیم دار و منیزیم دار^۹ تقسیم بندی کرد (اینودی^{۱۰} و همکاران، ۱۹۸۱).

کانسارهای اسکارن در محدوده وسیعی از محیط های زمین شناسی از پرکامبرین تا اواخر دوران سوم گزارش شده اند (حلمی، ۱۳۸۸).

^۹.Calcic & magnesian skarn

^{۱۰}.Einaudi

بیشتر ذخایر مهم اقتصادی نسبتاً جوان بوده و به فعالیت های ماگمایی - گرمایی^{۱۱} توده های نفوذی دیوریتی تا گرانیتی واقع در کمرندهای کوهزایی وابسته هستند. کانسارهای اسکارنی براساس تکتونیک صفحه ای در چهار موقعیت تکتونیکی یافت می شوند (شکل ۳-۲) که عبارت اند از : زون فرورانش حاشیه قاره ها، زون تصادم دو قاره، زون فرورانش جزایر قوسی و ریف ت های درون قاره ای.



شکل ۳-۲- مدل های تکتونیکی آرمانی برای تشکیل اسکارن (مینرت، ۱۹۹۲). A- محیط فرورانش اقیانوسی حوضه ی پشت قوس. B- محیط فرورانش قاره ای به همراه گوه های افزایشی. C- محیط فرورانش تحولی با زاویه کم. D- محیط پس از فرورانش یا ریف ت و بازشدگی قاره ای

بیشتر اسکارن ها در مرز صفحات همگرا و جزایر قوسی اقیانوسی به سمت حاشیه قاره ها تشکیل می شوند. اسکارن های تنگستن، آهن، مس، سرب- روی طلا و نقره مهمترین هایی هستند که در زون فرورانش حاشیه قاره ها کشف شده اند. در زون تصادم دو قاره که گرانیتهای نوع S (دارای منشأ پوسته ای) وجود دارند، اسکارن های قلع، تنگستن و سرب- روی تشکیل می شوند. اسکارن های آهن، مهم ترین ذخایر اسکارن موجود در جزایر قوسی محسوب می شوند. این اسکارن ها که عمدتاً کلسیم دار می باشند، در مجاورت توده های گابرویی و دیوریتی تشکیل می شوند. اسکارن های طلا- مس در مجاورت توده های

^{۱۱} Magmatic - hydrothermal

دیوریتی شکل می گیرند. در محیط های ریفیت درون قاره ای انواع اسکارن های مولیبدن، قلع و تنگستن تشکیل می شود. اسکارن ها در عمق یک تا پنج کیلومتری ایجاد می شوند.

به نظر اینودی (۱۹۸۲) تشکیل اسکارن را به طور خلاصه می توان در دو مرحله زیر خلاصه کرد:

(۱) دگرگونی مجاورتی در زمان نفوذ ماگما

(۲) متاسوماتیسم مجاورتی پس از انجماد ماگما و آزاد شدن سیالات ماگماتیک و هجوم آن ها به سنگ

های درون گیر که این مرحله خود شامل چندین مرحله پیاپی بوده و توسعه هر مرحله، تابعی از

محیط زمین شناسی تشکیل اسکارن است.

خصوصیت مرحله ای بودن پیدایش اسکارن هم اکنون به عنوان یک حقیقت پذیرفته شده است. به طور کلی

دو مرحله اسکارن سازی به صورت مرحله تشکیل سیلیکات های بی آب و مرحله تشکیل سیلیکات های

ابدار از بارزترین مراحل پیدایش اسکارن می باشد (اسمیرنوف^{۱۲}، ۱۹۷۶) پیدایش اسکارن در اعماق متفاوت

و مراحل ماگمایی مختلف رخ می دهد. اسکارن های منیزیم دار در هر عمقی تشکیل می شوند اما اسکارن

های کلسیم دار بیشتر در اعماق کم و حد واسط ایجاد می شوند. اسکارن های حاوی کانه (کانی های

فلزی) در مراحل دیرتری نسبت به تشکیل اسکارن پدید آمده اند. اسکارن ها را براساس نوع سنگی که

جانشین می شوند نیز تقسیم بندی کرده اند. بر این اساس اسکارن های، برون اسکارن (در مجاورت سنگ

اهک) و درون اسکارن (در مجاورت توده نفوذی) تشخیص داده شده است. میزان گسترش هر یک از این دو

نوع اسکارن متغیر است. درون اسکارن در جاهایی که شکستگی ها افزایش یافته و نفوذ پذیری بیشتر است،

متداول تر می باشد (حلمی، ۱۳۸۸). به طور کلی یک وابستگی بین توالی جایگزینی، تبلور، دگرسانی و سرد

شدن توده های نفوذی و مراحل دگرگونی و متاسوماتیسم در سنگ های درون گیر وجود دارد.

پتروگرافی:

بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ های موجود در منطقه شامل سنگ های آذرین درونی (گرانیتوئیدی)،

سنگ های کربناته و اسکارن می باشد.

¹².Smirnov

سنگ های گرانیتوئیدی:

توده های نفوذی شمال فشارک سه گروه اصلی سنگ ها را تشکیل می دهند. ۱- تونالیت و گرانودیوریت ۲- گرانیت و گرانیت آپلیتی ۳- کوارتز دیوریت و دیوریت. حجم اصلی و اساسی توده های نفوذی را تونالیت تشکیل می دهد (احمدی ۱۳۶۷) فازهای تفریق یافته آنها گرانیت و سپس آپلیت هستند. طبق بررسی های انجام شده گرانیتوئیدهای شمال فشارک تمام خصوصیات شیمیایی و کانی شناسی گرانیت های تیپ ۱ را دارا هستند. (احمدی ۱۳۶۷) به احتمال زیاد ماگما دارای ترکیب تونالیتی بوده، که در حاشیه های سریع سرد شده، بویژه در تماس با اسکارن به دیوریت اوژیت دار تفریق شده است. در وژه اثری از توده نفوذی در تماس بلافصل اسکارن مشاهده نمی گردد، اما چندصد متر به طرف شمال چند توده نفوذی کوچک به چشم می خورد.

سنگهای کربناته:

سنگ های کربناته منطقه وژه، اکثرا آهک مارنی می باشند. ضخامت آنها حدود ۴۰۰ متر می باشد (احمدی، ۱۳۶۷). ارتباط این سنگ ها با سنگ های ولکانیکی اطراف گسله است. پیش از پلوتونیسم این دو واحد سنگی تحت تاثیر فعالیت های برشی سیستم گسله قم - زفره، قرار گرفته اند. عملکرد این گسل باعث میلوئیتی شدن و جهت یافتگی کلسیت در سنگ شده است. بلور های کلسیت در سنگ حالت ورقه ای پیدا کرده اند. همچنین گسلهای فرعی درزه ها و شکستگی هایی در سنگ های آهکی به وجود آورده است. این شبکه تراوا با فراهم کردن کانال هایی برای جریان سیالات ماگمایی شریط فیزیکی لازم را برای اسکارن سازی و انجام واکنش های متاسوماتیک فراهم آورده است. به طور کلی، حرکت توده نفوذی و شکستگی هیدرولیکی، ساختاری نفوذپذیر را در طی فرایند هیدروترمال تشکیل داده و باعث بوجود آمدن شرایطی برای انجام واکنش های سیالات موجود، شده است [۷]. واکنش بین سیال و سنگ در سیستم های باز یا بسته، به میزان نفوذ پذیر شدن سنگ توسط سیال نفوذی وابسته است [۱۰]. برای مطالعه اسکارن ها و بررسی تغییرات به وجود آمده در اثر نفوذ سیالات ماگمایی و انتشار عناصر در سنگهای آهکی باید ترکیب

سنگ های آهکی مشخص شده باشد. برای این منظور ۳ نمونه از سنگ های نادگرگونه براساس مشاهدات صحرایی، با دستگاه ICP-MS مورد تجزیه قرار گرفته است. با مطالعه مقاطع نازک و تجزیه ها مشخص شده که آهک نادگرگونه وژه از نوع آهک مارنی ($\text{SiO}_2 \sim 13.99 \text{ wt\%}$ و $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim \text{wt\%}$) 2.67 می باشد. (جاوید، ۱۳۸۹). مارنی بودن این آهک ها، تشکیل گارنت های گروسولار یا محلول جامد گروسولار – آندرادیت را موجب شده است. این کانی در منطقه به وفور با اندازه های مختلف یافت می شود .

اسکارن:

نفوذ توده های تونالیتی به درون سنگ های آهکی موجود در منطقه منجر به وقوع دگرگونی مجاورتی و متاسوماتیسم شده است. دگرسانی کلی با همراهی دو زوج تبادل شیمیایی و انتقال مواد صورت می گیرد. ترکیب سنگ ها با عملکرد فرایندهای هیدروترمالی تغییر می کند. در این پدیده، اسکارن های کلسیم دار و آهن دار تشکیل شده است. رخساره مربوط به این نوع دگرگونی از نوع پیروکسن – هورنفلس است. کانی های اصلی تشکیل شده در اسکارن های وژه، گارنت، ولاستونیت، کلسیت، دیوپسید و ووزویانیت می باشد. گارنت از فراوان ترین کانی های موجود در منطقه می باشد که در طی مراحل اسکارن زایی (متاسوماتیسم) تشکیل شده اند و ترکیب آنها از نوع آندرادیت- گروسولار می باشد.

بطور کلی، شکل گیری اسکارن به دو عامل توده نفوذی و تغییرات موجود در آن بستگی دارد [۱۲]. آنچنان که مشاهدات صحرایی و پتروگرافی سنگ ها معلوم می دارد پیدایش اسکارن، شکل گیری زوناسیون متاسوماتیک و تشکیل کانی ها در اسکارن از وضعیت تکتونیکی به هنگام جایگیری توده و تا حدی از ترکیب شیمیایی سنگ میزبان تأثیر پذیرفته است. همچنین، شکل کلی پیکره اسکارنی نیز تحت تأثیر فاز های تکتونیکی بعد از پلوتونیسم قرار گرفته است .

با توجه به حرکت سیال از پایین به بالا روند ترکیب سیال نیز از پایین به بالا دستخوش تغییر شده است؛ که نشان دهنده انجام نوع واکنش ها در شرایط دما و فشار موجود است. مسلماً تشخیص نوع واکنش های انجام

شده و تغییر ترکیب عناصر اصلی و فرعی ما را به سمت شناسایی نوع سیال ماگمایی و تغییرات صورت گرفته در مسیر حرکت خود سوق می دهد.

کانی شناسی اسکارن:

اسکارن مورد بررسی در مطالعات صحرایی و میکروسکوپی به صورت انواع اسکارنها شامل: گارنت اسکارن دفورمه، گارنت-ولاستونیت اسکارن، گارنت - ولاستونیت - پیروکسن اسکارن دیده شد. که به ترتیب با نزدیک شدن به توده نفوذی مشاهده شده اند.

گارنت - ولاستونیت - پیروکسن اسکارن:

این مجموعه در نزدیکی توده نفوذی دیده می شود. گارنت، کلسیت، کوارتز، پیروکسن، و ولاستونیت سازنده اصلی این اسکارنها هستند. بافت اصلی سنگ ها پرفیروبلاستیک است. فنوبلاستهای گارنت انیزوتروپ بوده و با ماکل قطاعی و تاحدودی ساختمان منطقه ای (در حاشیه) مشخص هستند. گارنتها همچنین با اذخالهای فراوان و دانه ریز پیروکسن مشخص هستند و کلسیتی شدن ضعیف در حواشی و درون آنها دیده می شود. زمینه سنگ از کلسیتهای بلورین با بافت گرانوبلاستیک و همچنین کلسیتهای دانه ریز (با تجدید تبلور کمتر) مشخص است، همچنین اذخالهای پیروکسن در زمینه زیاد دیده می شود. (شکل ۳-۳) ولاستونیتهای درشت در همراهی نزدیک با گارنت و بیشتر به شکل اذخال در فنوبلاستهای گارنت دیده می شوند. این ولاستونیتها نیز حاوی اذخالهای پیروکسنهای دانه ریز هستند. (شکل ۴-۳).



شکل ۳-۳: زمینه کلسیت با تبلور مجدد دانه درشت (بافت گرانوبلاستیک) و کلسیت‌های دانه ریز XPL100

شکل ۳-۴: ادخال‌های دانه ریز پیروکسن در ولاستونیت و همچنین کلسیت‌های زمینه

گارنت اسکارن دفورمه:

فئوبلاست‌های گارنت، که بیشتر انیزوتروپ هستند در این اسکارنها شاخص می باشند. ساختمان منطقه‌ای ظریفی ویژه برخی از این گارنت‌هاست. وجود تنش بعد از تشکیل فئوبلاست‌های گارنت باعث شکل‌گیری شکستگی‌های موازی در گارنت و پیر شدن تاخیری آنها با کلسیت (بافت جدایشی-کششی) شده است (شکل ۳-۵). همچنین در کلسیت‌های زمینه توسعه ماکل‌ها با خمیدگی دیده می‌شود (شکل ۳-۶). علاوه بر این در بیشتر موارد خاموشی موجی (ماکل فشاری) در کلسیت‌های درشت دانه زمینه (بافت گرانوبلاستیک) دیده می‌شود. تحلیل رفتن یا تجزیه گارنت‌های برشی شده که هنوز ویژگی‌های گارنت را نشان می‌دهند از دیگر آثار دفورماسیون است. در زمینه دیده می‌شوند. ولاستونیت دانه درشت نیز در زمینه ویا در همراهی گارنت دیده می‌شود.



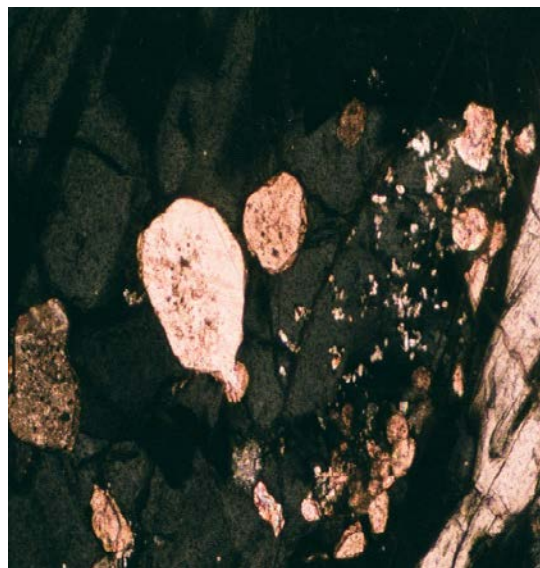
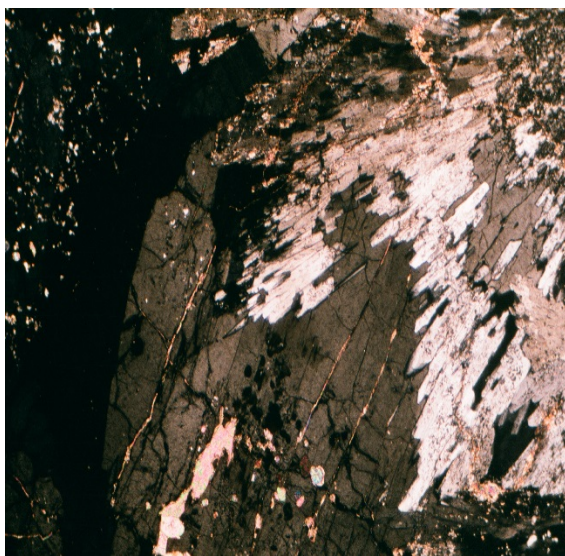
شکل ۳-۵: ماکل های ضربدری (Multiple) از کلسیت در گارنت

شکل ۳-۶: بافت جدایش - کشش از کلسیت در گارنت XPL40

گارنت - ولاستونیت اسکارن:

گارنتها بطور کلی تشکیل بلور درشت راداده اند. انیزوتروپ می باشند وبا اذخالهایی گرد شده کلسیت مشخص هستند حواشی گرد شده نشان می دهد گارنت به خرج کلسیتهای درشت بلور زمینه شکل گرفته است (شکل ۳-۷). در گارنت بافت حلقوی یا آتلی (atoll) نیز دیده می شود. گارنتهای خود شکل نیز با رشد مسقل در زمینه کلسیت نیز دیده می شوند.

ولاستونیتها با رشد نیمه شعاعی در هم رشدی نزدیک اذخال مانند با گارنتها دیده می شوند علاوه بر این ولاستونیتها به شکل اذخال در وزوویانیت درشت دیده می شود. شکل (شکل ۳-۸)



شکل ۳-۷: ادخالهای کلسیت با حواشی گرد شده در گارنت انیزوتروپ XPL100

شکل ۳-۸: هم رشدی ادخال مانند ولاستونیت در گارنت ووزوویانیت XPL40

فصل چہارم

ژئوشیمی

- بررسی اسکارن ها از نظر عناصر اصلی:

با بررسی نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی نمونه های آهکی و اسکارن و غنی شدگی اکسیدهای اصلی اسکارن

نسبت به آهک، مشخص می شود که اکسیدهای BaO ، SiO_2

TiO_2 ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، MgO ، K_2O و تغییرات بیشتری را حاصل کرده اند .

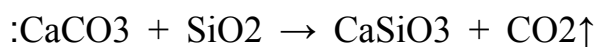
مقایسه ترکیب شیمیایی سنگ آهک و اسکارن های مجاور آن نشان می دهد که عناصری مثل Si ، Al ، Ti ، Fe ،

Mg ، Ba و K از ماگما بدرون سنگ آهک نفوذ کرده و موجبات تبلور سیلیکاتهای اسکارن را فراهم نموده است.

پس از نفوذ توده آذرین به درون سنگ های آهکی، نخستین کالک سیلیکاته ها به صورت گارنت (گروسولار-

آندرادیت)، پیروکسن (دیوپسید- هدرنرژیت) و اسکاپولیت تشکیل می شوند (مؤید، ۱۳۷۹)، (سیاه چشم، ۱۳۸۱)،

بنابراین می توان پذیرفت که تشکیل ولاستونیت و گارنت گروسولار به ترتیب طبق معادلات زیر صورت گیرد:



ولاستونیت



گروسولار

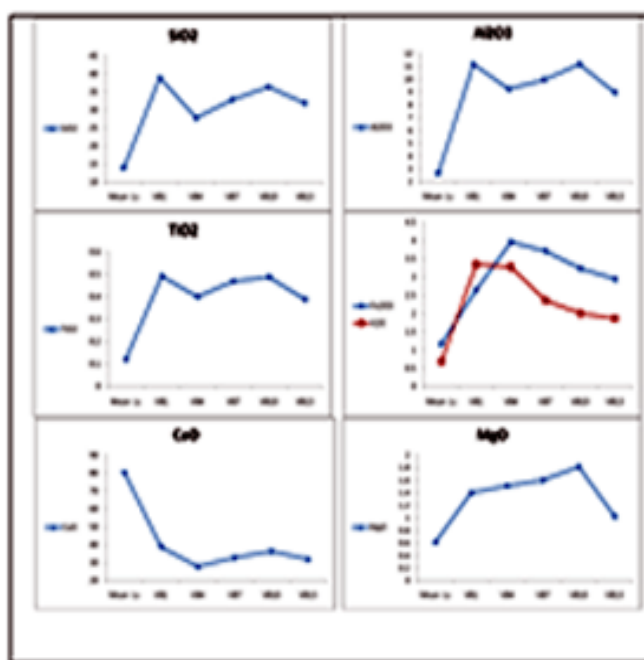
بررسی نمودارهای مربوط به اکسیدها در تصویر (۴-۱) نشان می دهد که اکسیدهای اصلی روند مشابهی را در

طول واکنش متاسوماتیسم حاصل می کنند. همانطور که در شکل دیده می شود، نمودارهای مربوط به

اکسیدهایی که بیشترین تغییر را حاصل کرده اند، تقریباً به طور موازی با یکدیگر قرار می گیرند. رفتار نمودار

CaO برعکس اکسیدهای دیگر است که نشان دهنده وقوع فرایند متاسوماتیسم و مصرف CaO جهت تشکیل

کانی های کلسیم دار دگرگونی می باشد .



تصویر ۴-۱: نمودارهای مربوط به فراوانی عناصر اصلی در اسکارن و ژه در مقایسه با متوسط مقادیر مربوط به آهک
نادرگونه مادر.

Mean Ls معدل داده های مربوط به آهک و VB داده های حاصل از تجزیه ۵ نمونه اسکارن می باشد.

همانطور که مشاهده می شود اکسیدهای SiO_2 ، TiO_2 ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، MgO و K_2O در ترکیب اسکارن غنی شدگی دارند. رفتار نمودار CaO بعکس نمودار اکسیدهای دیگر است.

- بررسی اسکارن ها از نظر عناصر فرعی:

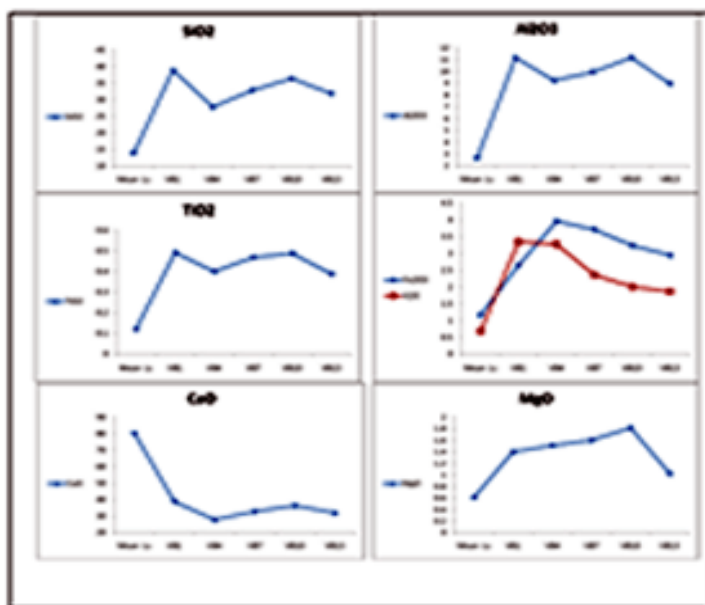
داده های حاصل از تجزیه عناصر فرعی نمونه ها نیز حاکی از انتشار عناصر از سیال به سنگ مادر در طی فرایند دگرسانی می باشد. عناصر فرعی به طور معمول براساس موقعیت آنها در جدول تناوبی یا رفتار آنها در سیستم های ماگمایی توصیف می شوند

(رولینسون، ۱۳۸۴). عناصر جزئی که تمایل آنها برای حضور در فاز جامد (بلور) است، سازگار و عناصر ناسازگار

در فاز مایع (مذاب) قرار می گیرند (Jener, 1996). در تصویر (۴-۲) چند عنصر فرعی را که بیشترین غنی

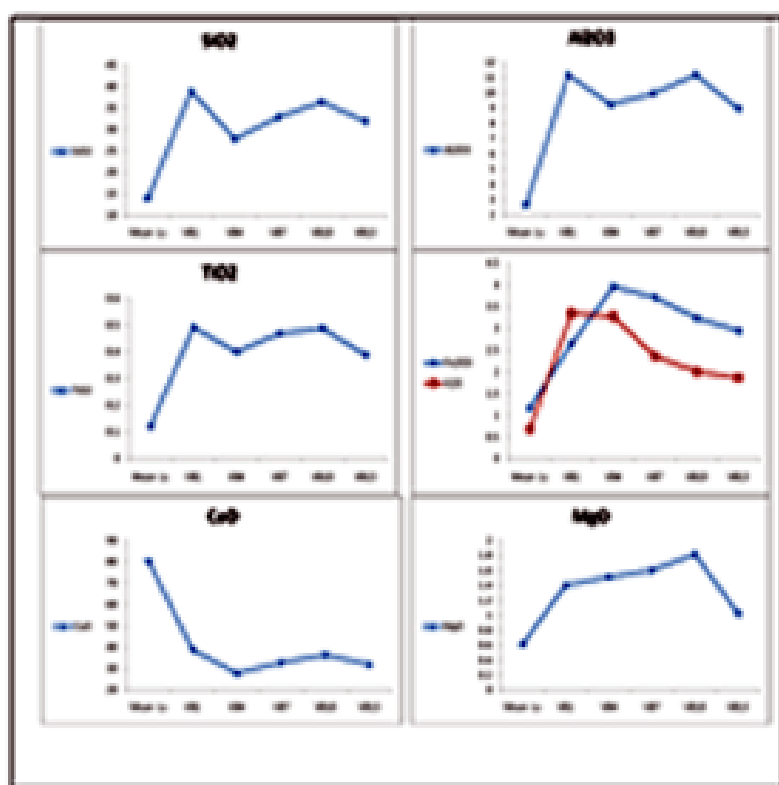
شدگی را در اسکارن های وژه داشته اند، نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می شود، Ba و Zn مقادیر

بسیار بالایی را دارا هستند .



تصویر ۲-۴: فراوانی عناصر جزئی (trace) که در ترکیب اسکارن در مقایسه با آهک نادرگونه اولیة غنی شدگی دارند.

در تصویر (۳-۴) نمودارهای مربوط به کاهش عناصر فرعی در ترکیب اسکارن نشان داده شده است. از میان این عناصر Sr بیشترین تغییر را دارد. زیرا سنگ آهک از جنس مارن بوده و مقداری استرانسیم در ترکیب آن وجود دارد. در طی فرایند متاسوماتیسم، سنگ در مقابل غنی شدگی Sr مقاومت می کند .



تصویر ۴-۳: فراوانی عناصر جزئی (trace) که در اسکارن های وره نسبت به آهک های نادگرگونه اولیّه کاهش نشان می دهند.

کریستال شیمی :

پایه واساس علم کریستال شیمی، خصوصیات بلورشناسی وکانی شناسی کانیهای تجزیه شده به وسیله تجزیه شیمیایی الکترون ماکروپروب می باشد. کریستال شیمی اطلاعات مهمی در مورد ویژگیهای نوری و شیمیایی کانی هادر اختیار قرار می دهد که انطباق این اطلاعات با ویژگیهای میکروسکوپی مکمل بسیاری از خصوصیات شیمیایی کانیها خواهد بود. مطالعات کانی شناسی و پتروگرافی باتجزیه کانیهاتعیین فرمول ساختاری آنها کامل می گردد.

- گارنت:

در مطالعه میکروسکوپی اسکارنهای مورد بررسی دو نوع گارنت دیده می شود. یک نوع آنیزوتروپ و دیگری ایزوتروپ. در شرق وژه که اسکارن، مربوط به درجات متوسط و (بالای) دگرگونی است، گارنت درشت و آنیزوتروپ فراوان بوده و بلورهای ولاستونیت را احاطه کرده است. (شکل ۴-۴) از جمله خصوصیات آشکار در این نوع گارنت ها زوناسیون واضح و آشکار و نیز ماکل قطاعی موجود در آنهاست (شکل ۴-۵ و ۴-۶).



شکل ۴-۴: ادخال ولاستونیت در گارنت شکل ۴-۵: ماکل قطاعی در گارنت انیزوتروپ در این گارنتها ادخالهای فراوان پیروکسن دانه ریز دیده می شود XPL40

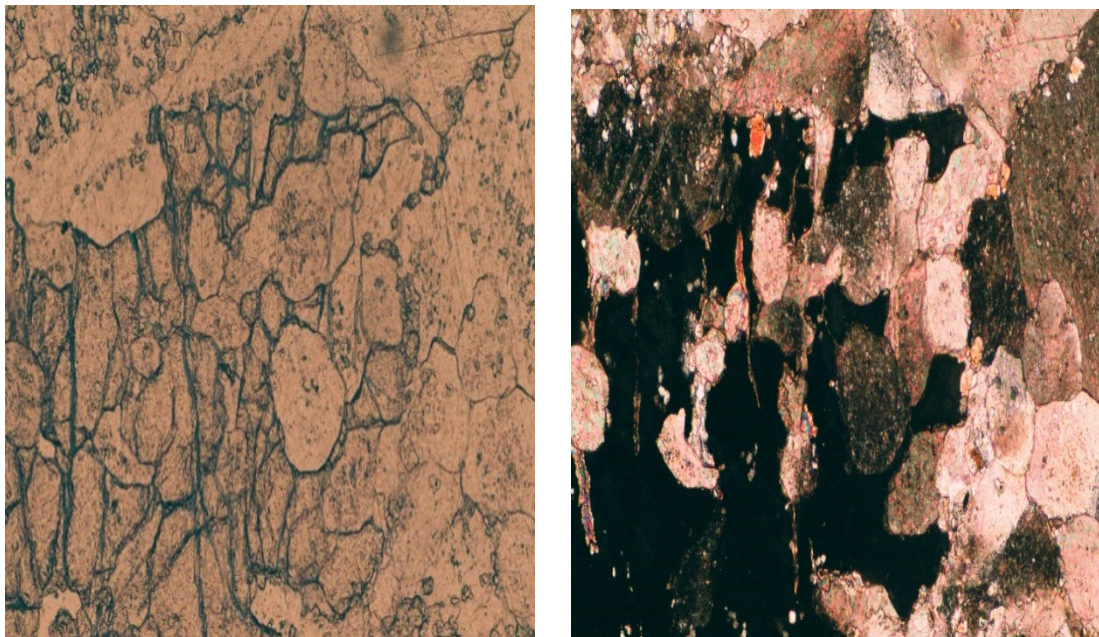


شکل ۴-۶: فنوبلاست گارنت انیزوتروپ با ساختمان منطقه ای واضح XPL40

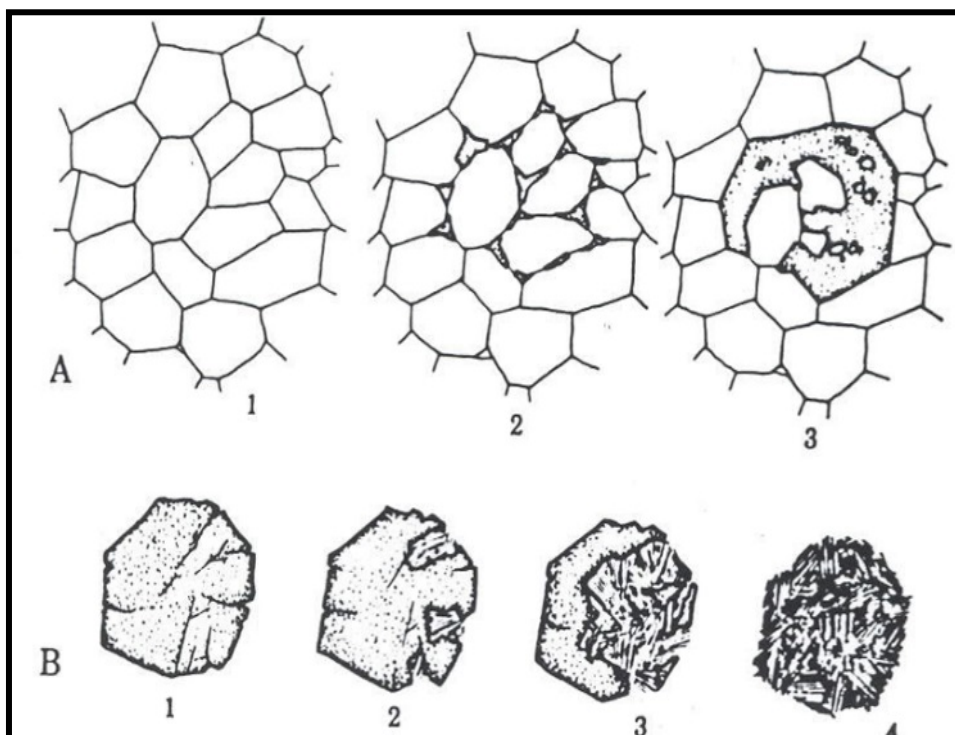
نتایج حاصل از تجزیه دستگاه ماکروپروپ نیز نشان داد که در وژه، گارنت آنیزوتروپ یک محلول جامد از سری گروسولار-آندرادیت می باشد و گارنتهای ایزوتروپ از نوع گروسولار می باشند. زوناسیون و ماکل شدگی (قطاعی)، در گارنت های آنیزوتروپ، بخصوص در آندرادیت های بعضی اسکارن های حاصل از دگرگونی مجاورتی، دیده می شوند

(Deer et al, 1962).

علاوه بر این گارنت ها دارای بافت زیبای حلقوی (texture atoll) و حواشی انحلالی درون کلسیت ها می باشند. (شکل ۴-۷). به نظر می رسد گارنتها با بافت حلقوی از طریق نطفه بندی ورشد بلوری در نقاط سه گانه اتصال کلسیتهای گرانوبلاستیک زمینه رشد کرده اند. (شکل ۴-۸)



شکل ۴-۷: گارنت ها با بافت حلقوی (atoll) با بلورهای کلسیت XPL100-PPL



شکل ۴-۸: تشکیل گارنت‌های حلقوی توسط

A : هسته‌زایی و رشد بلوری در نقاط سه‌گانه ارتباط در زمینه دانه‌های کوارتز
(de Wit et al., 1975 به نقل از Bard, 1987)؛

B : امکان دیگر شکل‌گیری گارنت‌های حلقوی توسط شکل دروغین بخش کانیها
(Rast, 1965 به نقل از Bard, 1987).

- بررسی گارنت‌های زونه و ژئوشیمی آنها:

کانی گارنت، به عنوان کلیدی در ترسیم پیشینه سامانه اسکارنی وابسته به آن می باشد. گارنت در محدوده-های گسترده دما، فشار و ترکیب سنگ کل پایدار است. سرعت تراوش محدود کاتیونها در گارنت موجب ناحیه‌بندی ترکیبی که نشان دهنده تاریخچه رشد است شده و واکنش‌های رخ داده جهت تشکیل آن است را در خود حفظ کرده است. بنابراین ناحیه‌بندی ترکیبی در گارنت‌ها ابزار بالقوه بسیار مناسبی، جهت بدست آوردن اطلاعات کمی در زمینه تاریخچه گرمایی و دینامیکی بسیاری از سنگ‌ها می باشد (Chakraborty and Ganguly, 1991). بطور کلی ناحیه‌بندی نوسانی در کانی‌ها پدیده‌ای متداول به شمار آمده

(Shore & Fowler, 1977) و از محیط‌های زمین‌شناسی گوناگونی گزارش شده است. ساختار کانی-های زونه اطلاعات باارزشی را در زمینه فرآیندهای رشد بلور و محیطی که بلور در آن رشد نموده است در اختیار ما قرار می‌دهد

در مطالعات میکروسکوپی از ویژگی‌های بارز گارنت‌ها وجود پهنه بندی (زوناسیون) است. برای شناسایی بهتر الگوی این ساختار و همچنین شیمی آن از آنالیزهای مایکروپروب استفاده شده است. شیمی این مناطق نیز نوسانات تند سری محلول جامد گروسولار - آندرادیت را نشان می‌دهد. تفسیر مطالعات تجربی نشان داده است که در فشار و ترکیب شیمیایی کلی ثابت محتوی گروسولار گارنت‌های گراندیتی که از مجموعه فاسائیت‌دار ساخته شده‌اند با کاهش دما افزایش یافته است (Murad, 1975).

مطالعه ناحیه‌بندی نوسانی در گارنت‌های گروه اوگراندیت می‌تواند راهنمایی برای شناخت سامانه تشکیل اسکارن باشد (Jamtveit, 1991, Clechenko et al., 2003). مطالعات انجام شده بر روی همیافتی کانی‌ها و اذخال‌های درگیر گارنت‌های با ناحیه‌بندی نوسانی در اسکارن‌ها نشان داده است که دمای تشکیل مرکز هسته و حاشیه بلور گارنت شبیه به یکدیگر هستند، لذا دما نمی‌تواند عامل ایجاد چنین پدیده‌ای در هنگام رشد گارنت‌ها باشد (Jamtveit et al., 1993). شاید بتوان در مورد گارنت‌های حاوی ناحیه‌بندی علل دیگری نیز تحت عنوان عوامل خارجی بیان کرد:

الف) جنبش‌های گسلی بویژه حرکات مستمر و ضربانی

(Palsic fault movements) این جنبش‌ها می‌توانند سبب تغییر دوره‌ای فشار بر سامانه‌های گرمایی شوند. این تغییرات دوره‌ای احتمالاً می‌تواند با جوشش و اکسایش دوره‌ای سیال گرمایی و نهشت دوره‌ای آندرادیت - گروسولر همراه باشد.

ب) شکل‌گیری سلول‌های همرفت (Convection cells) از گردش آب‌های جوی در اطراف توده‌های نفوذی و مشارکت این آب‌های بیگانه در سامانه‌های گرمایی می‌تواند باعث تغییرات در خصوصیات

فیزیکو- شیمیایی سیالات (pH, Eh و دما) آن سامانه‌ها شود. از آنجا که این آب‌های بیگانه متأثر از شرایط جوی سطحی زمین هستند، لذا تغییرات دوره‌ای آنها می‌تواند به این نحو بر سامانه‌های گرمایی اثر بگذارد.

یاردلی و همکاران (۱۹۹۱) بر این عقیده‌اند، که جریان سیالات در سیستم‌های گرمایی معمولاً با پدیده جوشش همراه است این عمل سبب اکسایش در سیال و افزایش سریع در نسبت Fe^{+3}/Al^{+3} و در نتیجه رشد و شکل‌گیری سریع آندرادیت می‌شود. برای منشاء‌یابی سیالات سازنده گارنتها با منطقه‌بندی نوسانی از مطالعات ایزوتوپ پایدار اکسیژن نیز کمک گرفته شده است (Clechenko, et al., 2003). برمبنای مطالعات فوق مناطق دارای نسبت بالای Fe^{+3}/Al^{+3} دارای مقدار بالای δ_{O}^{18} از منشاء سیالات ماگمایی صادر شده از توده نفوذی در حال تبلور هستند و مناطق حاوی نسبت پایین Fe^{+3}/Al^{+3} دارای مقدار پایین‌تر δ_{O}^{18} از منشاء سیالات جوی هستند.

مسعودی و همکاران (۱۳۸۴) معتقدند با توجه به اینکه Al عضو عناصر HFSE بوده و در سیالات گرمایی به‌کندی انتقال می‌یابد به‌نظر می‌رسد تجزیه کانیهای محلی در تأمین Al^{+3} برای گارنت نقش عمده‌ای دارد. بنابراین هنگامی که نرخ جریان سیال و رشد گارنت کند باشد تجزیه کانیهای محلی موجب می‌شود که میزان Al^{+3} در سیالات پایدار بماند. کاهش سریع در تمرکز Al با افزایش سریع عضو انتهایی آندرادیت همراه است. در این مرحله کنترل‌کننده‌های خارجی نقش مهمتری در تغییر ترکیب سیالات دارند. وجود ماسه سنگها گرانودیوریتها در منطقه می‌تواند به‌عنوان یک پتانسیل محلی Al عمل کند.

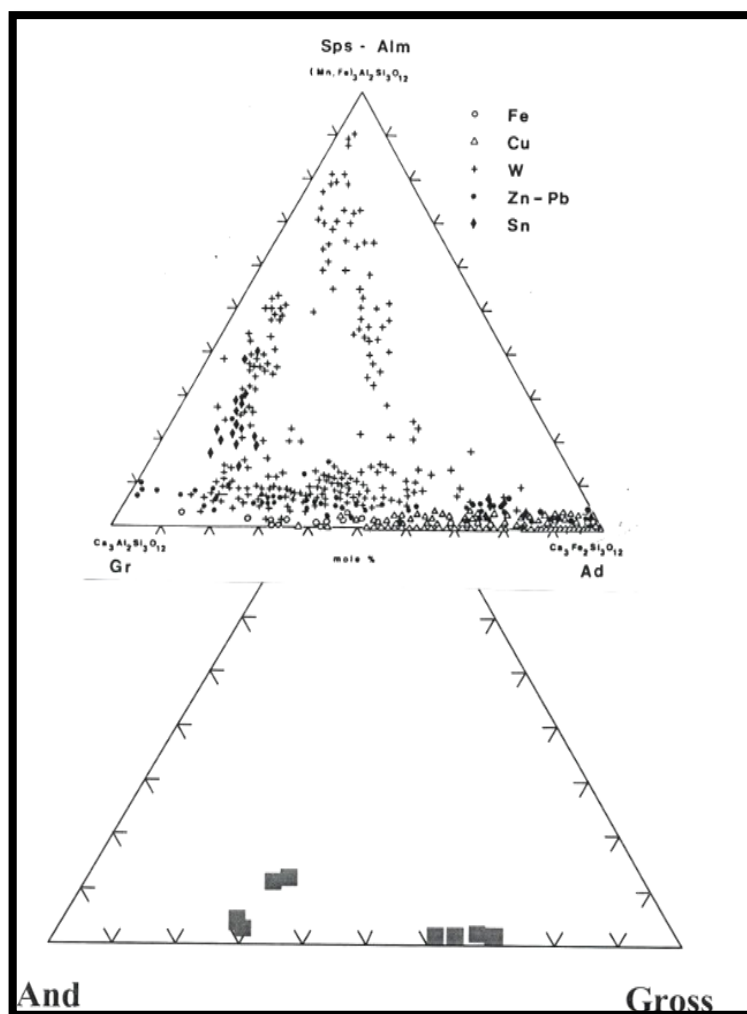
محفوظ ماندن مناطق ساختمانی با محدوده تغییر ترکیب شیمیایی ناگهانی نشان می‌دهد که این گارنتها تحت تأثیر حوادث بعدی نظیر متاسومانیسم یا دگرگونی قرار نگرفته‌اند چرا که این حوادث می‌توانند باعث ایجاد نشر (diffusion) و محو شدن ساختمان منطقه‌ای شوند. بر اساس نمودار سه تایی (گروسولار- آندرادیت (اسپسارتین- الماندن)) که از طریق محاسبه اعضاء پایانی بدست آمده اند

جدول ۴-۱: جدول آنالیز ماکروپروب گارنت

Sample	8v	9v	10v	11v	12v	13v	14v
Mineral	And	And	And	Gross	Gross	Gross	Gross
SiO ₂	36.35	37.66	36.85	38.59	39.50	39.11	37.75
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.97
Al ₂ O ₃	0.10	7.62	2.25	12.74	19.53	14.28	10.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	28.25	19.80	25.44	13.36	4.12	10.95	14.01
MnO	0.92	0.82	0.62	1.07	3.02	1.93	1.04
MgO	0.12	0.03	0.04	0.00	0.00	0.03	0.06
CaO	33.51	34.28	34.33	35.04	34.32	34.27	35.14
Na ₂ O	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000
Total	99.60	100.23	99.63	100.78	100.52	100.65	100.84
Oxygen	6	6	6	6	6	6	6
Si	3.045	3.026	3.045	3.014	3.006	3.035	2.959
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.174
Al (IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Al (VI)	0.012	0.756	0.236	1.209	1.765	1.335	0.917
Cr	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³	1.604	1.036	1.434	0.675	0.200	0.546	0.778
Fe ²⁺	0.394	0.297	0.325	0.198	0.065	0.168	0.142
Mn	0.066	0.055	0.048	0.068	0.198	0.128	0.071
Mg	0.012	0.003	0.007	0.00	0.00	0.005	0.007
Ca	3.005	2.952	3.044	2.956	2.805	2.851	2.954
Sum-cat	8.144	8.126	8.138	8.099	8.032	8.069	8.045
Almandine	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Andradite	99.389	58.923	86.555	36.399	10.238	29.323	45.650
Grossular	0.00	38.901	11.203	61.113	83.087	65.934	51.265
Pyrope	0.565	0.083	0.252	0.00	0.00	0.183	0.321
Spessartine	0.045	2.091	1.890	2.489	6.675	4.554	2.761
Uvarovite	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.000	0.00

گارنتهای اسکارن وژه درگستره گارنتهای گرانادیتی قرار می گیرند واز نوع گروسولار - آندرادیت می باشند
جایگاه ترکیب گارنتها و مقایسه آن با جایگاه ترکیبی گارنتها در سایر اسکارنهای کلسیک نشان داده شده

است. (شکل ۴-۹)



شکل ۴-۹: ترکیب گارنتهای وژه برحسب نسبت‌های مولی آندرادیت (Ad) . گروسولار (Gr)، اسپسارتین + آلماندین (Sps-Alm) و مقایسه آن با داده‌های گارنتهای نهشته‌های اسکارن کلسیک (برگرفته از Einaudi et al., 1982).

بر اساس نمودار (Einaudi et al ۱۹۸۲) رابطه بین کانی زایی در اسکارن و نوع گارنت نشان می دهد که اسکارن های آهن ،مس و مولیبدن بیشتر در نزدیکی قطب آندرادیت واسکارنهای طلا، روی و قلع بیشتر در نزدیکی قطب گروسولار قرار دارند واسکارن های تنگستن در بین این دو قرار می گیرند (شکل ۴-۹) به طور کلی گارنتهای توده های دگرگونی مجاورتی با تامین Ca از سنگ میزبان آهک و کلینوپیروکسن و Al از پلاژیو کلاز توده تشکیل شده اند. گارنتهای منطقه مورد مطالعه عمدتاً به دو صورت ایزوتروپ و انیزوتروپ با منطقه بندی نوسانی دیده می شود. این گارنتها متعلق به خانواده اوگراندیت با ترکیب شاخص آندرادیتی می باشند. (شکل ۴-۹)

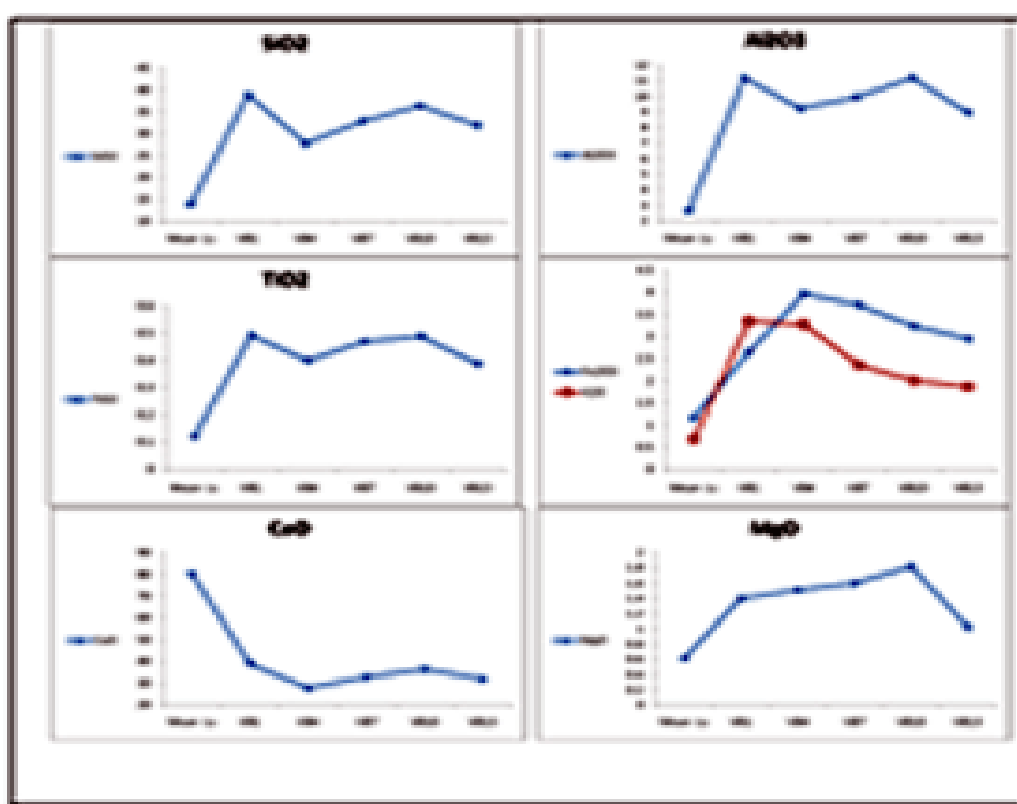
میزان آهن سه ظرفیتی در گارنتهای ایزو تروپ بیشتر است و بین ایزوتروپی و انیزوتروپی و نسبت $Fe^{+3}/Fe^{+3}+Al$ نیز رابطه ای وجود دارد که نشان می دهد با افزایش آهن سه ظرفیتی در گارنتها، بر پدیده های ایزوتروپی افزوده می شود. (گاسپارو همکاران، ۲۰۰۸)

آندرادیت نسبت به گروسولار تمایل بیشتری برای میزبانی Cu دارد. مس می تواند جانشین آهن در آندرادیت شود. ذخائر مس در گارنتهای آندرادیتی اسکارن های مس دار زیاد بوده و آندرادیت راهنمای خوبی برای پی جویی ذخائر مس دار می باشد. (رولینسون، ۱۹۹۳).

مطالعه استوکیومتری گروسولار و ژه نشان می دهد که کل آهن از نوع یون Fe^{+3} است و در موقعیت های اکتاهدرال و تتراهدرال قرار دارد Si. به طور گسترده توسط Al^{+3} ، Fe^{+3} و Ti^{+4} جانشین می شود. Cr^{+3} در جایگاه اکتاهدرال قرار گرفته و با Al^{+3} ، Fe^{+3} و Ti^{+4} هم تراز است.

بررسی کلی گروسولار توسط (Yauri, et al (2008 و (Katerinopoulou, ۲۰۰۹) نیز چنین نتایجی را در بر دارد.

تغییرات عناصر اصلی در زوناسیون گارنت های وژه نیز مورد بررسی قرار گرفت که نمودار های مربوط به آن در تصویر (۴-۱۰) آورده شده است. محاسبه فرمول شیمیایی بر اساس ۶ اکسیژن صورت گرفته است. روند تغییر ترکیب عناصر مختلف تشکیل دهنده گارنت با توجه به نمودارهای تصویر (۴-۱۰) به گونه ای است که منجر به تشکیل زوناسیون در گارنت شده است. به احتمال زیاد یکی از عوامل اصلی در ایجاد چنین تغییراتی، نفوذ سیالات و مهاجرت عناصر در اثر واکنش های شیمیایی بوده که می تواند نشان دهنده وقوع فرایند دگرگونی از نوع متاسوماتیسم باشد .



تصویر ۴-۱۰: تغییرات ترکیب شیمیایی گارنت در یک پیمایش نقطه ای از مرکز به حاشیه کانی.

بر روی محور افقی ترتیب تجزیه ها از مرکز کانی به حاشیه آن قرار دارد = Py. سازنده پیروپ، = Sp سازنده اسپسارتیت، = And سازنده آندرادیت و = Gro سازنده گروسولار.

بسیاری از دانشمندان برای محاسبه زمان سرد شدن سنگ از زوناسیون گارنت استفاده می کنند (Fernando and et al, 2003). این موضوع مبنایی است برای در نظر گرفتن اینکه پروفیل شیمیایی موجود در گارنت ترکیبات تعادل را در زمان های مختلف رشد گارنت منعکس می کند (Dziggel, 2009)

(اجتماع کانی ها، ترکیبات فازهای همزیست و پدیده زونینگ در گارنت تابع مقدار موادی است که در حین تبلور کانی پراکنده می شود (Spear, 1988). زوناسیون در دمای پایین و با تبلور کانی در سرعت کم رخ می دهد. با افزایش دما رشد بلور با سرعت بیشتری صورت گرفته و زوناسیون شیمیایی در بلورهای گارنت از بین می رود (Spear, 1993). نوع زوناسیون، اثرات فرایندهای رشد و پراکندگی سیالات در طول دگرسانی می تواند از طریق مطالعه انتشار عناصر از مرکز به سمت حاشیه بلور گارنت صورت گیرد. انتشار عناصری مثل Mg, Fe, Mn و Ca پرفیروبلاستهای گارنت به طور گسترده به درجه دگرگونی، سرعت گرم و سرد شدن، ماهیت سیالات دگرسانی و ترکیب شیمیایی اولیه بستگی دارد (Masoudi, et al, 2006).

در مشاهدات صحرایی، سنگ های کربناته نادگرگونه که سنگ مادر اسکارن هستند، به شدت میلونیتی بوده و تورق کامل دارند. این تورق نتیجه تغییر شکل مکانیکی کانی های کلسیت است که در اثر عملکرد گسل قم – زفره حاصل شده است. انتشار سیال هیدروترمال از یک توده نفوذی از زیر سنگ های کربناته، که ممکن است تحت تأثیر فعالیت های گسل نیز قرار گرفته باشند؛ به صورت جریان در مجاری باز انجام گرفته است. چون در شروع حرکت سیال، نسبت $X CO_2 / X CO_2 + X H_2O$ در محیط باز پایین بوده، کانی ولاستونیت به طور موازی با سطوح تورق سنگ کربناته نادگرگونه، تشکیل شده است. با پیشرفت پدیده دگرگونی (متاسوماتیسم) و انحلال سنگ دیواره نسبت CO_2 به آب افزایش یافته و تشکیل ولاستونیت متوقف گشته است.

پس از ولاستونیت، مهمترین کانی تشکیل شده گارنت از نوع گروسولار – آندرادیت است؛ که کانی ولاستونیت را احاطه می کند CaO . این کانی و قسمتی از Al_2O_3 از طریق سنگ کربناته مارنی میزبان تأمین شده است. علاوه بر این، سیالات هیدروترمال نیز نقش بسزایی ایفا کرده اند. کانی های گارنت تشکیل شده در سنگ اسکارن نیز به طور خطی قرار گرفته اند. در واقع سطوحی که گارنت و ولاستونیت در آنها رشد کرده اند، در حقیقت سطوح تورق مکانیکی سنگ مادر بوده است

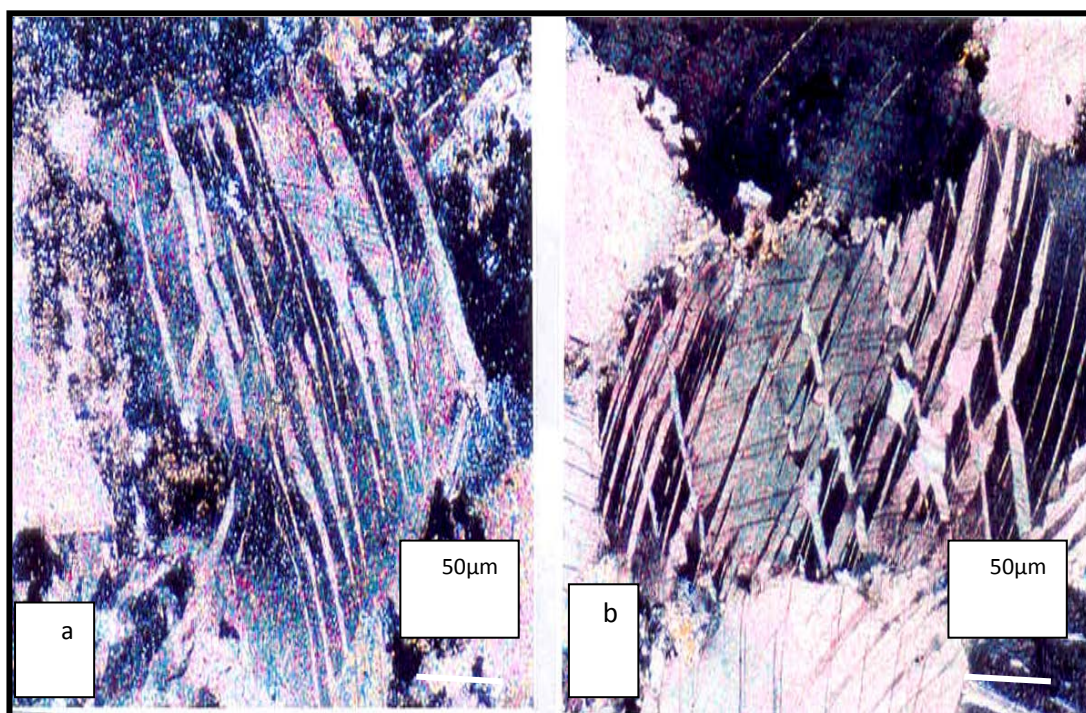
- کلسیت:

کلسیت‌های منطقه علاوه بر تبلور مستقیم از فاز سیال، حاصل تبلور مجدد کلسیت‌های سنگ اولیه دگرسانی کانیهای از قبل تشکیل شده به خصوص گارنتها هستند. بلورهای کلسیت دارای ماکل دگرشکلی (مکانیکی) می‌باشند.

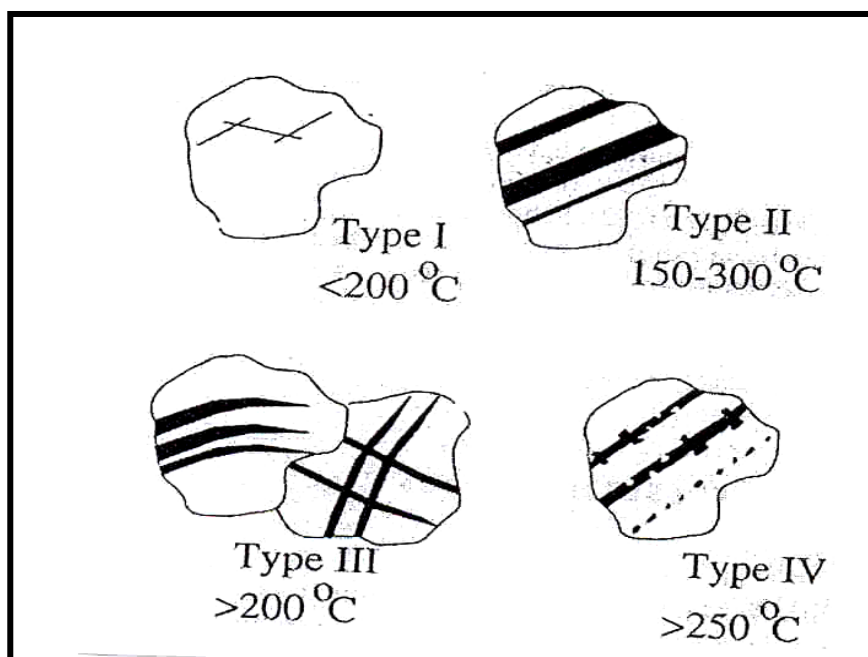
بلورهای کلسیت جهت یافتگی ضعیفی را در برخی نمونه‌های مرمر نشان می‌دهند و ماکل‌های دگرشکلی بطور واضح در این سنگها دیده می‌شود (شکل a-4-11). هندسه ماکل‌های دگرشکلی در کلسیت به‌عنوان یک نشانگر دما پیشنهاد شده است

(Passchier and Trouw, 1996).

آنگونه که دیده می‌شود (شکل 4-12) ماکل‌های نوع I دارای باریکه‌های مستقیم هستند و دمای زیر 200°C را نشان می‌دهند. ماکل‌های نوع II پهن‌تر هستند و بیشینه دمای 300°C را نشان می‌دهند. در دمای بالای 200°C ماکل‌های متقاطع نوع III و خمیده پیدا می‌شوند. خمیدگی ماکل‌ها می‌توانند ناشی از فعالیت لغزش جابجایی روی سطوح r و f باشد (Burkhard 1993). در دمای بیش از 250°C ماکل‌ها با مرز دندانه‌دار مانند نوع IV در نتیجه جابجایی، این شکل را می‌سازند. به‌نظر می‌رسد ماکل‌های کلسیت‌ها در مرمرهای زرو از نوع III و IV می‌باشند. بر این مبنا بیشینه دمای این بخش از سنگهای دگرگونی مجاورتی که از کانی زائی دور هستند، در گستره بالای 250°C واقع می‌شود.



شکل ۴-۱۱: a و b ماکل‌های دگرشکلی نوع III و IV در بلورهای کلسیت از مرمرهای مجاور اسکارن
وژه XPL.



شکل ۴-۱۲. نمودار طرح گونه هندسه ماکل‌های دگرشکلی در کلسیت در دماهای متفاوت
(Passchier and Trouw 1996).

- پیروکسن

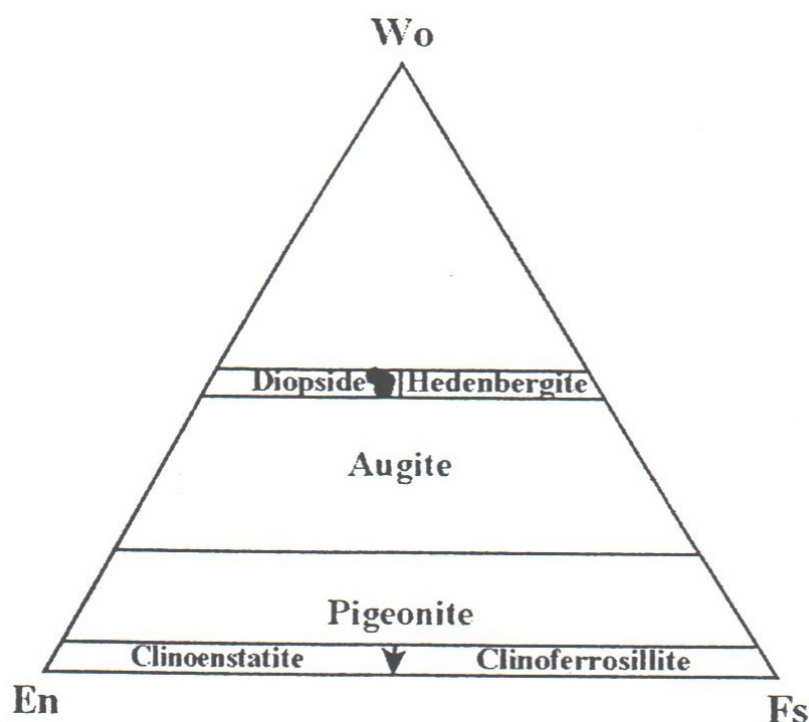
پیروکسن یکی از مهمترین کانی های مرحله پیشرونده اسکارن است که از طریق ویژگی های ترکیبی و شیمیایی آن می توان به ماهیت اسکارن پی برد.

پیروکسن در اسکارن های ویژه نسبت به گارنت فراوانی کمی دارد زیرا که پیروکسن های اولیه در همه مراحل اسکارن سازی پایدار نبوده و به گارنت تبدیل می شوند. در منطقه مورد مطالعه بقایایی از پیروکسن را می توان به صورت ادخال در گارنت و در کنار آن ها مشاهده کرد. این پیروکسن ها براساس ویژگی های نوری از نوع کلینوپیروکسن (دیوپسید) می باشند. حضور پیروکسن در اسکارن های منطقه نشان می دهد که دگرگونی آنها در حد رخساره پیروکسن هورنفلس می باشد. براساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی الکترون ماکروپروپ، کانی پیروکسن موجود در اسکارن های منطقه نیز دارای ترکیب دیوپسید می باشد (جدول ۴-۲).

براساس نتایج حاصل از تجزیه پیروکسن های موجود در اسکارن های منطقه (شکل ۴-۱۵) ترکیب شیمیایی پیروکسن ها برروی نمودار سه تایی انستاتیت (En)، ولاستونیت (Wo) و فروسالییت (Fs) (موریموتو^{۱۳} و همکاران، ۱۹۸۸) تصویر شد و نوع آن دیوپسید - هدربرژیت مشخص شد که ترکیب دیوپسید می باشد. براساس اینودی و برت^{۱۴} (۱۹۸۲) ترکیب شیمیایی پیروکسن در ذخایر اسکارن متغیر بوده و وابسته به نوع فلز غالب در اسکارن می باشد. اینودی و برت (۱۹۸۲) ذخایر اسکارن را براساس نوع فلز همراه، به ۵ گروه Cu، Fe، W، Sn، Pb - Zn تقسیم نموده اند. داده های اخیر بر روی ترکیبات کانی های اسکارن با این طبقه بندی سازگاری نشان می دهد. با توجه به این که پیروکسن های اسکارن های منطقه از نوع دیوپسید می باشد می توان نتیجه گرفت که نوع فلز موجود در اسکارن، آهن و مس می باشد (مینرت، ۱۹۸۷ - نیوبری و همکاران، ۱۹۹۱).

¹³.Morimoto

¹⁴.Burt



شکل ۴-۱۵- تعیین نوع کلینوپیروکسن های اسکارن منطقه وژه (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸)

از آنجایی که در اسکارن ها ترکیب پیروکسن، معمولاً به صورت نسبت سه تایی اعضای دیوپسید - جوهانستیت - هدنبرژیت بیان می شود، در این جا این سه عضو بر اساس نسبت های $Fe/Mn/Mg$ محاسبه گردیده است. در نمودار ارائه شده توسط موریموتو و کی تامورا^{۱۵} (۱۹۸۳) پیروکسن ها به چهار گروه زیر تقسیم می شوند:

۱- پیروکسن های $Ca^{+2} + Mg + (Quad)Fe^{+2}$.

۲- پیروکسن های Na

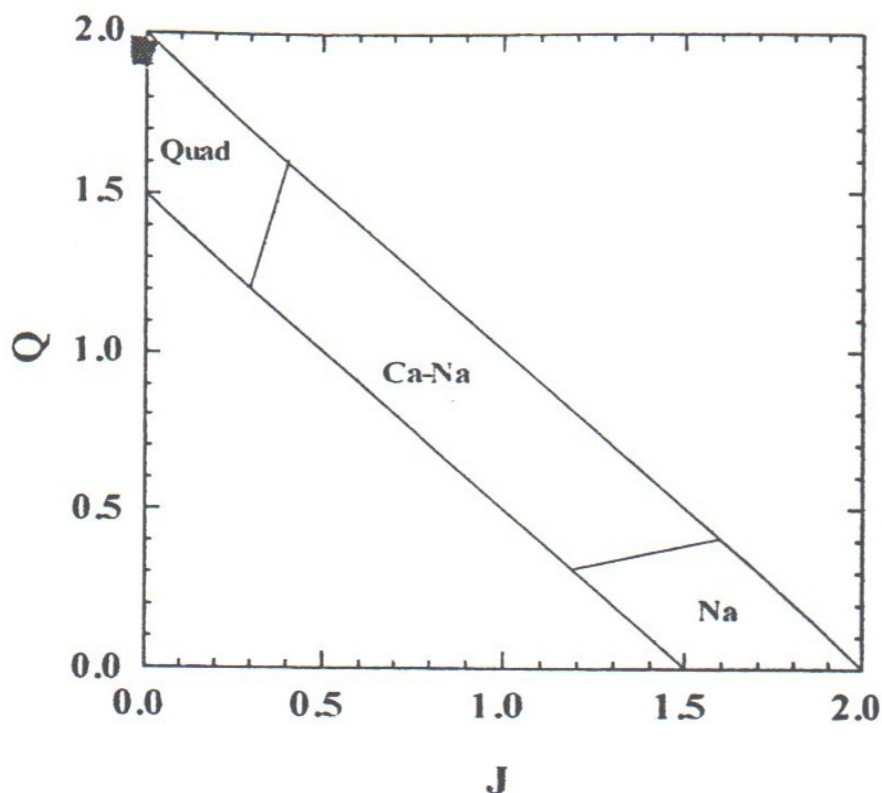
۳- پیروکسن های $Ca - Na$

۴- سایر پیروکسن ها (کانوئیت، پتدوئیت).

با قرار دادن نمونه های تجزیه شده، بر روی این نمودار، تمام پیروکسن ها در محدوده Quad قرار می گیرند (شکل ۴-۱۶).

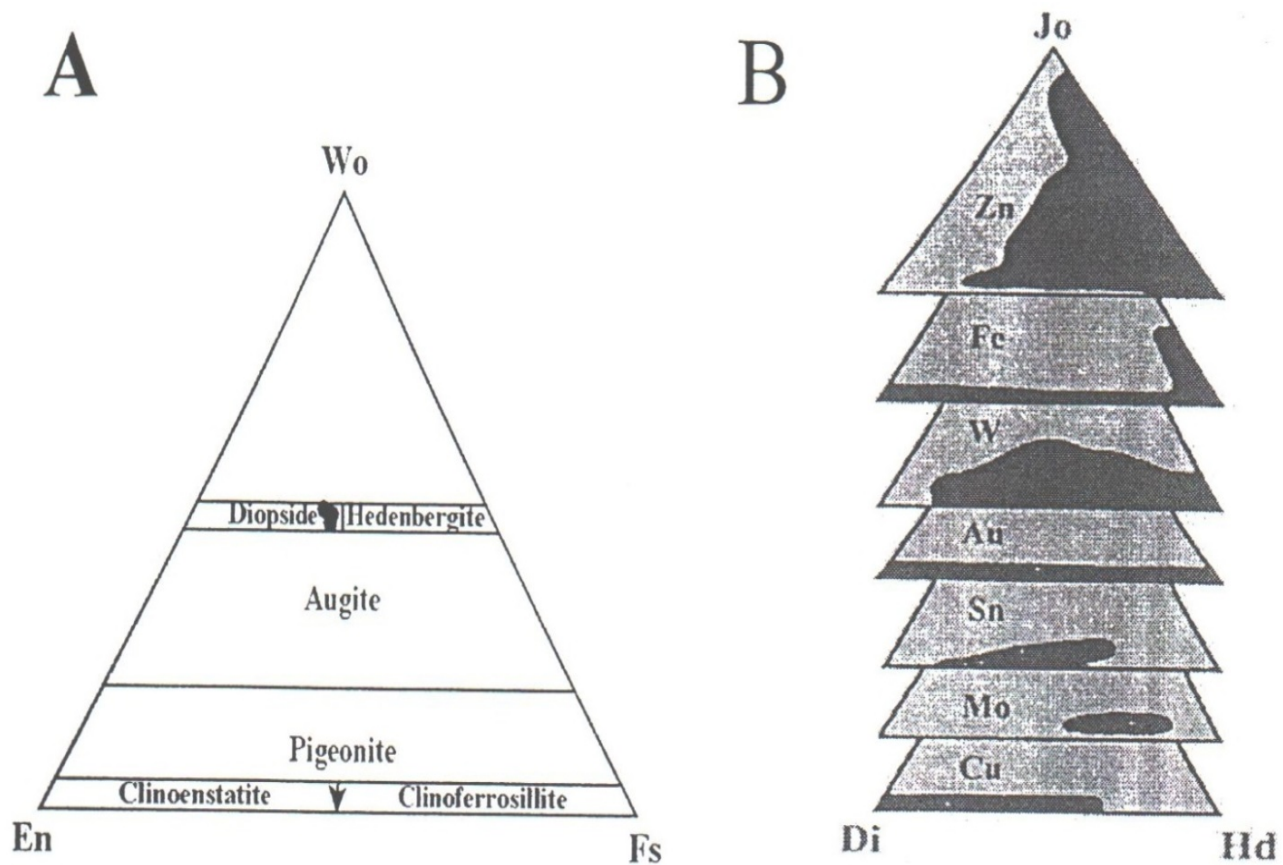
¹⁵.Kitamoura

شکل ۴-۱۷ A نسبت دیوپسید، هیدنبرژیت و ولاستونیت پیروکسن در نمودار سه تایی En – Fs – Wo نشان داده شده است موریموتو و همکاران (۱۹۸۸) و در مقایسه با اسکارن های جهان (شکل ۴-۱۷ B) در محدوده پیروکسن های مس و آهن قرار می گیرند (مینرت، ۱۹۹۲).



شکل ۴-۱۶ - موقعیت مکانی کلینوپیروکسن بر روی نمودار $Q-J$ و تعیین گروه آن (موریموتو و کی تامورا، ۱۹۸۳)

$$J = 2Na \text{ و } Q = Ca + Mg + Fe(II)$$



شکل ۴-۱۷- ترکیب شیمیایی پیروکسن های اسکارن منطقه براساس سه عضو دیوپسید - هدنبرژیت و ولاستونیت

(A)، موریموتو و همکاران (۱۹۸۸) و مقایسه آن با محدوده پیروکسن های انواع اسکارن های جهان

جدول ۴-۲. داده‌های الکترون ماکروپروب پیروکسن‌های اسکارن وژه

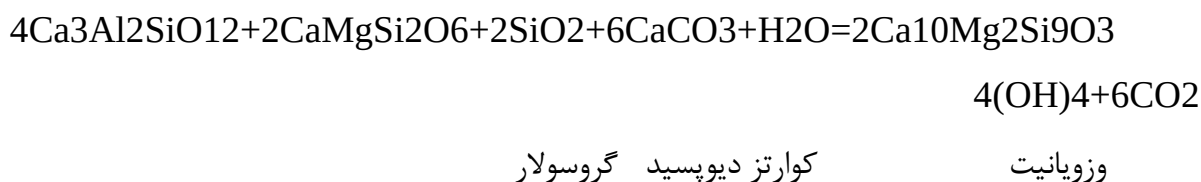
Point	10	11	12	13
SiO₂	52.56	51.08	53.76	51.51
TiO₂	0.00	0.00	0.01	0.03
Al₂O₃	0.26	0.32	0.18	0.08
Cr₂O₃	0.08	0.02	0.00	0.00
FeO	9.80	10.16	9.08	11.06
MnO	0.34	0.25	0.33	0.32
MgO	11.02	12.99	12.5	11.02
CaO	24.51	24.50	24.80	24.25
Na₂O	0.17	0.17	0.12	0.11
K₂O	0.01	0.00	0.00	0.01
Total	99.21	100.21	98.30	98.31

Structural formula based on the 6 Oxygen

Si	1.950	1.979	1.967	1.985
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001
Al (T)	0.012	0.014	0.008	0.004
Al (M1)	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe³⁺ (T)	0.028	0.007	0.026	0.011
Fe³⁺ (M)	0.050	0.034	0.040	0.022
Fe²⁺	0.254	0.244	0.223	0.323
Mn	0.011	0.009	0.010	0.011
Mg	0.669	0.723	0.705	0.632
Ca	0.999	0.977	1.013	1.002
K	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.013	0.014	0.008	0.009
Li	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.003	0.000	0.001	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.000	4.000	4.000	4.000

- وزوویانیت:

آنگونه که در بررسی‌های سنگ شناختی میکروسکوپی دیده شد. همپوشانی وزوویانیت بر تمامی کانیهای پیش از خود در اسکارن وژه به‌خوبی شناخته شده است و فراگیرترین پدیده در مجموعه اسکارنی است، بنابراین تعیین شرایط P-T-X پیدایش این کانی به‌عنوان پایان کانی‌زایی اهمیت دارد. وزوویانیت در گارنتیتهای وزوویانیتی شده به صورت تاخیری و تحت شرایط غنی از آب به وجود می‌آید و به تشکیل کانی وزوویانیت از تبدیل و فروپاشی گارنت هامشاهده می‌شود. دیر و همکاران (۱۹۹۲) واکنش زیر را برای تشکیل وزوویانیت پیشنهاد داده است.



برای تشکیل وزوویانیت از گارنت، علاوه بر SiO_2 به H_2O هم نیاز دارد. بنابراین وزوویانیت در XCO_2 بالا تشکیل می‌شود و آب و سیلیس مورد نیاز از سیالات ماگمایی توده نفوذی حاصل می‌شود.

فصل پنجم

پتروژنز

مقدمه:

اسکارن ها عمدتاً در دمای بین ۲۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی گراد و در فشار بین ۰/۵ تا ۲ کیلو بار تشکیل می شوند. سیالات متاسوماتیک دارای محدوده شوری از ۱۰ تا ۴۵ درصد وزنی معادل نمک طعام می باشند. واکنش های تشکیل شده در اسکارن ها به طور کلی به ویژگی های سنگ مورد تهاجم، ترکیب سیالات متاسوماتیسم کننده و هم چنین رژیم دما و فشار بستگی دارد (تیتلی^{۱۶}، ۱۹۷۳ - گیلبرت و لاول^{۱۷}، ۱۹۷۴).

علت در نظر گرفتن محدوده فشاری بین ۰/۵ تا ۲ کیلو بار برای تشکیل اسکارن این است که در فشارهای بیشتر (اعماق زیاد) کربنات کلسیم نمی تواند به دو اکسید سازنده خود (CO_2 و CaO) که برای تشکیل اسکارن لازم و ضروری است تجزیه شود، بنابراین برای تشکیل اکثر اسکارن ها فشار بین ۰/۵ تا ۲ کیلو بار بوده است. ترکیب سیال در مراحل مختلف تشکیل اسکارن متغیر است به صورتی که CO_2 در مرحله نخست و H_2O در مرحله نهایی تشکیل اسکارن تأثیر به سزایی دارند. جهت فهم شرایط حاکم بر محیط در زمان تشکیل اسکارن ها، علاوه بر تعیین دما و فشار بخشی CO_2 ، پی بردن به تأثیر فشار بخشی متغیر اکسیژن و گوگرد نیز ضروری است. مقدار فشار بخشی CO_2 در اکثر محیط های اسکارنی کمتر از ۰/۱ کیلو بار است (مینرت، ۱۹۸۳).

با توجه به مجموعه کانی های تشکیل دهنده اسکارن های منطقه وژه و ترکیب شیمیایی سنگ مادر (آهک) مشخص شد که اسکارن های منطقه از نوع کلسیم دار می باشند.

در بخش زیر به واکنش های دگرگونی، تقسیم بندی و رخساره های دگرگونی و شرایط تشکیل اسکارن وژه پرداخته می شود:

¹⁶.Titley

¹⁷.Guilbert & Lowell

- واکنش های دگرگونی

اسکارن های منطقه طی دو مرحله شکل گرفته اند. در مرحله اول یا مرحله دگرگونی پیشرونده (مرحله دگرگونی مجاورتی) کانی های بی اب به وجود آمده است. مرحله دوم شامل مرحله پسرونده که کانی های ابدار به خرج کانی های تشکیل شده در مرحله قبل تشکیل شده اند.

در این مبحث ابتدا واکنش های رخ داده در مرحله پیشرونده و سپس واکنش های رخ داده در مراحل بعدی مورد بررسی قرار می گیرند.

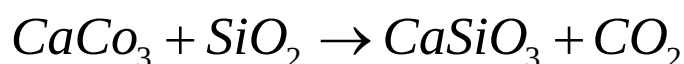
- واکنش های مرحله پیشرونده

– تشکیل کلینو ویر و کسن

کلینوپیروکسن یکی از مهمترین کانی های کالک سیلیکاته موجود در اسکارن های منطقه وژه می باشد که در مرحله پیشرونده تشکیل شده است. براساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی الکترون ماکروپروپ، نوع کلینوپیروکسن در اسکارن های کلسیم دار منطقه وژه دیوپسید می باشد. کانی دیوپسید ر اسکارنهای منطقه، برای تشکیل کانی های دیگر نظیر گارنت مصرف شده است. دیوپسید اولین کانی موجود در مرحله نخست دگرگونی است این کانی در فشار ۲ کیلوبار، دمای بالای ۵۲۰ درجه سانتی گراد و X_{CO_2} بالای ۰/۷ تشکیل می شود (بوخر و فری، ۱۹۹۴). واکنش تشکیل پیروکسن باعث بالا رفتن فوگاسیته اکسیژن و در نتیجه ناپایدار شدن پیروکسن و تشکیل گارنت می شود. X_{CO_2} در محسط اسکارن ساز عموماً تا مقادیر ۰/۱ یا کمتر پایین می آید، این جانشینی ها دمایی بین ۴۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی گراد را برای دگرسانی پیروکسن و گارنت معرفی می کنند (ابنودی و برت، ۱۹۸۲).

– تشکیل و لاستونیت

برای تشکیل ولاستونیت در گارنت ولاستونیت اسکارن، واکنش زیر پیشنهاد شده است (ترسی و فورست، ۱۹۹۱):

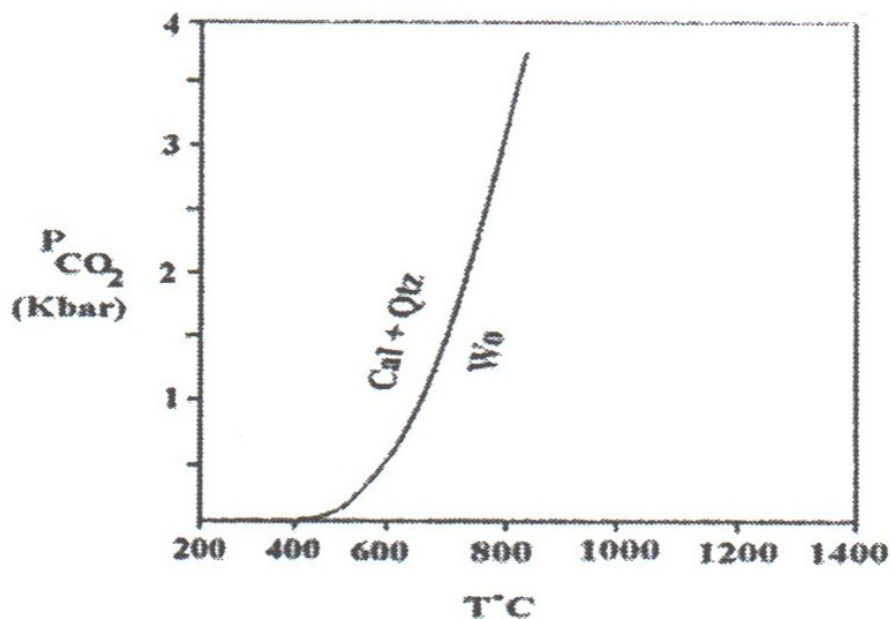


ولاستونیت کوارتز کلسیت

برای انجام این واکنش حرارت نیاز می باشد. بنابراین در شرایط دگرگونی ناحیه ای و تحت فشارهای بالا امکان تشکیل این کانی وجود ندارد در نتیجه اکثر ولاستونیت ها در داخل هاله های حرارتی و از طریق دگرگونی مجاورتی در فشارهای نسبتاً پایین تشکیل شده اند. همچنین واکنش فوق یک واکنش از نوع کربن زدایی می باشد که برای پیشرفت آن نیازمند آزادسازی CO_2 و خارج شدن این گاز می باشد زیرا فشارهای زیاد CO_2 مانع از انجام واکنش های کربن زدایی شده و با افزایش غلظت CO_2 ، دمای لازم برای تشکیل ولاستونیت افزایش می یابد.

بدین صورت که با افزایش مقادیر X_{CO_2} منحنی ها از ۰/۵ به ۱ و حرارت تشکیل ولاستونیت از حدود ۵۰۰ درجه سانتی گراد به ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد می رسد. همچنین طبق نمودار ارائه شده توسط ترسی و فورست (۱۹۹۱)، منحنی تغییرات P_{CO_2} نسبت به دما دارای شیب مثبت می باشد و درجه حرارت تشکیل ولاستونیت در محدوده ۴۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد با افزایش P_{CO_2} افزایش پیدا می کند (شکل ۵-۱).

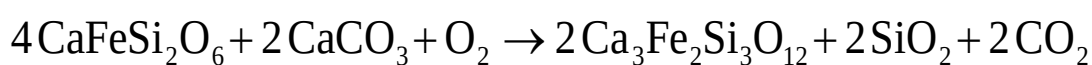
CO_2 در سیستم های باز قادر می باشد که در فشارهای پایین از سنگ خارج شود، در نتیجه واکنش مزبور، نسبت به شرایطی که فشار کل سیستم پایین است، در حرارت های کمتری انجام شود. در اسکارن ها به دلیل باز بودن سیستم و امکان خروج گاز CO_2 ، شرایط تشکیل ولاستونیت فراهم می شود. در اسکارن ها حرارت مورد نیاز برای تشکیل ولاستونیت از توده نفوذی تأمین می شود و در اثر واکنش با آهک موجود در سنگ میزبان ولاستونیت تشکیل می شود.



شکل ۵-۱ - منحنی فشار-دما برای تشکیل ولاستونیت (Wo) در سیستم $CMS(CaO - MgO - SiO_2 - CO_2)$ ، (ترسی و فورست، ۱۹۹۱). Cal=کلسیت، Qtz=کوارتز).

- تشکیل گارنت

گارنت های موجود در اسکارن های منطقه مورد مطالعه طی دو مرحله به وجود آمده اند. گارنت های نوع اول در مراحل اولیه همراه با پیروکسن به وجود آمده و ساختار منطقه ای در آن ها مشاهده شده است. گارنت های نوع دوم در طی دگرگونی برگشتی از تبدیل کلینوپیروکسن ها حاصل شده اند. آثار خوردگی پیروکسن ها در کنار بلور گارنت و حضور ادخال های کلینوپیروکسن درون گارنت نشانه تشکیل گارنت از پیروکسن در طی دگرگونی برگشتی است. گارنت های نوع دوم فاقد ساختار منطقه ای هستند. لتارگو و لمب^{۱۸} (۱۹۹۳) واکنش زیر را برای تشکیل گارنت پیشنهاد کردند:



هیدبرژیت

کلسیت

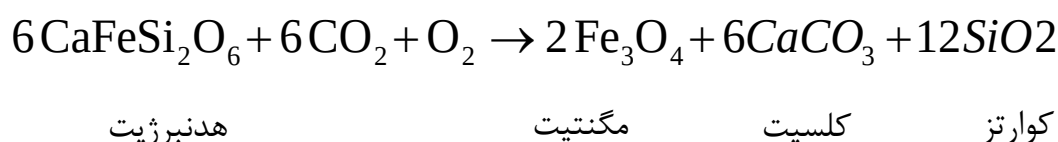
آندرادیت

کوارتز

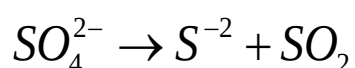
¹⁸. Letargo & Lamb

با تشکیل گارنت کمی از میزان فو گاسیته اکسیژن (FO2) محلول کانه ساز کاسته می شود. به عبارت دیگر انجام واکنش فوق در اسکارن باعث احیا شدن سیال کانه ساز می شود که عامل اساسی در ته نشست های کانی های سولفیدی از سیال کانه ساز می باشد.

دیر^{۱۹} و همکاران (۱۹۹۲) واکنش دیگری را نیز برای احیا شدن سیال کانه ساز پیشنهاد کرده اند که در این واکنش CO₂ آزاد شده از واکنش قبلی مجدداً با هیدرژیت وارد واکنش شده و مگنتیت، کوارتز و کلسیت تولید می گردند.



این واکنش نیز کمی از میزان فو گاسیته اکسیژن محلول می کاهد. با پیشرفت این واکنش به سمت راست، سیال کانه ساز توسط کانی های اسکارن احیا شده و شرایط ته نشست کانی های سولفیدی فراهم می گردد. با فرض ثابت بودن درجه حرارت، pH و میزان کل سولفید حل شده در محلول، حلالیت کانی های سولفیدی فلزات پایه در محیط احیا نسبت به محیط اکسیدان پایین می آید. مخصوصاً کانی های سولفیدی در مرز محیط های احیا و اکسیدان به راحتی نهشته می شوند:



در نتیجه یون احیایی S⁻² با کاتیون های فلزی دو ظرفیتی (M⁺²) از جمله سرب، روی، مس و غیره وارد واکنش شده و کانی های سولفیدی را می سازد.

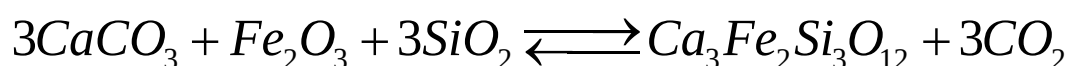
¹⁹.Deer



براساس همخوانی مشاهدات با نتایج بررسی های تجربی به طور کلی تشکیل کانه سولفیدی مس در اسکارن وژه در ارتباط با واکنش های اکسایش – احیا از نوع بالا می باشد.

تبدیل کلینوپیروکسن به گارنت نیاز به حضور SiO_2 دارد که از محلول های غنی از سیلیس توده نفوذی تأمین می گردد.

نوع دیگری از گارنت های منطقه وژه در زمینه کلسیت تشکیل شده اند که دیر و همکاران (۱۹۹۲) واکنش زیر را برای تشکیل آن پیشنهاد کرده اند.

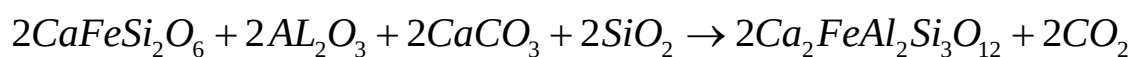


کلسیت

هماتیت

آندرادیت

واکنش مزبور نشان می دهد که گارنت در حضور CO_2 ناپایدار شده و به کلسیت تجزیه می شود. یاردلی (۱۹۸۹) واکنش زیر را برای تشکیل گارنت پیشنهاد کرده است:



هدنبرژیت

کلسیت

آندرادیت

واکنش های فوق در دمای حدود ۴۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی گراد انجام می شوند.

رخساره های تشکیل اسکارن در منطقه وزه:

مرز بین رخساره ها در دگرگونی مجاورتی بستگی به درجه حرارت دارد که خود بازتابی از مراحل حرارتی تشکیل اسکارن می باشد. با افزایش درجه حرارت رخساره های زیر تشکیل می شوند:

- رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس

- رخساره هورنبلند هورنفلس

- رخساره پیروکسن

- رخساره سانیدینیت

دگرگونی پسرونده با کاهش دما، جریان سیالات گرمایی، احتمالاً دخالت آب های جوی و ته نشینی سولفیدها آغاز شده و کانی های بی آب دما بالای مرحله پیشرونده به کانی های ابدار تبدیل می گردند. در دگرگونی پسرونده کانی های کلسیت و وزوویانیت مربوط به رخساره هورنبلند هورنفلس می باشند. شرایط دما و فشار رخساره هورنبلند هورنفلس پایین تر از رخساره پیروکسن هورنفلس می باشد، به طوری که پایین ترین حرارت تشکیل کانی ها در این رخساره به دمای حدود ۴۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی گراد محدود می شود.

در اسکارن های منطقه وزه، کانی های اپاک (کانه ها) معمولاً همراه با دگرگونی پسرونده یافت می شوند که نشان دهنده بالاتر بودن شرایط اکسیداسیون و سولفیداسیون و پایین تر بودن درجه حرارت می باشد.

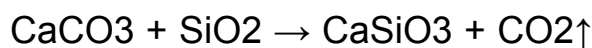
رخساره پیروکسن هورنفلس متعلق به داخلی ترین منطقه دگرگونی است. طبق نظر وینکلر (۱۹۷۶) پیدایش ولاستونیت معرف شروع رخساره پیروکسن هورنفلس است. کانی های مرحله دگرگونی پیشرونده (مرحله دگرگونی مجاورتی) همچون دیوپسید، ولاستونیت و گارنت متعلق به بخش حرارت پایین رخساره پیروکسن هورنفلس هستند. رخساره پیروکسن هورنفلس در محدوده درجه حرارت ۶۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی گراد قرار دارد. رخساره سانیدینیت مربوط به حرارت های خیلی بالا در محل برخورد بلافصل توده نفوذی بسیار گرم می باشد که مجموعه کانی های آن در منطقه مورد مطالعه مشاهده نمی شود.

بر آورد شرایط فیزیکی - شیمیایی تشکیل اسکارن (P-T-X):

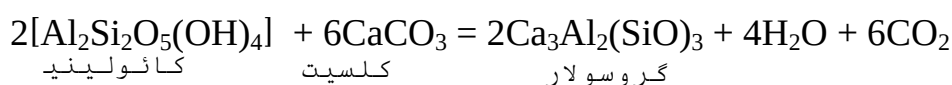
با مطالعه مقاطع نازک و تجزیه ها مشخص شد که آهک نادگرگونه وژه از نوع آهک مارنی $\sim \text{SiO}_2$ ($13.99 \text{ wt\%}$ تا $2.67 \text{ wt\%}$ Al_2O_3) می باشد. (جاوید ۱۳۸۷) مارنی بودن این آهک ها، تشکیل گارنت های گروسولار یا محلول جامد گروسولار - آندرادیت را موجب شده است. این کانی در منطقه به وفور با اندازه های مختلف یافت می شود. مقایسه ترکیب شیمیایی سنگ آهک و اسکارن های مجاور آن نشان می دهد که عناصری مثل Si ، Al ، Ti ، Fe ، Mg ، K و Ba از ماگما بدرون سنگ آهک نفوذ کرده و موجبات تبلور سیلیکاتهای اسکارن را فراهم نموده است. پس از نفوذ توده آذرین به درون سنگ های آهکی، نخستین کالک سیلیکاته ها به صورت گارنت (گروسولار - آندرادیت)، پیروکسن (دیوپسید - هدربرژیت) و اسکاپولیت تشکیل می شوند.

برپایه مطالعات تفصیلی پتروگرافی، بافت ها، روابط پاراژنتیکی کانیها و داده های تجزیه شیمیایی کانی ها می توان واکنشهای مهم کانی زایی را به شرح زیر پیشنهاد کرد:

بنابراین کاملاً منطقی است واکنش تشکیل گروسولار در اسکارن های وژه را به خرج کائولینیت و کلسیت بنویسیم، یعنی سنگ های آهکی را مارنی در نظر بگیریم می توان پذیرفت که تشکیل ولاستونیت و گارنت گروسولار به ترتیب طبق معادلات زیر صورت گیرد:



ولاستونیت



دیر و همکاران (1991) نشان داده اند که برای تشکیل گروسولار از مخلوط واکنشی کائولین، CaO ، SiO_2 و CaCl_2 بهترین شرایط دمای 900°C و فشار ۲۰۰۰۰ اتمسفر است. اما در مخلوطی از سیلیس، کلسیت و اکسید آلومنیوم با نسبت های $3\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : 3\text{CaCO}_3$ و لاستونیت و گروسولار در 500°C تشکیل می شود. شکل ۵-۲ نمودار واکنش دماهای ۳۸۰ تا ۵۳۰ درجه سانتیگراد را برای شکل گیری گروسولر نشان می دهد. میاشیرو (1994) براین باور است که مجموعه کوارتز و گروسولار تحت فشار کم CO_2 پایدار می ماند و با افزایش دما واکنش تشکیل و لاستونیت + آنورتیت انجام می گیرد.

دیر و همکاران (1991) واکنش زیر را برای شکل گیری آندرادیت پیشنهاد می کند:



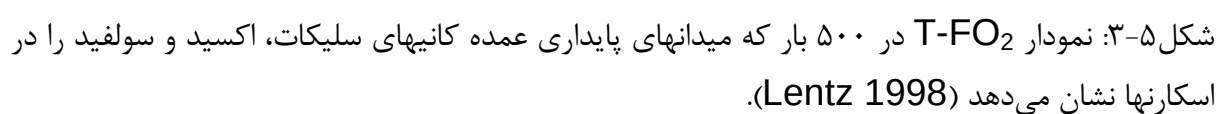
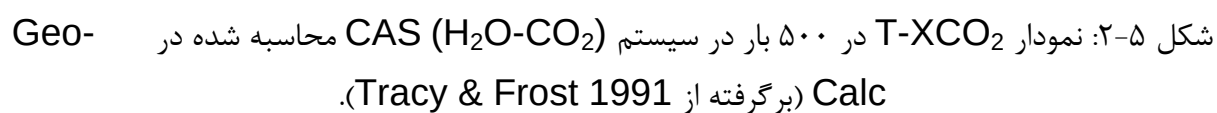
آندرادیت

کلسیت

برای تعیین شرایط احتمالی P-T-X می توان سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H (شکل ۵-۳) را در نظر گرفت، چرا که همه کانیهای مورد مطالعه در این سامانه جای می گیرند (Einaudi 1982).

این نمودار برپایه ۰/۵ کیلو بار فشار و $\text{XCO}_2 = 0.1$ بنا شده است که ممکن است دقیقاً همان شرایط اسکارن وژه نباشد. ولی وجود سنگ میزبان آهکی ($\text{XCO}_2 \sim 0.1$) و همچنین رخداد اسکارن در شکافها و فضاهای خالی سنگ آهک دور از توده های عمیق (فشار کم) تا حدودی انطباق با شرایط در نظر گرفته شده را نشان می دهد.

لذا محدوده دمائی 380°C تا 530°C در $\text{XCO}_2 = 0.1$ و فشار 0.5kbar و فوگاسیته پائین اکسیژن برای اسکارن منطقه در نظر گرفته می شود. اکثر اسکارنهای همیافت با نهشته های اقتصادی معدنی نیز در محدوده دمایی $400-650^\circ\text{C}$ و فشار ۳-۳/۰ kbar و $\text{XCO}_2 < 0.1$ شکل گرفته است. (Einaudi et al., 1981)



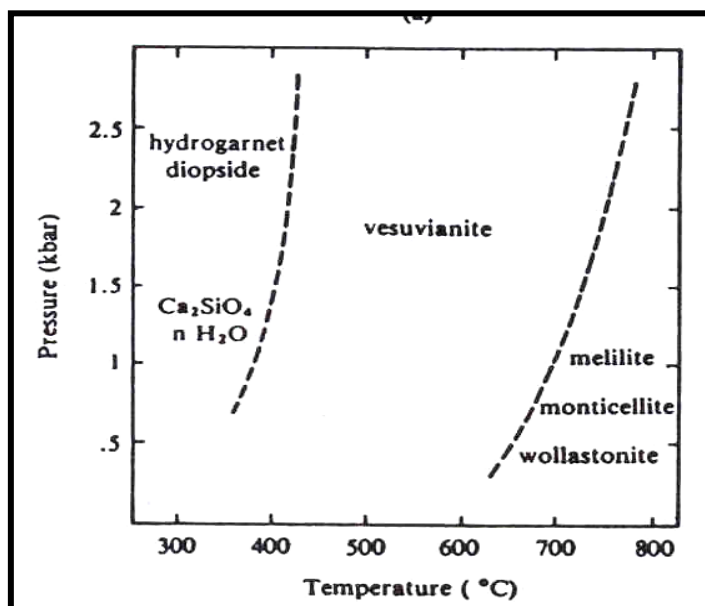
آندرادیت گستره پایداری وسیعی را از ۴۰۰ تا ۷۰۰°C و ۲۵- تا ۱۵- Log FO₂ نشان می‌دهد. آندرادیت توسط مجموعه ولاستونیت + هدرنرژیت در ۵۵۰°C > T (بسته به FO₂) در حضور کوارتز جانشین می‌شود. از آنجا که چنین دگرسانی‌هایی در وژه دیده نشده است پیشنهاد بر این است که دمای تشکیل کمتر از ۵۵۰°C بوده است.

آنگونه که در بررسی‌های سنگ شناختی میکروسکوپی دیده شد. همپوشانی وزوویانیت بر تمامی کانیهایی پیش از خود در اسکارن وژه به‌خوبی شناخته شده است و فراگیرترین پدیده در مجموعه اسکارنی است، بنابراین تعیین شرایط P-T-X پیدایش این کانی به‌عنوان پایان کانی‌زایی اهمیت دارد.

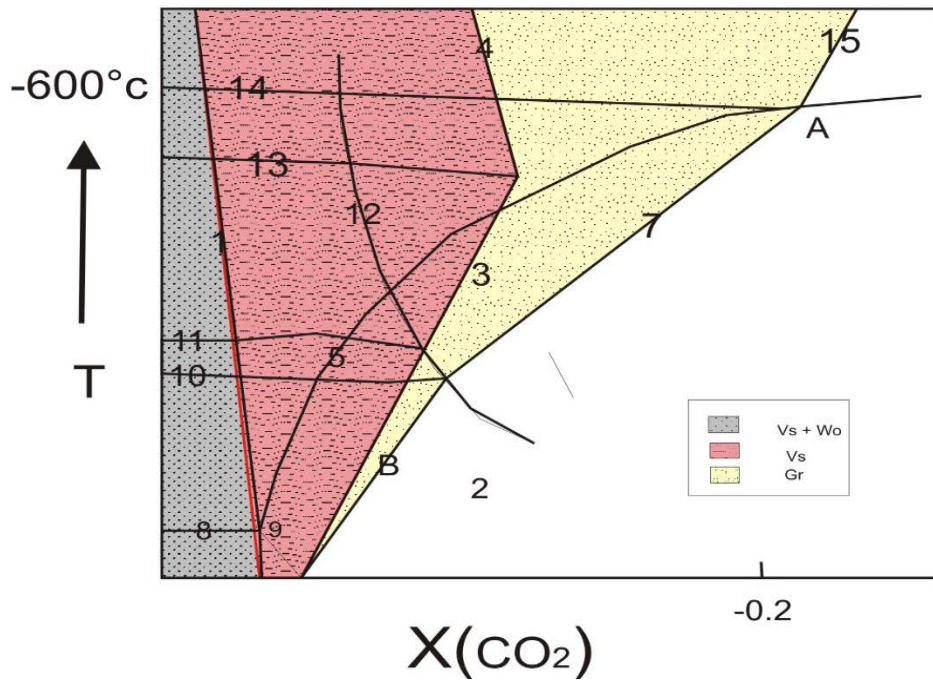
بررسی‌ها (Hochella et al., 1982 و Valley et al., 1985) نشان داده است که تعادل وزوویانیت‌دار، شرایط پیدایش بسیاری از همیافتی‌های کالک - سیلیکات را به سوی XH₂O بالا XCO₂/ پایین در واکنشهای تعادلی محدود خواهد کرد. منحنی‌های پایداری برای تعادل وزوویانیت‌دار به روش آزمایشگاهی تأیید نشده‌اند، اگرچه محاسبات انجام شده توسط والی و همکار (1985) برروی Mg-OH-Vesuvianite چهارچوبی را فراهم کرده‌اند. نمودارهای فاز نامبردگان مشخص می‌کند که وزوویانیت (ساختگی Mg-OH-Vesuvianite) تنها در سیالات با $XCO_2 < 0.2$ پایدار است. در حضور ولاستونیت Mg-vesuvianite نیاز به شرایط بسیار غنی از آب، $XCO_2 < 0.3$ دارد (Henry 1999). در اسکارن های وزوویانیت دار یاکوتیا (روسیه) برای توصیف بالا بودن XH₂O در سیالات کانی ساز از واژه های آبگیری (Hydration) اسکارن های دما بالای اولیه، استفاده شده است (Galuskin et al., 2003). برروی نمودار طرح گونه (Valley et al. 1985) ایزوباری X-XCO₂ واکنشهای محدود کننده پایداری مجموعه‌های حاوی دیوپسید، وزوویانیت گارنت و ولاستونیت نشان داده شده‌اند (شکل ۴-۵). پژوهشگران دیگر (Ito and Arem 1970) شرایط پیدایش وزوویانیت را در دماهای ۳۸۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و در فشارهای ۱ تا ۲ کیلو بار در محیطی با آب خالص و عاری از آلکالی در نظر گرفته‌اند (شکل ۴-۶).

پلیا سنینا و لیخویدوف (1993) بر پایه بررسی‌های تجربی واکنشهای چندی را برای پیدایش وزوویانیت در فشار ثابت ۲ کیلو بار و دمای ۴۲۰ تا ۴۷۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه نموده‌اند (تغییر ترکیب، دمای واکنش را تا ۵۰ درجه تغییر می‌دهد)، نامبردگان پایداری این کانی را نسبت به XCO_2 بسیار حساس می‌دانند به‌طوری که این کانی در آزمایشهای تجربی تا $XCO_2 < 0.01$ و در محاسبات ترمودینامیکی تا 0.03 $XCO_2 < XCO_2$ پایدار می‌ماند و با افزایش XCO_2 ناپایدار می‌شود (شکل ۴-۷).

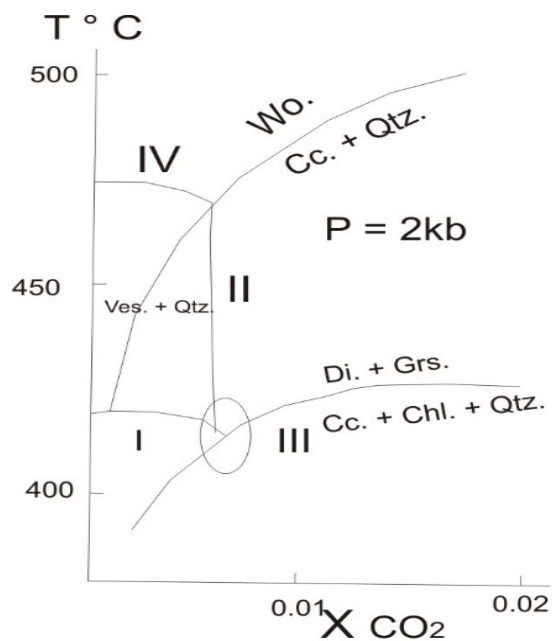
در بررسی‌های میکروسکوپی به روشنی شکل‌گیری وزوویانیت بعد از گارنت دیده می‌شود. اگر دمای متوسط تشکیل گارنتهای گروسولار در اسکارنها را ۴۸۰ درجه سانتی‌گراد بدانیم (Reverdatto 1973 و Tracy and Frost 1991) می‌توان گفت کانی‌زایی وزوویانیت در اسکارن، ویژه در $T < 480$ درجه سانتی‌گراد رخ داده است و فروکش دما تا حداقل ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد ادامه یافته است و در این شرایط همواره $XCO_2 < XH_2O$ بوده است.



شکل ۴-۵. نمودار طرح گونه $T-XCO_2$ منحنی‌های پایداری برای تعادل دارای (Mg-OH)- Vesuvianite را نشان می‌دهد (Valley et al., 1985).



شکل ۴-۶. نمودار P-T تشکیل وزوویانیت در محیطی با آب خالص و بدون آلكالی برای ترکیب ژل (Ito and Arem 1970) $\text{Ca}_{20}\text{Mg}_4\text{Al}_8\text{Si}_{18}(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.



2.1 Grs. + 1.3 Di. + 2 H₂O = 0.8 Ves. + 0.1 Chl. + 1.4 Qtz. (I)
 2.5 Gts. + Di. + Cc. + 2 H₂O = Ves. + 0.5 Qtz. + CO₂ (II)
 Gts. + 5 Di. + 4 H₂O + 8 CO₂ = Chl. + Cc. + 10 Qtz. (III)
 2.5 Gts. + Di. + 0.5 Wo. + 2 H₂O = Ves. + 1.5 Qtz. (IV)

شکل ۷-۴. نمودار $T-XCO_2$ برای تعادل مطالعه شده (I-IV)، بیضی محدوده‌های تردید را نشان می‌دهد (Likhoidov and Plyusnina 1995).

رخداد وزوویانیت در آخرین گام به‌عنوان یک کانی متاسوماتیک به خرج همیافتی‌های کانیایی غنی از Al_2O_3 و SiO_2 اتفاق افتاده است. در برخی موارد ورود SiO_2 همراه سیالات غنی از H_2O الزامی بوده است. به‌طور کلی برای پایداری وزوویانیت ورود سیالات حاوی H_2O ، SiO_2 و خروج CO_2 الزامی است. آنگونه که در برشهای نازک میکروسکوپی دیده می‌شود، شکل‌گیری و پایداری توده‌های تک کانیایی وزوویانیت، تنها توسط واکنشهای تشکیل این کانی به خرج کانیهای پیشین توجیه پذیر است. پیشنهاد می‌شود برای گامه پایانی تکوین اسکارن وژه و سایر اسکارنهای مشابه در محیطهای زمین‌شناسی ایران و جهان وژه یا اصطلاح وزوویانیتی شدن (vesuvianitization) را در نظر بگیریم، این اصطلاح از دیدگاه ترمینولوژی اسکارن (skarn terminology) قابل بحث خواهد بود.

نتیجه گیری:

اسکارن منطقه وژه در اثر نفوذ توده نفوذی گرانودیوریتی الیگوسن مربوط به نوار ارومیه- دختردر سنگهای کرتاسه تشکیل شده است. دو نوع گارنت در اسکارنها مشاهده می‌شود گارنت ایزوتروپ از نوع گروسولار و گارنت انیزوتروپ از نوع محلول جامد گروسولار-آندرادیت می‌باشد. تغییر در ترکیب سیال در طول رشد گارنت بطور موقتی موجب افزایش فوگاسیته اکسیژن و افزایش محتوای آهن در سیال تاخیری و نتیجتاً افزایش درصد آندرادیت در محلول جامد گارنت شده است. این پدیده می‌تواند بیانگر نقش عوامل خارجی (از جمله جوشش) در مراحل نهایی تکامل این سامانه اسکارنی باشد. با توجه به مجموعه پاراژنز کانیها (گارنت، دیوپسید، ولاستونیت، وزوویانیت) و روابط بافتی و کانی شناسی آنها محدوده دمائی $380^{\circ}C$ تا $530^{\circ}C$ در $XCO_2 = 0.1$ و فشار $0.5kbar$ و فوگاسیته پائین اکسیژن برای اسکارن منطقه در نظر گرفته می‌شود.

منابع:

- ۱- احمدی، ع.، ۱۳۶۷، پتروگرافی و پترولوژی توده های نفوذی و اسکارن های شمال فشارک (شمال شرق اصفهان)، رساله کارشناسی ارشد، ۱۱۹ ص
- ۲- جاوید، مرضیه، ۱۳۸۷، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین شناسی.
- ۳- سیاه چشم، ک.، کلاگری، ع.ا.، کریم زاده، ع. ر. و مؤذن، م.، ۱۳۸۱، نگرشی بر دگرسانی متاسوماتیک و کانی سازی آهن در اسکارن پهناور، شرق سیه رود، آذربایجان شرقی، ایران، دانشگاه کرمان، صفحات ۱۶۲-۱۵۸.
- شناسی ایران، دانشگاه کرمان، صفحات ۱۶۲-۱۵۸.
- ۴- رولینسون، ه. آ.، ۱۳۸۴، کاربرد داده های زمین شیمیایی، ترجمه مُر، ف. و مدبری، س.، مرکز نشر دانشگاهی، تهران، ۴۵۲ ص.
- ۵- معین وزیری، ح. و احمدی، ع.، ۱۳۶۷، مطالعه سنگ شناسی توده های نفوذی و هاله دگرگونی شمال فشارک (اصفهان)، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۱۷، شماره های ۲ و ۱، صفحات ۷۱-۶۳.
- ۶- وهابی مقدم، ب. و معین وزیری، ح.، ۱۳۷۸، بررسی مراحل مختلف تکوین اسکارن های فشارک (اصفهان)، مجله انجمن زمین شناسی ایران، صفحات ۳۶۱ - ۳۶۰.
- ۷- مؤید، ۱۳۷۹، بررسی دگرسانی متاسوماتیک و کانی سازی آهن - منگنز در اسکارن تیکمه داش، بستان آباد - آذربایجان شرقی، فشرده مقاله های چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، تبریز، صفحات ۳۴۴-۳۴۲.

Reference:

- 1- Bard, J. P., 1987, Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks, D. Reidel Publishing Co, p. 261.
- 2- Clechenko, C. C. and Valley, J. W., 2003, Oscillatory Zoning in garnet from the Willsboro wollastonite Skarn, Adirondack Mts, New York: a record of shallow hydrothermal processes preserved in a granulite facies terrane, J. Metam. Geol., 21, p. 771-784
- 3- Chakraborty, S. & Ganguly J., 1991- Compositional zoning and cation diffusion in garnets, in Diffusion , atomic ordering and mass transport, selected topics in geochemistry, V. 8, edited by J. Ganguly, Springer-verlag, New York, 567 pp.
- 4- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. 1991, An introduction to the rock forming minerals, seventeenth impression, Longman, p. 528.
- 5- Einaudi, M. T. and Burt, D. M., 1982, Introduction Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits, Econ. Geo., 77, p. 745-754.
- 6-Einaudi, M. T., 1982, General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons. Adv. Geol. Porphyry copper Deposits: Southwest. North Am., p. 185-209.
- 7-Foster, R. D., 1996, Gold metallogeny and exploration, Chapman & Hall, p. 432.
- 8- Henry, D. A., 1999, Cuspidine-bearing skarn from Chesney Vale, Victoria, Australian Journal of Earth Sciences, 46, p. 251-260.
- 9-Lentz , D.R.1998 , Mineralized intrusion- related skarn systems ,Mineralogical Association of Canada , Short course Vol,26, p. 664.

- 10-Meinert, L. D., 1982, A review of skarns that contain gold, In D. R. Lentz, Ed., Mineralized intrusion-related skarn systems, Mineralogical Association of Canada, Short Course, 26, p. 359-414.
- 11- Murad, E., 1975, Zoned birefringent garnets from Thera Island, Santorini Group (Aegean Sea), *Min.*, 40, p. 715-719
- 12- Miyashiro, A., 1994, Metamorphism petrology. University college, London, 404p.
- 13- Middlemost, E. A. K., 1985, Magma and magmatic rocks. Longman Group Limited, Essex.
- 14- Reverdatto, V., 1973, The facies of contact metamorphism (Translated by D. A. Brown, 1973) David Alexander Brown, p. 262.
- 15- Shore M. & Fowler A.D., 1996- Oscillatory zoning in minerals: A common phenomenon. *Canadian Mineralogist*, 34, 1111-1126.
- 16- Tracy, R. J., Frost, B. R., 1991, Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formation, In D. M., Kerrick, E. d., Contact Metamorphism, *Min. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy*, 26, p. 207-289.
- 17-Wenk, H. R. and Bulakh, A., 2004, Minerals, their constitution and origin, Cambridge university press, p. 646.
18. Dziggel, 2009" Significance of oscillatory and bell-shaped growth zoning in hydrothermal garnet: Evidence from the Navachab gold deposit, Namibia", *Chemical Geol*, vol: 262, p.p: 262-276.
19. Fernando, G. W. A. R. Hauzenberger, C. A. Baumgartner, L. P. and Hofmeister, W., 2003" Modeling of retrograde diffusion zoning in garnet: evidence for slow cooling of granulites from the Highland Complex of Sri Lanka", *Mineral Petrol*, 78:53-71.

20- Katerinopoulou, , 2009" A multi-analytical study of the crystal structure of unusual Ti-Zr-Cr-rich Andradite from the Maronia skarn, Rhodope massif, western Thrace, Greece", *Miner Petrol*, 95: 113-124.

21-. Masoudi, F. Mehrabi, B. and Mahmoudi, Sh., 2006" Garnet (Almandine-Spessartine) Growth Zoning and Its Application to Constrain Metamorphic History in Dehsalm Complex, Iran", *J. Sc. Isl. Re. Ir.*, 17(3): 235-244.

22-. Spear, F.S., 1988" Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets", *Mineral Petrol*, 99: 507-517.

23-. Spear, F.S., 1993" Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time path", *Mineral Soc Am Monograph*, Washington DC, 799 pp.

15. Woodsworth, G.J., 1977" Homogenization of zoned garnets from polytactic schists", *Can Mineral*, 15: 230-242.

24-. Yauri, J.M. Cano, N.F. and Watanabe, S., 2008" Thermoluminescence and absorption studies of natural grossular minerals", *Radiation Measurements*, 43: 1331-1336..

25- Jener, G. A. , 1996 "Trace Element Geochemistry of Igneous Rocks: Geochemical Nomenclature and Analytical Geochemistry", *Geological Association of Canada*, 12:51-77