

مینرال شیمی و پتروژنز اسکارن خاور نابر، جنوب باختر کاشان

سید محسن طباطبایی منش^{۱*}، فاطمه جوادی^۲ و فروغ السادات ظهوری^۲

^۱دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۳/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۲/۲۴

چکیده

اسکارن نابر در حدود ۳۵ کیلومتری جنوب باختر کاشان و در کمان ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد. اسکارن سازی در این منطقه در مجاورت سنگ آهک سازند قم به سن الیگومیوسن و توده نفوذی با سن احتمالی میوسن میانی- بالایی شکل گرفته است. کانی های سازنده اصلی این اسکارن ها شامل گارنت، کلینوپیروکسن، اپیدوت و کانی های فرعی شامل وزوویانیت، کلریت، ترمولیت- اکتینولیت، اسفن، کوارتز و کلسیت و کانه های همراه شامل پیرویت، پیریت، به همراه مقادیر کمتر کالکوپیریت، اسفالریت و مگنتیت هستند. با توجه به حضور فراوان مجموعه کانی های منیزیم دار مانند دیوپسید و کانی های کلسیم دار مانند گارنت، وزوویانیت و اپیدوت وجود سنگ میزبان از نوع کلسیتی- دولومیتی می تواند بسیار محتمل باشد. برای تشکیل اسکارن و توسعه کانی زایی در این منطقه ۳ مرحله پیشنهاد می شود: مرحله ۱ که با تشکیل کانی های بی آب دما بالایی همچون گارنت (گروسولار) و دیوپسید مشخص شده است. مرحله ۲ که با تشکیل کانی های آندرادیت و اسفن همراه است. در مرحله ۳ جایگزینی کانی های بی آب توسط مجموعه های آب دار در دمای کمتر از ۴۷۰ درجه سانتی گراد انجام می گیرد. در این مرحله کانی هایی همچون ترمولیت- اکتینولیت، اپیدوت، کلریت و وزوویانیت تشکیل می شود. کانه زایی مربوط به فاز تأخیری تشکیل اسکارن بوده و تحت تأثیر سیال های گرمابی رخ داده است.

کلیدواژه ها: اولیگومیوسن، اسکارن کلسیک- منیزین، خاور نابر، ارومیه- دختر.

*نویسنده مسئول: سید محسن طباطبایی منش

E-mail: tabataba@sci.ui.ac.ir

۱- پیش نوشتار

(۱۳۹۲) و ظهوری (۱۳۹۴) اشاره کرد. بر پایه کارهای صورت گرفته سن سنگ های ماگمایی بخش های میانی ارومیه- دختر از ژوراسیک میانی تا اواخر پالئوسن تا میوسن میانی تعیین شده و ذوب بخشی بخش مافیک پوسته زیرین توسط مذاب های گوشته ای نقش مهمی در ایجاد نفوذی های میوسن در این منطقه داشته است. این نفوذ افزون بر ایجاد اسکارن زایی در تماس با توده های آهکی سبب دگرسانی های گسترده فیلیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی در دیگر سنگ ها شده است. بیشتر سنگ های نفوذی این کمر بند سن الیگوسن- میوسن دارند. واحدهای سنگی منطقه بر پایه مطالعات صحرایی و میکروسکوپی و به استناد نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (امامی، ۱۳۷۲) و نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه (شکل ۱) به ترتیب شامل واحدهای زیر هستند:

- کهن ترین واحدهای سنگ شناختی منطقه نابر متعلق به ائوسن و شامل آندزیت و ریولیت همراه با سنگ های آذر آواری هستند که روی تناوبی از توف، آهک و آذر آواری ها قرار گرفته اند.

- واحدهای رسوبی که بخشی از سازند قم هستند و از توالی های آهکی، مارن، شیل و میان لایه های ماسه سنگی به سن الیگومیوسن تشکیل شده اند.

- توده های نفوذی با سنگ شناسی گرانودیوریت و دیوریت با سن الیگومیوسن.

- رسوبات متعلق به کواترنری نیز به صورت تراورتن، قطعات سنگی پراکنده، ریگ و ماسه در بخش جنوبی منطقه دیده می شود.

اسکارن خاور نابر به عنوان هدف پژوهشی، از دیگر واحدهای سنگی منطقه است که در مشاهدات صحرایی به صورت توده ای و با ظاهری نسبت روشن تر از توده نفوذی مجاور خود دیده می شود (شکل ۲).

۲- روش انجام پژوهش

پس از گردآوری اطلاعات، مطالعات کتابخانه ای و بررسی نقشه یک صد هزارم کاشان، به منظور آشنایی مقدماتی، از منطقه مورد مطالعه و رخنمون های سنگ مادر (آهک)، توده نفوذی و اسکارن بازدید انجام و سپس از واحدهای اسکارنی و توده نفوذی مرتبط با تشکیل این سنگ ها نمونه برداری شد که از میان آنها به منظور انجام

منطقه مورد مطالعه در خاور نابر، در ۳۵ کیلومتری جنوب باختری کاشان و در فاصله ۱۷۰ کیلومتری شهر اصفهان جای دارد. این محدوده در طول های جغرافیایی ۹۱° ۵۱' تا ۱۵° ۵۱' و عرض های جغرافیایی ۵۱° ۳۳' تا ۳۳° ۳۳' شمالی قرار دارد. این ناحیه بخشی از رشته کوه های هفت کتل است که با روند خاوری- باختری در منطقه رخنمون دارد. اسکارن تشکیل شده در منطقه خاور نابر مربوط به آخرین فازهای فعالیت ماگمایی ارومیه دختر (پس از میوسن میانی) است (قاسمی، ۱۳۹۴). این اسکارن افزون بر داشتن پارائز کانیایی به نسبت کامل یک اسکارن، دارای پتانسیل کانی زایی آهن، مس و طلا است که افزون بر مسائل سنگ شناسی و کانی شناختی می تواند از دید کانه زایی نیز قابل توجه باشد. در این پژوهش بررسی مینرال شیمی و پتروژنز اسکارن و تعیین حدود دمای تشکیل آن با توجه به مجموعه کانی های اسکارن موجود، مورد توجه قرار گرفته است. همچنین با توجه به کانسار سازی های گسترده در منطقه نابر و جنوب کاشان و ارتباط پاره ای از آنها با اسکارن زایی، مطالعه این اسکارن با مجموعه بسیار گوناگونی از کانی ها و کانه ها می تواند هم از دیدگاه فرایند متاسوماتیسم و واکنش های کانیایی مرتبط و هم از دیدگاه پتانسیل های اقتصادی دارای اهمیت باشد (بشیری، ۱۳۷۸؛ اسدالهی، ۱۳۸۲).

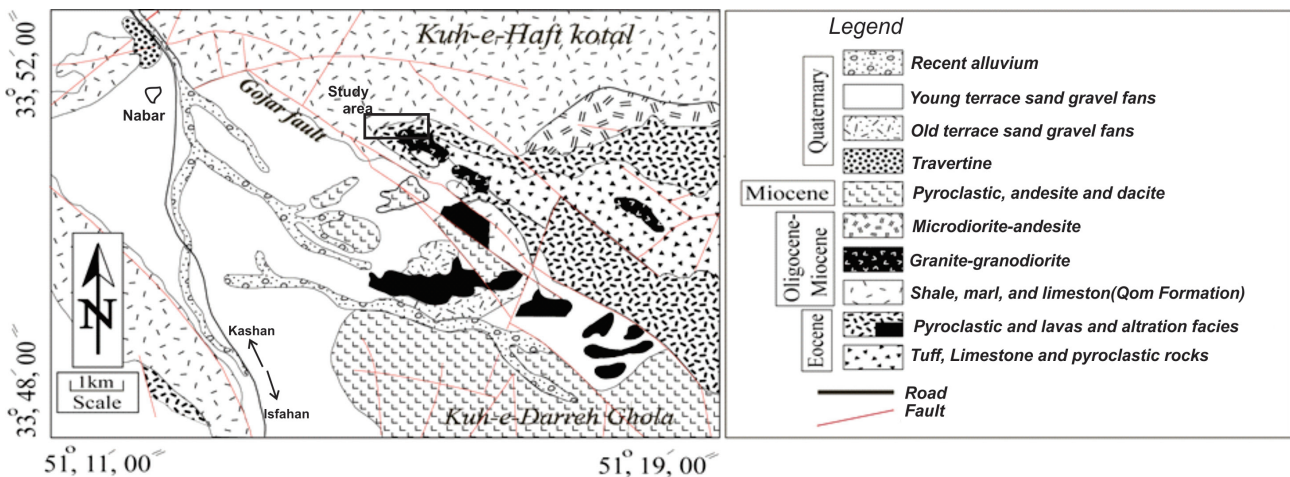
۲- زمین شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی از لحاظ تقسیمات ساختاری ایران متعلق به نوار ماگمایی ارومیه- دختر است. در ایران با توجه به گسترده بودن فعالیت های ماگمایی در دوران سنوزویک، شکل گیری کمان ماگمایی ارومیه- دختر و نفوذ سنگ های آذرین درونی به واحدهای رسوبی مختلف، رخدادهای گوناگون اسکارنی مانند اسکارن های پیرامون توده نفوذی قهرود، اسکارن نیاسر و اسکارن خاور قزان در امتداد این کمر بند شکل گرفته است (بدر، ۱۳۹۱؛ معین، ۱۳۹۲). فعالیت ماگمایی در این کمان از اواخر کرتاسه شروع شده و در ائوسن به اوج خود رسیده است (آقاباتی، ۱۳۸۵؛ خامسی پور، ۱۳۸۸). از مهم ترین مطالعات انجام شده در بخش میانی نوار ماگمایی ارومیه- دختر می توان به کارهای (Kananian et al. (2014)، هنرمند و همکاران (۱۳۸۹)، (Parsapour et al. (2009)، قاسمی پرچینی (۱۳۹۲)، ابراهیمی

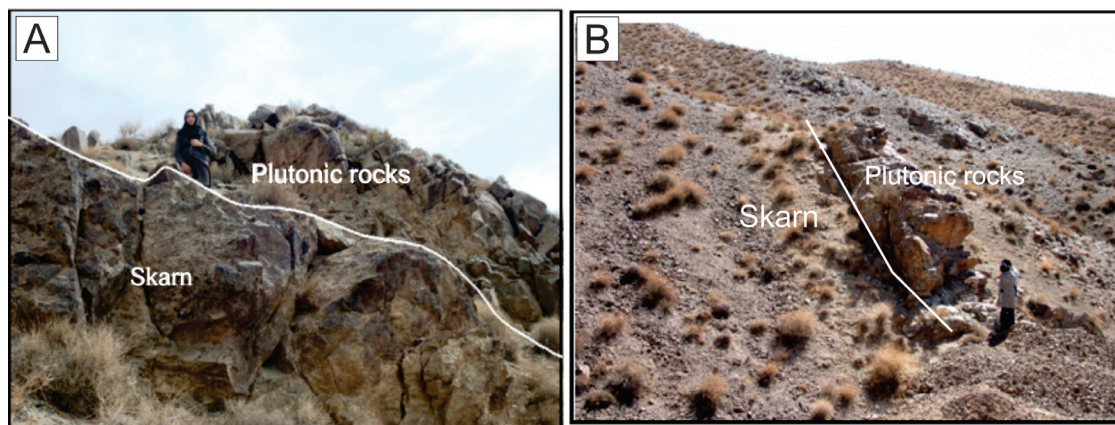
۴- سنگ‌نگاری

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین منطقه ساخت بسیار سخت و متراکمی دارند و به رنگ‌های خاکستری روشن تا خاکستری تیره مایل به سیاه دیده می‌شوند. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی این منطقه حد واسط تا بازیک و دارای ماهیت کالک آلکان هستند. سنگ‌های نفوذی خاور نابار از گابرو دیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت، تونالیت و کوارتز مونزونیت تشکیل شده‌اند (عباسی، ۱۳۹۱).

مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی ۱۰ مقطع نازک از توده نفوذی و ۳۰ مقطع از اسکارن و به منظور بررسی نوع و بافت کانه‌ها ۱۰ مقطع صیقلی و ۹ مقطع نازک صیقلی تهیه و مطالعه شد. برای تعیین ترکیب و محاسبه فرمول ساختاری، شماری از کانی‌ها توسط دستگاه JEOL مدل JXA (WDS) 8900 با ولتاژ شتاب‌دهنده 20KV و جریان 12NA در دانشگاه دولتی مکزیک تجزیه نقطه‌ای شدند. برای محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و همچنین رسم برخی از نمودارهای آن نیز از نرم‌افزارهای Excel و Minpet استفاده شد.



شکل ۱- نقشه ساده شده از منطقه مورد مطالعه بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوشه کاشان (امامی، ۱۳۷۲).



شکل ۲- تصاویر صحرایی از اسکارن مورد مطالعه در همبری با توده نفوذی.

از کانی‌های پسروده این اسکارن به شمار می‌روند. بررسی‌های میکروسکوپی و سنگ‌نگاری نشان‌دهنده تشکیل این اسکارن در رده کلسیمی- منیزی است. بر پایه چیره بودن کانی‌های موجود در مقاطع میکروسکوپی و پاراژنهای شاخص و همچنین دور شدن از توده نفوذی، سنگ‌های اسکارنی مورد مطالعه را در پهنه برون اسکارن می‌توان در چهار دسته: (۱) گارنت- کلینوپیروکسن اسکارن، (۲) گارنت اسکارن، (۳) گارنت- اپیدوت اسکارن و (۴) اپیدوت اسکارن قرار داد. سنگ‌نگاری کانی‌های پهنه برون اسکارن به شرح زیر است.

۴-۱. گارنت

کانی گارنت در اسکارن خاور نابار یکی از اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانی‌های سازنده به همراه پیروکسن در نزدیک‌ترین پهنه برون اسکارن به توده نفوذی است. از دیدگاه

شواهد دگرگونی در منطقه نیز شامل وجود مرمر و تبلور آهک‌ها، پهنه درون اسکارن (اندواسکارن) با گستردگی بسیار کم و پهنه برون اسکارن (اگزواسکارن) با گستردگی زیاد، تشکیل انواع مختلف سنگ‌های اسکارنی در منطقه و تشکیل کانی‌های اسکارن مانند گارنت و کلینوپیروکسن است. همچنین می‌توان شواهد فعالیت‌های گرمایی در منطقه را به تشکیل کانی‌هایی همچون کلسیت‌های درشت و مگنتیت نسبت داد. در منطقه نابار به دلیل گستردگی کم توده نفوذی و گسترش توده‌های آهکی سازند قم، پهنه درون اسکارن گستردگی مناسبی ندارد و اسکارن اصلی، پهنه برون اسکارن است. مطالعات نشان می‌دهد که گارنت و کلینوپیروکسن از جمله کانی‌های پیش‌رونده اسکارن خاور نابار هستند و بیشتر سنگ‌های اسکارنی از این ۲ کانی تشکیل شده است. وزوویانیت، کوارتز، کلسیت، کلریت، اسفن، اپیدوت و ترمولیت نیز

وجود در سنگ‌های اسکارنی منطقه است که بر اثر پدیده متاسوماتیسم و دگرسانی شکل گرفته است. بیشتر از دگرسانی سیلیکات‌های فرومنیزین و به صورت پراکنده تشکیل شده و رنگ سبز تیره آن به دلیل تشکیل از کانی‌های دارای آهن بالاست (شکل ۳-F).

۴-۵. ترمولیت - اکتینولیت

این کانی با فرمول عمومی $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ از اصلی‌ترین آمفیبول‌های اسکارنی‌های منیزیم‌دار به شمار می‌رود. بلورهای سوزنی شکل این کانی در زمینه کلسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳-C).

۴-۶. وزوویانیت

وزوویانیت یا ایدوکراز به فرمول عمومی $\text{O}_7[\text{Si}_4\text{Al}_4\text{Ca}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4](\text{OH}, \text{F})_{45}]$ یکی از کانی‌های شاخص اسکارنی است. فراوانی این کانی بسیار کم است و بیشتر به صورت تمام‌شکل‌دار تا بی‌شکل و به فرم‌های رگه‌ای و منقطع در زمینه کلسیتی (شکل ۳-E) دیده می‌شود. این کانی از کلسیت و کلینوپیروکسن حاصل شده است و هنوز بقایایی از کلینوپیروکسن درون آن دیده می‌شود.

۴-۷. اسفن

اسفن یا تیتانیت به صورت گوه‌ای شکل با برجستگی بالا در سنگ‌های اپیدوت اسکارنی منطقه و در همراهی با کانی‌های اپیدوت دیده می‌شود.

۴-۸. رگه‌های کوارتز - کلسیتی

سنگ‌های کربناته تحت تأثیر گرمای حاصل از توده نفوذی ابتدا به صورت ایزوشیمیایی در سامانه بسته تبلور دوباره می‌یابند؛ سپس در اثر هجوم سیال‌های دارای Si، Fe و Mg از توده نفوذی کانی‌های کالک‌سیلیکاتی شکل می‌گیرند. با پیشرفت واکنش‌ها و افزایش غلظت CaO و CO_2 در محیط، همزمان با کاهش دما دوباره کلسیت تشکیل می‌شود و به صورت رگه‌های کربناتی کانی‌های اسکارنی را قطع می‌کند. فراوانی رگه‌های کلسیتی و همچنین حضور کلسیت در زمینه گارنت‌های برشی شده منطقه ناشی از رخداد این فرایند است. رگه‌های کوارتزی موجود در شکستگی‌ها نیز بی‌شکل و دارای مرزهای بدون شکل و نشان‌دهنده پایین بودن فشار تبلور این کانی‌هاست. تشکیل کوارتزهای تأخیری به صورت رگه‌ای را می‌توان به ورود سیال‌های گرمایی نسبت داد.

۴-۹. کلسیت

نوع اولیه این کانی در اندازه‌های متغیر ریزبلور تا درشت‌بلور و در همراهی با دیگر کانی‌ها دیده می‌شود و نوع ثانویه آن نیز تبلور دوباره پیدا کرده و به صورت رگه‌ای و نیز در حفره‌ها تشکیل شده است (شکل‌های ۳-C و E).

شکل، گارنت‌ها به دو دسته شکل‌دار و بی‌شکل تقسیم می‌شوند و بر پایه ویژگی‌های نوری نیز دو نوع گارنت ایزوتروپ و به نسبت ایزوتروپ با منطقه‌بندی نوسانی دیده می‌شود. این گارنت‌ها به انواع فرم‌های دانه‌ای، جانیشینی و لانه‌زنوری (شکل ۳-A) با بافت پورفیروبلاستیک دیده می‌شوند. معمولاً در پیرامون و درون این کانی ادخال‌هایی از کلینوپیروکسن وجود دارد و تشکیل بافت پویی کیلوبلاستیک می‌دهد (شکل ۳-B). فراوانی گارنت در برخی مقاطع به اندازه‌ای است که می‌توان آنها را گارنتیت نامید.

۴-۲. پیروکسن

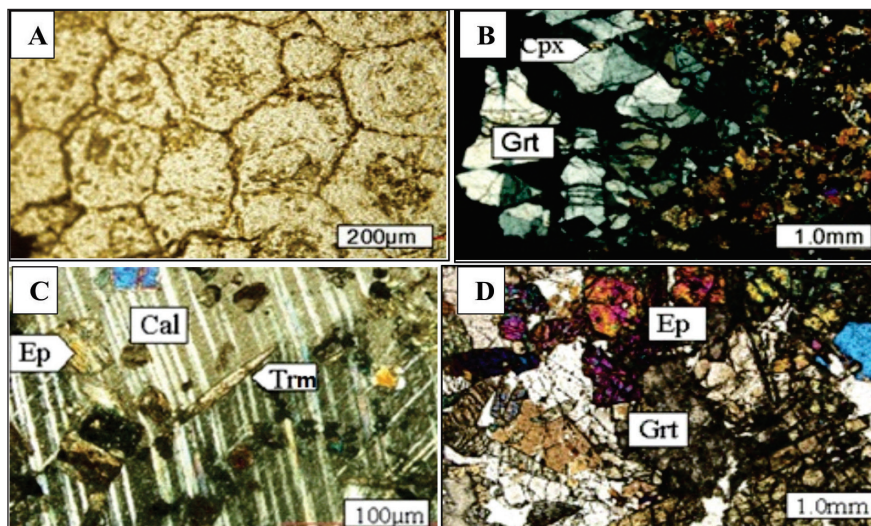
این کانی با فرمول عمومی $\text{M}_2\text{M}_1\text{T}_2\text{O}_6$ از کانی‌های مرحله پیشرونده اسکارنی‌هاست که تنها در نزدیک‌ترین پهنه برون‌اسکارنی به توده نفوذی و در همراهی با گارنت دیده می‌شود. بر پایه ویژگی‌های نوری، پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن هستند و در اندازه‌های متفاوت درشت تا ریزبلور نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و به انواع مدل‌های نواری تا منقطع دیده می‌شود. کلینوپیروکسن‌های سالم هم به صورت پراکنده در زمینه کلسیتی و هم به صورت بافت جزیره‌ای در کنار یکدیگر قرار گرفته و بافت پورفیروبلاستیک را تشکیل داده‌اند. به طور کلی می‌توان دو نوع کلینوپیروکسن در این اسکارنی‌ها شناسایی کرد: در نوع اول بلورهای به نسبت درشت کلینوپیروکسن به صورت مترکم در کنار یکدیگر یافت می‌شود و در نوع دوم کلینوپیروکسن به صورت ادخال درون گارنت قرار دارد و نشانه تشکیل گارنت به خرج کلینوپیروکسن است. کلینوپیروکسن‌هایی که به طور کامل دگرسان نشده‌اند؛ درون گارنت‌ها باقی مانده و بافت پویی کیلوبلاستیک را تشکیل داده‌اند (شکل ۳-B).

۴-۳. اپیدوت

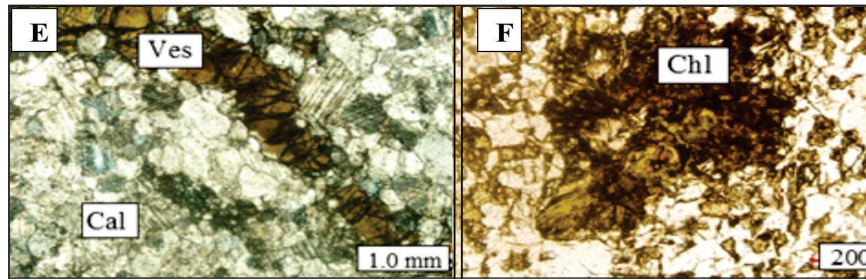
فرمول عمومی اعضای این گروه به صورت $\text{X}_2\text{Y}_3\text{Z}_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$ است. این کانی در نمونه‌های بررسی شده پس از گارنت و پیروکسن از فراوان‌ترین کانی‌هاست؛ به طوری که در منطقه اپیدوت-اسکارنی تشکیل داده است. این کانی در زمینه کلسیت و همچنین به صورت بافت گرانولار و پویی کیلوبلاست دیده می‌شود (شکل ۳-C). همراهی این کانی با گارنت نشان‌دهنده دگرسانی قهقرایی در این سنگ‌هاست که می‌تواند از تجزیه گارنت حاصل شده باشد (شکل ۳-D). همراهی اپیدوت با کانی‌های ترمولیت - اکتینولیت و اسفن می‌تواند بیانگر فعالیت فاز سیال در منطقه باشد.

۴-۴. کلریت

این کانی با فرمول عمومی $(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_2(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{12}(\text{OH})_{16}$ از کانی‌های فرعی



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از اسکارنی‌های مورد مطالعه. A) بافت لانه‌زنوری دانه‌های گارنت؛ B) بافت پویی کیلوبلاستیک ناشی از رشد کلینوپیروکسن در پیرامون و درون بلور گارنت؛ C) تشکیل اپیدوت در زمینه کلسیت و همراهی آن با کلسیت و ترمولیت؛ D) اپیدوتی شدن بلورهای گارنت؛

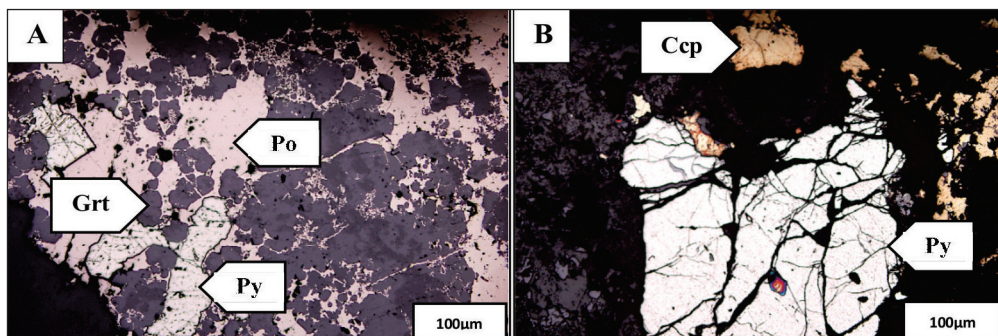


شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن‌های مورد مطالعه (E) و زوویانیت رگه‌ای شکل در زمینه‌ای از کلسیت. (F) کلریتی شدن گارنت. (گارنت: Grt، کلینوپیروکسن: Cpx، ترمولیت: Trm، اپیدوت: Ep، کلسیت: Cal، کلریت: Chl، وزوویانیت: Ves). نشانه‌های اختصاری نام کانی‌ها از Whitney and Evance (2010) برگرفته شده است.

درشت‌بلور (حتی با قطر ۱۵ سانتی‌متر)، کلوییدی و رگچه‌ای دیده می‌شود. دیگر کانی‌های فلزی شامل کالکوپیریت، اسفالریت و مگنتیت با فراوانی‌های کمتر و بیشتر به صورت ریزبلور، رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی، در همراهی با پیروتیت و پیریت دیده می‌شوند. بررسی روابط بافتی میان کانی‌های یاد شده نشان‌دهنده وجود نسل‌های مختلفی از کانی‌های پیروتیت، پیریت و کالکوپیریت است. کانی‌های مالاکیت، ژپس و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن نیز از کانی‌های ثانویه منطقه هستند که از فرایند هوازدگی سولفیدهای آهن و تحت تأثیر آب‌های جوی و نفوذ آنها در امتداد شکستگی‌ها حاصل شده‌اند.

۴-۱۰. کانی‌های فلزی

کانی‌های فلزی در اسکارن نابر به صورت مجموعه کانی‌های پیروتیت، پیریت با فراوانی بالا و مقادیر کمتری از کالکوپیریت، اسفالریت و مگنتیت است (شکل ۴). مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهند که پیروتیت اصلی‌ترین کانی فلزی در منطقه است و به رنگ صورتی متمایل به قهوه‌ای تا کرم دیده می‌شود. این کانی از دید بافتی به صورت لایه‌لایه (بانداز) متشکل از بلورهای ریز تا درشت‌دانه، رگچه‌ای، میرمکتی و پرکننده فضای خالی دیده می‌شود. پیریت از دیگر کانی‌های فلزی منطقه نابر است که به رنگ زرد روشن تا مایل به سفید و به صورت ریزبلور،



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی کانی‌های فلزی: (A) کانی‌های ریز تا درشت‌بلور پیروتیت (Po) که فضای میان پیریت‌ها (Py) را پر کرده‌اند؛ (B) احاطه شدن درشت‌بلور ی از پیریت توسط کالکوپیریت (Ccp). رگچه‌ای بودن پیریت ناشی از تبدیل این کانی به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن است.

با توجه به نمودار سه‌تایی دیوپسید (Di)، هلدنبرژیت (Hd) و جوهانسیت (Jo) (شکل ۵) می‌توان گفت که کلینوپیروکسن‌های اسکارن منطقه نابر متعلق به سری محلول جامد دیوپسید- هلدنبرژیت هستند و از مقایسه آنها با میدان کانسارهای جهان نیز می‌توان نتیجه گرفت که تا حدودی با ذخایر آهن و مس همخوان هستند (Newberry et al., 1991).

۵-۲. گارنت

گارنت‌های مورد مطالعه از دید ترکیب شیمیایی (جدول ۳) بیشتر محلول جامد گروسولار- آندرادیت هستند و شماری دیگر نزدیک به قطب آندرادیت خالص جای گرفته‌اند. نمودار سه‌تایی (Sp+Al, Gr, Ad) بیانگر رابطه ترکیب گارنت با انواع کانسارسازی اسکارن است (شکل ۶). طبق این نمودار جایگیری اسکارن‌های طلا، قلع و روی نزدیک قطب گروسولار و جنمایی اسکارنهای مس، آهن و مولیبدن در نزدیکی قطب آندرادیت است. نتایج به دست آمده از اعضای انتهایی در نمودار

بر پایه مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی و با در نظر گرفتن روابط بافتی میان کانی‌های سازنده اسکارن خاور نابر می‌توان توالی پاراژنزی این کانی‌ها را با در نظر گرفتن سه مرحله اصلی به صورت جدول ۱ نشان داد.

۵-۱. شیمی کانی‌ها

با توجه به اینکه سه کانی پیروکسن، گارنت و اپیدوت از مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی‌های موجود در اسکارن‌های خاور نابر هستند؛ در این بخش مورد مطالعات شیمی کانی قرار گرفته‌اند.

۵-۱. پیروکسن

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها می‌تواند راهنمایی برای پی بردن به ماهیت اسکارن باشد (جدول ۲). ترکیب شیمیایی پیروکسن در ذخایر اسکارنی متغیر بوده و این تغییرات بسته به نوع کانسارسازی اسکارن (فلز چیره) است (Einuadi and Burt, 1982).

از نوع آهن، مس و طلا دار به شمار می‌رود. برای محاسبه اعضای انتهایی گارنت از روش Deer et al. (1992) استفاده شده است.

سه تایی آندرادیت، گروسولار، آلماندن- اسپسارتین تصویر شده‌اند تا محدوده ترکیب گارنت‌های منطقه مشخص شود که بر پایه نمودار یاد شده اسکارن نابر

جدول ۱- نمودار توالی پاراژنزی کانی‌های سازنده اسکارن منطقه.

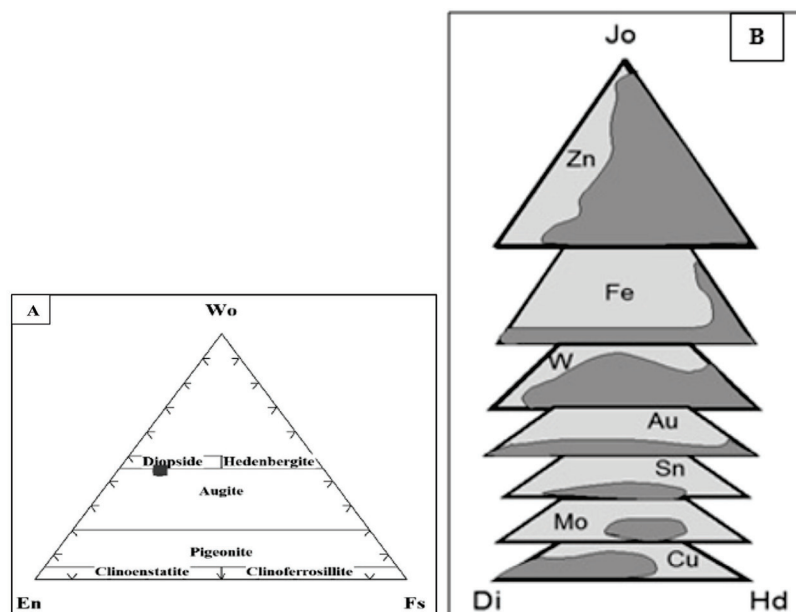
Mineral	Stage	Metamorphism	Metasomatism		Weathering
			Progressive Skarn	Retrograde Skarn	
Clinopyroxene		—————			
Garnet		—————			
Sphene				—————	---
Epidote				—————	---
Tremolite- Actinolite				—————	---
Vesuvianite				—————	---
Quartz				---	—————
Calcite- Dolomite		—————	—————	—————	—————
Sulfide ore (Pyrite, pyrrhotite,..)				---	—————
Iron oxide (magnetite, hematite,..)				---	—————

جدول ۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای روی کانی کلینوپیروکسن.

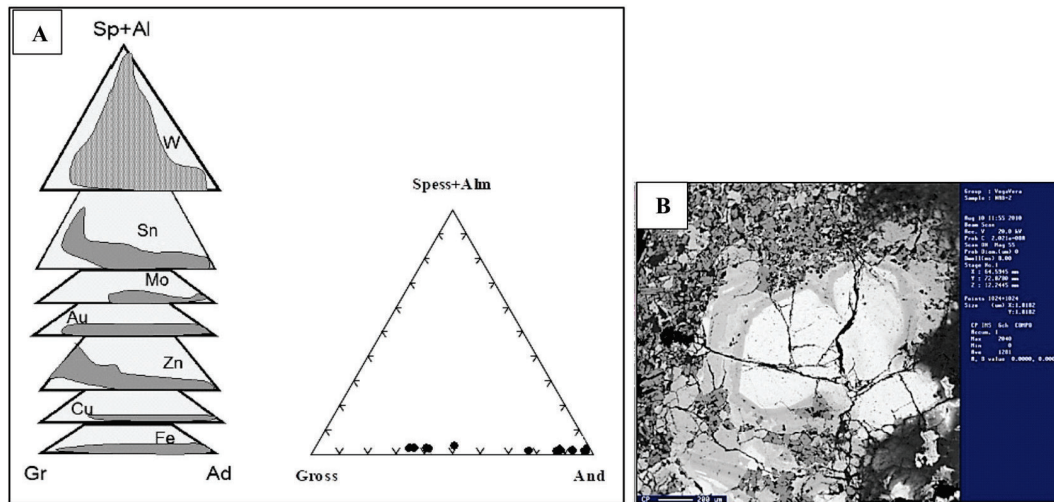
Sample	Nab-1	Nab-2
SiO ₂	۵۴/۶۱	۵۴/۱۷
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۷۸
FeO	۶/۸۵	۶/۹۰
MnO	۰/۴۴	۰/۶۰
MgO	۱۵/۵۵	۱۵/۵۶
CaO	۲۱/۴۶	۲۱/۸۳
Na ₂ O	۰/۰۷	۰/۰۷
Total	۹۹/۰۰	۹۹/۹۰
formula based on the 6 Oxygen		
Si	۲/۰۴	۲/۰۱
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۰/۰۰	۰/۰۳
Fe ²⁺	۰/۱۳	۰/۱۱
Mn	۰/۰۱	۰/۰۲
Mg	۰/۸۷	۰/۸۶
Ca	۰/۸۶	۰/۸۷
Na	۰/۰۲	۰/۰۱

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های گارنت به روش ماکروپروپ.

Sample	Nab-1	Nab-2	Nab-3	Nab-4	Nab-6	Nab-8	Nab-9	Nab-10	Nab-11	Nab-12	Nab-13	Nab-14	Nab-15
SiO ₂	۳۹/۵۰	۳۹/۱۰	۳۹/۸۱	۴۰/۱۷	۳۷/۴۴	۳۸/۱۶	۳۸/۸۳	۳۸/۴۳	۳۸/۹۶	۳۹/۷۹	۳۹/۳۹	۳۹/۵۶	۳۹/۵۷
TiO ₂	۰/۶۷	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۶۵	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲
Al ₂ O ₃	۱۱/۳۷	۱۰/۸۴	۹/۰۸	۱۲/۳۷	۱/۹۸	۱/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۷	۱/۸۲	۳/۹۴	۰/۲۷	۱/۹۴	۱۲/۵۷
*FeO	۱۳/۵۷	۱۳/۷۴	۱۵/۷۷	۱۱/۲۸	۲۵/۸۹	۲۶/۱۰	۲۵/۹۹	۲۵/۸۱	۲۴/۶۴	۲۱/۹۹	۲۶/۵۷	۲۴/۶۰	۱۴/۵۶
MnO	۰/۷۲	۰/۶۴	۰/۷۰	۰/۷۵	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۴۸
MgO	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷
CaO	۳۴/۰۴	۳۴/۱۵	۳۳/۶۷	۳۴/۵۸	۳۱/۸۶	۳۲/۱۶	۳۲/۵۶	۳۲/۵۸	۳۲/۷۱	۳۳/۲۸	۳۲/۸۵	۳۲/۸۸	۳۲/۴۷
Na ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲
Total	۱۰۱/۰۲	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۷۰	۱۰۰/۷۹	۹۹/۷۶	۱۰۰/۱۷	۱۰۰/۱۹	۹۹/۶۴	۱۰۰/۶۴	۱۰۱/۲۹	۱۰۱/۸۱	۱۰۱/۴۲	۱۰۰/۷۶
formula based on the 12 Oxygen													
Si	۳/۱۰	۳/۱۱	۳/۱۶	۳/۱۴	۳/۱۲	۳/۱۷	۳/۲۴	۳/۲۲	۳/۲۱	۳/۲۲	۳/۲۲	۳/۲۲	۳/۱۱
Ti	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Al	۱/۰۵	۱/۰۲	۰/۸۵	۱/۱۴	۰/۱۹	۰/۱۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱۸	۰/۳۸	۰/۰۳	۰/۱۹	۱/۱۶
Fe ³⁺	۰/۶۶	۰/۷۳	۰/۷۸	۰/۵۱	۱/۵۶	۱/۵۴	۱/۵۱	۱/۵۴	۱/۴۰	۱/۱۸	۱/۵۱	۱/۳۵	۰/۶۲
Fe ²⁺	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۳۴
Mn	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Ca	۲/۸۶	۲/۹۰	۲/۸۷	۲/۹۰	۲/۸۵	۲/۸۷	۲/۹۱	۲/۹۲	۲/۸۹	۲/۸۹	۲/۸۹	۲/۸۷	۲/۷۳
Total	۷/۹۹	۸/۰۱	۸/۰۰	۸/۰۱	۷/۹۹	۸/۰۰	۸/۰۱	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۱	۷/۹۹	۷/۹۹	۸/۰۱
Grossularite	۵۴/۶۴	۵۳/۳۵	۴۶/۴۰	۶۱/۶۷	۱۰/۱۰	۶/۲۸	۰/۹۲	۰/۹۸	۱۰/۰۵	۲۱/۶۰	۱/۵۲	۱۰/۷۹	۵۷/۳۰
Andradite	۳۴/۴۸	۳۸/۰۹	۴۲/۶۸	۲۷/۳۹	۸۰/۹۸	۸۴/۰۲	۸۸/۹۱	۸۹/۸۵	۷۹/۹۰	۶۸/۰۱	۸۷/۸۳	۷۷/۹۹	۳۰/۵۲
Almandine	۷/۲۳	۶/۰۲	۸/۳۶	۷/۲۸	۷/۸۴	۸/۸۲	۹/۲۹	۸/۲۶	۹/۱۲	۹/۴۸	۹/۶۷	۱۰/۲۲	۱۰/۸۳
Spessartite	۱/۵۲	۱/۳۸	۱/۴۸	۱/۵۶	۰/۷۵	۰/۶۹	۰/۶۸	۰/۶۴	۰/۷۰	۰/۷۲	۰/۷۵	۰/۷۷	۱/۰۳
Pyrope	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۲۸	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۶



شکل ۵- A) نمودار ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های منطقه بر پایه سه عضو دیوپسید- هدنبرژیت و ولاستونیت (Meinert, 1992) مقایسه آن با میدان پیروکسن‌های انواع اسکارن‌های جهان در نمودار سه تایی دیوپسید- هدنبرژیت و جوهانست (Morimoto et al., 1988).



شکل ۶- A) نمودار اعضای پایانی گارنت‌های خاور نابر و مقایسه آنها با ترکیب گارنت در کانسارهای شناخته شده اسکارنی (Meinert, 1992)؛ B) تصویر Back Scatter Image (BSI) از یک بلور گارنت دارای ساختمان منطقه‌ای با نوسانات ترکیب شیمیایی.

۵-۳. اپیدوت

(توسط سیال‌ها و محلول‌هایی که در فرایند دگرسانی بر سنگ اثرگذار بوده‌اند) به سنگ‌های یاد شده سبب تشکیل این کانی شده است.

در تشخیص نوع اپیدوت از میزان Ps استفاده می‌کنند:

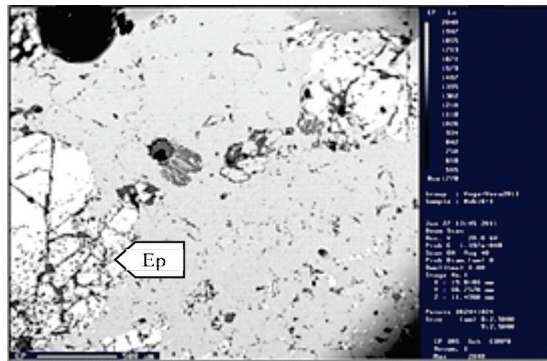
$$Ps = 100Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Al)$$

با توجه به میانگین درصد پیستاشیت (جدول ۴) اپیدوت‌های منطقه (۱۷/۲۶) و مقایسه آن با نمودار شکل ۸، ترکیب اپیدوت‌های منطقه مربوط به سنگ‌های اسکارنی است.

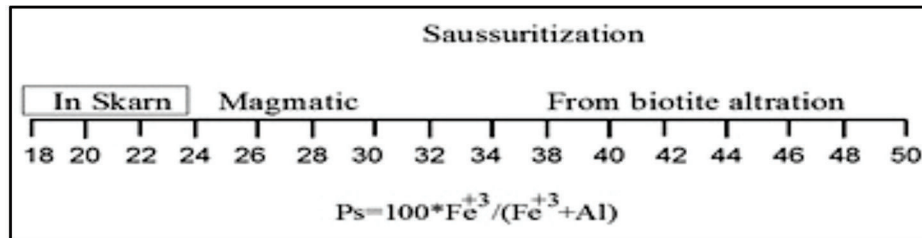
گروه اپیدوت شامل عضوهای مختلفی است که در سامانه‌های ارتورومبیک و مونوکلینیک متبلور شده‌اند. در سنگ‌های اسکارنی منطقه اپیدوت به دو صورت اولیه و نیز حاصل تجزیه کانی گارنت دیده می‌شود و بیشتر با کلسیت همراه است (شکل ۷). با توجه به فرمول اپیدوت و عناصر شرکت کننده در آن و نیز کلسیک و منیزین بودن اسکارن‌های منطقه (غنی از Mg، Ca و Fe)، افزوده شدن Si و H₂O

جدول ۴- نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی اپیدوت به همراه محاسبه درصد پیستاشیت.

Sample	Nab16-1	Nab16-3	Nab2-1	Nab2-2	Nab2-3	Nab2-4	Nab2-5	Nab2-6	Nab2-7
SiO ₂	۳۹/۴۱	۳۹/۶۸	۳۸/۸۶	۳۹/۰۱	۳۸/۵۲	۳۷/۵۹	۳۷/۶۷	۳۹/۱۵	۳۹/۱۶
TiO ₂	۰/۷۵	۰/۲۵	۰/۹۰	۰/۸۷	۱/۰۰	۰/۹۸	۰/۵۶	۰/۷۰	۰/۳۷
Al ₂ O ₃	۱۵/۲۶	۱۵/۱۵	۱۵/۷۴	۱۵/۷۴	۱۵/۳۱	۱۵/۰۲	۱۵/۱۵	۱۴/۸۸	۱۴/۸۱
FeO	۴/۴۷	۴/۵۶	۴/۱۵	۴/۱۸	۴/۴۵	۴/۶۸	۴/۵۵	۴/۸۷	۴/۲۸
MgO	۳/۸۵	۵/۰۵	۳/۸۱	۳/۷۳	۴/۱۹	۴/۴۳	۴/۹۲	۴/۶۱	۵/۴۸
CaO	۳۴/۱۰	۳۴/۰۴	۳۳/۶۵	۳۳/۵۸	۳۳/۵۵	۳۳/۵۱	۳۳/۴۹	۳۳/۷۲	۳۳/۷۶
Na ₂ O	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲
Total	۹۷/۹۲	۹۸/۷۶	۹۷/۲۴	۹۷/۲۲	۹۷/۱۱	۹۶/۲۶	۹۶/۳۶	۹۷/۹۴	۹۷/۸۹
formula based on the 12.5 Oxygen									
Si	۳/۱۸	۳/۱۷	۳/۱۶	۳/۱۷	۳/۱۴	۳/۱۰	۳/۱۰	۳/۱۶	۳/۱۶
Ti	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲
Al	۱/۴۵	۱/۴۳	۱/۵۱	۱/۵۱	۱/۴۷	۱/۴۶	۱/۴۷	۱/۴۲	۱/۴۱
Fe ³⁺	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۹
Mg	۰/۴۶	۰/۶۱	۰/۴۶	۰/۴۵	۰/۵۱	۰/۵۵	۰/۶۰	۰/۵۶	۰/۶۶
Ca	۲/۹۵	۲/۹۲	۲/۹۳	۲/۹۲	۲/۹۳	۲/۹۶	۲/۹۵	۲/۹۲	۲/۹۲
Na	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ps%	۱۷/۲۱	۱۷/۵۹	۱۵/۷۷	۱۵/۸۶	۱۷/۴۸	۱۸/۰۷	۱۷/۵۶	۱۸/۸۵	۱۷/۰۱



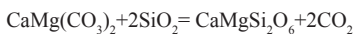
شکل ۷- تصویر BSE کانی اپیدوت (خاکستری تیره در مرکز تصویر)؛ تشکیل اپیدوت اولیه در زمینه کلسیت.



شکل ۸- رابطه میزان پیستاشیت در انواع اپیدوت‌ها با منشأ آنها (مظاهری، ۱۳۷۸).

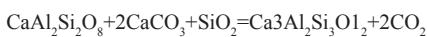
۶- بحث

از ۵۵۰ درجه سانتی گراد است که با توجه به نبود این کانی در مقاطع میکروسکوپی، می‌توان برای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها دمایی کمتر از ۵۵۰ و بیشتر از ۴۷۰ درجه سانتی گراد را در نظر گرفت (Bucher and Fery, 1994). برای تشکیل دیوپسید واکنش زیر پیشنهاد می‌شود (Jacobs and Kerrick, 1981):



دیوپسید کوارتز دولومیت

طبق آنچه پیش‌تر گفته شد همه پلاژیو کلازهای پهنه درون‌اسکارن به گارنت تبدیل شده‌اند و بنابراین گارنت‌های نوع گراسولار در پهنه گارنت اسکارن طبق واکنش پیشنهادی (Tracy and Frost (1991) از تبدیل این پلاژیو کلازها حاصل شده‌اند:



گروسولار = کوارتز + کلسیت + آنورتیت

(Deer et al. (1992) نشان داده‌اند که برای تشکیل گروسولار از مخلوط

واکنشی کائولن CaO، SiO₂ و CaCl₂ بهترین شرایط دمایی ۹۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۲۰۰۰۰ اتمسفر است؛ اما در مخلوطی از سیلیس، کلسیت و اکسید آلومینیم با نسبت‌های 3SiO₂:Al₂O₃:3CaCO₃ ولاستونیت و گروسولار در ۵۰۰ درجه سانتی گراد تشکیل می‌شوند؛ در حالی که (Tracy and Frost (1991) دماهای ۳۸۰ تا ۵۳۰ درجه سانتی گراد را برای شکل‌گیری گروسولار پیشنهاد می‌دهند (شکل ۹- A). پژوهشگران دیگری بر این باورند که مجموعه کوارتز و گروسولار تحت فشار کم CO₂ پایدار می‌ماند و با افزایش دما ولاستونیت + آنورتیت تشکیل می‌شود (Bucher and Fery, 1994).

در مرحله دوم که همزمان با ادامه تبلور توده نفوذی است؛ آندرآدیت به خرج دیوپسید و تحت تاثیر سیال‌های غنی از آب شکل می‌گیرد. واکنش زیر بیانگر تشکیل

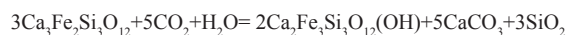
متاسوماتیسم و تشکیل اسکارن با شروع تبلور ماگما و آزاد شدن سیال‌های ماگمایی آغاز می‌شود و افزون بر تأثیر گرما بر آهک‌ها و تبدیل آنها به مرمر، فشار سیال‌های آزاد شده نیز منجر به شکستگی در سنگ‌های کربناته مجاور خود می‌شود. به واسطه شکستگی‌های فراوان در سنگ‌ها، این سیال‌ها ممکن است با دیگر سیال‌ها (برای نمونه آب‌های جوی در مراحل آخر) مخلوط شوند و در امتداد فصل مشترک خود با لایه‌های آهکی بالا روند (Marakuchev and Babrov, 2005). در نتیجه ورود کلسیم و منیزیم از سنگ‌های آهکی - دولومیتی به درون توده نفوذی، پهنه درون‌اسکارن همراه با مجموعه کانی‌های توده نفوذی، گارنت و اپیدوت‌های تأخیری شکل می‌گیرد. همچنین در سنگ‌های آهکی - دولومیتی در نتیجه ورود سیال‌های غنی از آهن و آلومینیم پهنه برون‌اسکارن تشکیل می‌شود که توسط کانی‌های پیروکسن و گارنت مشخص می‌شود. ولی همان‌گونه که دیده شد اسکارن خاور نابر در پهنه برون‌اسکارن گستردگی بیشتری دارد و درون‌اسکارن دیده نمی‌شود. به‌طور کلی سنگ‌های آهکی سازند قم به عنوان بستری مناسب برای شکل‌گیری این اسکارن رفتار کرده است؛ به این صورت که در مرحله اول و پس از تبدیل این سنگ‌ها به مرمر، حرکت رو به بالای سیال‌ها سبب جدا شدن یون‌ها و عناصر فلزی از سیلیکات‌ها و کانی‌های تشکیل شده می‌شود. از همین رو ترکیب سیال در هنگام عبور، از عناصر Fe، Mg و Si غنی می‌شود و این عناصر به وسیله سیال و از خلال شکستگی‌های توده نفوذی وارد سنگ‌آهک می‌شود. طی این فرایند حجم به نسبت زیادی از دیوپسید در سنگ اسکارنی تشکیل می‌شود. همچنین در اسکارن‌های منطقه به دلیل رخداد جوشش ثانویه در سیال‌ها، تشکیل گروسولار در شار سریع گرمایی و با فوگاسیته اکسیژن بالا و X_{CO2} پایین در زمینه کلسیت فراهم می‌شود (Gaspar et al., 2008). وجود ولاستونیت در اسکارن‌ها ناشی از نسبت SiO₂/Fe₂O₃ کمتر از ۳ و دمایی بالاتر

کربناته می‌تواند یون کلسیم را از آهک جدا کند و سبب تشکیل کانی‌های کلینوپیروکسن و گارنت در زون برون‌اسکارن شوند. در مرحله اول با اعمال گرمای ناشی از توده و مهاجرت ترکیباتی مانند SiO_2 و Al_2O_3 شرایط برای تشکیل پارائزهای بدون آبی همچون کلینوپیروکسن و گارنت نوع گروسولار فراهم می‌آید. به دلیل تشکیل نشدن ولاستونیت، این کانی‌ها در فشار بالای دی‌اکسیدکربن و در دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد شکل می‌گیرند. در مرحله دوم و در فاصله‌ای دورتر از توده نفوذی و دمایی کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد، آندرادیت جایگزین کلینوپیروکسن می‌شود. پس از تشکیل گارنت به‌طور نسبی مقدار فوگاسیته دی‌اکسیدکربن افزایش می‌یابد که در این شرایط و با وجود سیال‌های گرمایی، تشکیل اسفن به‌صورت اولیه در دمای ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و در مراحل انتهایی گارنت‌زایی و در آغاز ورود به مرحله دگرسانی قهقرایی رخ می‌دهد. در آخرین مرحله از تکامل اسکارن از حدود دمای ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد به پایین شروع دگرسانی و تشکیل اپیدوت و ترمولیت-اکتینولیت اولیه از کلسیت‌ها در پیرامون گارنت، وزوویانیت از کلینوپیروکسن و کلریت از گارنت در فوگاسیته بالای اکسیژن آغاز می‌شود. تأثیر سیال‌های دارای آب زیاد همراه با کاهش دما در گام دگرگونی قهقرایی پارائزهای آب‌دار را پدید آورده است. بررسی اسکارن خاور ناب به لحاظ پتانسیل کانه‌زایی و بر پایه مقایسه نمودارهای ترکیب کلی کانسارهای اسکارنی جهان با ترکیب گارنت و کلینوپیروکسن و نیز با توجه به پارائز کانیایی پیرویت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و مگنتیت در این سنگ‌ها، از نوع اسکارن‌های آهن، مس و طلا معرفی می‌شود.

سیاسگزاری

نگارندگان این پژوهش از حمایت‌های مالی معاونت محترم تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان و از خانم دکتر مارگارتا رئیس آزمایشگاه EPMA دپارتمان زمین‌شناسی دانشگاه دولتی مکزیک که امکان انجام تجزیه‌های نقطه‌ای را فراهم کردند سپاسگزاری می‌کنند.

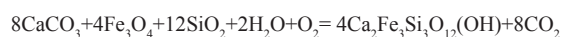
در آخرین مرحله از اسکارن‌زایی (دگرسانی قهقرایی) در اثر فعالیت‌های متاسوماتیسم‌کننده غنی از H_2O ، گاز CO_2 رقیق می‌شود و فوگاسیته آن کاهش می‌یابد و به‌طور همزمان کانی‌های اولیه دگرسان شده و مجموعه‌های دما پایین و آب‌دار جانشین آنها می‌شوند. به‌طور کلی دگرسانی کانی‌های بی‌آب و ساخت مجموعه کانیایی آب‌دار از دمای تقریبی زیر ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد در فوگاسیته بالای اکسیژن صورت می‌گیرد. تبدیل گارنت به مجموعه اپیدوت، کوارتز و کلسیت، تشکیل اپیدوت و ترمولیت-اکتینولیت‌های اولیه، تشکیل وزوویانیت از دیوپسید و شکل‌گیری کلریت رخدادهای این مرحله هستند که واکنش تبدیل اپیدوت از گارنت‌های منطقه به روش‌های زیر است (Meinert, 1987):



کوارتز + کلسیت + اپیدوت ثانویه = سیال + آندرادیت

واکنش زیر برای تشکیل اپیدوت اولیه در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود

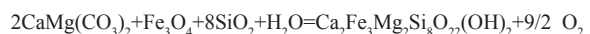
(Meinert, 1987):



اپیدوت اولیه = سیال + کوارتز + مگنتیت + کلسیت

شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهد که ترمولیت-اکتینولیت به‌صورت اولیه و

مستقل در همراهی با کوارتز-کلسیت تشکیل شده‌اند و بنابراین تشکیل اکتینولیت‌های آزاد توسط واکنش زیر توجیه می‌شود (Deer et al., 1992):



اکتینولیت = کوارتز + مگنتیت + دولومیت

۷- نتیجه‌گیری

همزمان با جایگیری و سرد شدن توده نفوذی ناب در سنگ‌های کربناته سازند قم، دگرگونی مجاورتی و متاسوماتیسم سبب ایجاد سنگ‌های اسکارنی در این منطقه شده است. اسکارن‌زایی شامل ۲ مرحله اصلی پیش‌رونده و ۱ مرحله پس‌رونده است. سیال‌های ماگمایی در لحظه اول برخورد با سنگ‌های

کتابنگاری

- آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۸۶ ص.
- ابراهیمی، ل.، ۱۳۹۲- پترولوژی و پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی شرق ناب (جنوب غرب کاشان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۳۸ ص.
- اسدالهی، پ.، ۱۳۸۲- بررسی پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی اسکارن‌های قهرود (جنوب شرق کاشان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۶ ص.
- امامی، م.ه.، ۱۳۷۲- نقشه چهارگوشه کاشان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- بدر، ا.، ۱۳۹۱- مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی اسکارن‌های بخش شرقی گراندوریت قهرود (جنوب شرق قمصر، استان اصفهان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۸۹ ص.
- بشیری، ا.، ۱۳۷۸- کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی اسکارن‌ها، مرمرها و هورنفلس‌های حفاصل میمه - قمصر (نوار ماگمایی ارومیه - دختر)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۴۶ ص.
- خامسی‌پور، ا.، ۱۳۸۸- کانی‌شناسی و پتروژنز اسکارن‌های قمصر کاشان (روستای فرهان- جنوب شرقی کاشان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد خوراسگان، ۱۹۵ ص.
- ظهوری، ف.، ۱۳۹۴- جایگاه زمین‌شناسی و ژنز کانسار آهن ناب (جنوب غرب کاشان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۹۳ ص.
- عباسی، س.، ۱۳۹۱- پترولوژی و پتروگرافی سنگ‌های حد واسط شرق ناب (جنوب غرب کاشان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۸۰ ص.

- قاسمی، ع.، ۱۳۹۴- بررسی کانی شناسی، پترولوژی و زمین‌شیمیایی پهنه‌های دگرسانی توده‌های نفوذی منطقه قمصر و قهرود- جنوب کاشان و اثرات زیست محیطی آن، پایان‌نامه دکترا، دانشگاه اصفهان، ۱۹۸ ص.
- قاسمی پرچینی، ل.، ۱۳۹۲- کانی شناسی و ژئوشیمی دگرسانی‌های گرمابی منطقه طار (شمال غرب کشه) کوهستان کرکس (شمال اصفهان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۴۵ ص.
- مظاهری، ا.، ۱۳۷۸- اهمیت بیستازیت در تشخیص نوع ایدوت، هفتمین سمینار بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه علم و صنعت، تهران.
- معین، ر.، ۱۳۹۲- پترولوژی و ژئوشیمی اسکارن‌های جنوب قمصر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۰۵ ص.
- معین‌وزیری، ح.، ۱۳۷۷- پترولوژی سنگ‌های دگرگونی، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۲۲۲ ص.
- هنرمند، م.، مویبد، م.، جهانگیری، ا.، احمدیان، ج. و بهادران، ن.، ۱۳۸۹- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی مجموعه نفوذی نطنز، شمال اصفهان، پترولوژی، سال اول، ۳، ص. ۶۵ تا ۸۸

References

- Bucher, K. and Fery, M., 1994- Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer- Verlag.
- Deer, W. A. Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- An Introduction to the Rock Formation Minerals. Long man, London.
- Einaudi, M. T. Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981- Skarn deposits, Economic Geology 75TH Anniversary volume, p. 317-391.
- Einuadi, M. T. and Burt, D. M., 1982- Introduction- terminology, classification and composition of skarn deposits. Economic Geology 77: 745-754.
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L. D. and Moretti, R., 2008- REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit. Geochimica et cosmochimica acta, 72(1), 185-205.
- Kanian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J. and Ling, W., 2014- Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for source regions and magmatic evolution, Journal of Asian Earth Sciences, v. 90. pp. 137-148.
- Jacobs, C. K. and Kerrick, D. M., 1981- Devolatilisation equilibria in H₂O- CO₂- NaCl fluids: an experimental and thermodynamic evolution at elevated pressures and temperatures. American Mineralogist 66: 1135- 1153.
- Jamtveit, B., Wogelius, R. A. and Fraser, D. G., 1993- Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. Geology, 21(2), 113-116.
- Lentz, D. R., 1998- Mineralization intrusion related skarn system, Mineralogical Association of Canada, Short Course 26: 664 p.
- Marakuchev, A. A. and Babrov, A. V., 2005- Metamorphic Petrology, MSU, Moscow, 255 pp.
- Meinert, L. D., 1987- Skarn zonation and fluid evolution in the Groun hog mine: central mining district, New Mexico, Economic Geology 82: 523-545.
- Meinert, L. D., 1992- Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada, 19: 145-162.
- Morimoto, N. Fabrice, J. Ferguson, A. Ginzburg, I. V. Ross, M., Seifert, F. A. Zussman, J. and Aoki, K., 1988- Gottardi, GNomenclature of pyroxene. Mineralogical Magazine 52: 535-555.
- Newberry, R. J. Einaudi, M. T. and Eastman, A. H., 1991- Zoning and genesis of the Darwin Pb-Zn-Ag skarn deposit California, A reinterpretation based on new data, Economic Geology 86: 960-982.
- Parsapour, A., Khalili, M. and Makizadeh, M., 2009- The behaviour of trace and rare earth elements (REE) during hydrothermal alteration in the Rangan area (Central Iran), Journal of Asian Earth Sciences, v. 34(2). pp. 123-134.
- Taylor, B. E. and Liou, J. G., 1978- the low temperature stability of andradite in C-O-H fluids: American Mineralogist, 63, pp. 378- 393.

- Tracy, R. J. and Frost, B. R., 1991- Phase equilibrium and hermobaromer of calcareous, ultramafic rocks and iron eformaion (Eds. Kerrick,D. M.) Contact Metamorphism, 26: 207- 289. Rrvies in Mineralogy, America.
- Whiteny, D. L. and Evans, B., 2010- Abbreviations for names of rock- forming minerals. American Mineralogist 95: 185- 187.

Mineral chemistry and petrogenesis of East Nabar skarn, Southwest of Kashan

S. M. Tabatabaei Manesh^{1*}, F. Javadi² and F. S Zohouri²

¹Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

²M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Received: 2016 June 12

Accepted: 2017 May 14

Abstract

The Nabar skarn is located about 35 km southwest of Kashan and within the Urumieh- Dokhtar magmatic belt and is formed along the contact between limestone of Qom formation with a probably middle to upper Miocene intermediate and basic intrusion body. The main minerals forming this skarn are garnet, clinopyroxene, epidote and accessory minerals are vesuvianite, chlorite, tremolite- actinolite, sphene, quartz and calcite. Ore minerals are pyrrhotite, pyrite with smaller amounts of chalcopyrite, sphalerite and magnetite. According to the presence of magnesium minerals like diopside and calcium minerals such as garnet, vesuvianite and epidote the type of host rock is probably calcite-dolomite. Skarn formation and mineralization in this region was occurred during three development stages. Presence of high temperature anhydrous minerals such as grossular and diopside specifies the formation of the first Stage in these rocks. Stage 2 is associated with the formation of andradite and sphene. Stage 3 is specified by replacement of anhydrous minerals at temperatures below 470 ° C by hydrous minerals such as tremolite-actinolite, epidote, chlorite and vesuvianite.

Key words: Oligo-Miocene, Calcium-magnesium skarn, East of Nabar, Urumieh-Dokhtar

For Persian Version see pages 253 to 264

*Corresponding author: S. M. Tabatabaei Manesh; E-mail: tabataba@sci.ui.ac.ir