

کانی‌شناسی و خاستگاه گارنت‌های آهن‌دار محدوده چوگان - شمال میمه

فریمه آیتی*

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۹/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۲/۲۵

چکیده

در گستره مورد مطالعه سنگ آهک‌های کرتاسه با درز و شکاف‌های فراوان به صورت دگرشیب روی شیل‌های ژوراسیک قرار گرفته‌اند. محلول‌های اسکارن‌ساز از فواصل دور و با هجوم به سوی این درز و شکاف‌ها، اسکارن‌های نوع دور از توده نفوذی را ایجاد کرده‌اند. وجود یک لایه سنگ آهک با تبلور دوباره و اسکارنی شده درون شیل، اسکارن مورد بررسی را از بیشتر اسکارن‌های شناخته شده در ایران متمایز می‌کند و آن را در رده اسکارن‌های واکنشی قرار می‌دهد. کانسار مگنتیت-هماتیت به صورت عدسی‌های پراکنده درون اسکارن دیده می‌شود. محلول‌های غنی از آهن ناشی از توده‌های نفوذی با حرکت در سنگ‌های کربناتی، آهن را به صورت مگنتیت بر جای گذاشته‌اند. مگنتیت افزون بر تشکیل توسط محلول‌های گرمابی، می‌تواند در مرحله اسکارن پسرونده از دگرسانی آندرایت نیز تشکیل شود. کانی‌های مقاطع اسکارنی شامل پیروکسن، گارنت، ترمولیت-اکتینولیت، کلریت و اپیدوت است. فرایند اسکارن‌زایی در دو مرحله متوالی پیش‌رونده و پسرونده رخ داده است. در مرحله پیش‌رونده مجموعه‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب (گارنت و پیروکسن) پدید آمدند. با سرد شدن سامانه و نفوذ آب‌های جوی در مراحل بعدی، گارنت به اپیدوت، مگنتیت، کلسیت و کوارتز و پیروکسن به ترمولیت، اکتینولیت، کلسیت، کوارتز و کانی‌های کدر دگرسان شدند. اسکارن مورد مطالعه دارای دو نسل گارنت است. گارنت‌های نسل اول، توده‌های (مرحله پیش‌رونده) و گارنت‌های نسل دوم تأخیری و رگجه‌ای (در مرحله پسرونده همراه با اپیدوت ثانویه در رگه‌های کوارتز-کلسیت و همراه با کانه‌سازی سولفید) هستند. ترکیب شیمیایی گارنت از نوع محلول جامد آندرایت-گروسولار است. مقایسه ترکیب گارنت‌های مورد مطالعه با گارنت‌های موجود در اسکارن‌های کلسیک جهان، نشان می‌دهد این گارنت‌ها در قلمروی اسکارن‌های آهن‌دار و اسکارن‌های دارای مس جای گرفته‌اند.

کلیدواژه‌ها: اسکارن، گارنتیت، مگنتیت، میمه، ارومیه - دختر.

***نویسنده مسئول:** فریمه آیتی

E-mail: f.ayati@pnu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

فعالیت‌های ماگمایی گسترده در پهنه ارومیه- دختر در زمان سنوزویک، سبب تزریق توده‌های نفوذی بسیار در امتداد این کمربند و در نتیجه در بسیاری از موارد اسکارن‌زایی شده است. گسترش یک نوع خاص از اسکارن بستگی به محیط زمین‌شناسی محلی همچون ترکیب پروتولیت رسوبی و آذرین، ژرفای تشکیل و فوگاسیته اکسیژن و سولفور دارد (Cepedal et al., 2000; Ciobanu and Cook, 2004; Einaudi and Burt, 1982; Grammatikopoulos and Clark, 2006; Meinert, 1995; Kamvong and Zaw, 2009; Lehrmann et al., 2009; Meinert et al., 2005; Shimazaki, 1980). گستره چوگان از دیدگاه تقسیمات زمین‌شناختی و ساختاری به نوار آتشفشانی ارومیه- دختر تعلق دارد. این ناحیه در جنوب باختر کاشان و ۱۱۵ کیلومتری شمال باختر اصفهان، در رشته‌کوه‌های قهرود و در محدوده ۳۸° ۳۳' تا ۴۱° ۳۳' عرض شمالی و ۱۲° ۵۱' تا ۱۷° ۵۱' طول‌خاوری قرار گرفته است (شکل ۱). در محدوده مورد مطالعه سنگ آهک‌های کرتاسه با درز و شکاف‌های فراوان توسط یک ناپوستگی هم‌شیب روی شیل‌ها، سیلت استون‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک قرار گرفته‌اند. محلول‌های اسکارن‌ساز از فواصل دور به سوی این درز و شکاف‌ها هجوم آورده و اسکارن‌های نوع واکنشی و دور از توده نفوذی را در این شکاف‌ها و در همبری شیل-سنگ آهک ایجاد کرده‌اند. تشکیل اسکارن‌های واکنشی در نتیجه واکنش‌های متاسوماتیکی موضعی و در هنگام دگرگونی رخ می‌دهند (Kretz, 1994). منشأ محلول‌های اسکارن‌ساز در اسکارن‌های معمولی، توده‌های نفوذی هستند. اما در اسکارن‌های واکنشی، محلول‌ها از همان سنگ‌های دگرگونی منشأ می‌گیرند (Hyndman, 1985). در طی دگرگونی پیش‌رونده، واکنش‌های کربن‌زدایی و آبزدایی رخ می‌دهد و مقادیری CO_2 و H_2O آزاد می‌شود که به سمت نقاط ضعف سنگ‌ها از جمله مرزهای سنگ‌شناختی و ترک‌های موجود حرکت می‌کنند و در آنجا متمرکز می‌شوند (Hyndman, 1985). در رابطه با پیشینه مطالعاتی در این محدوده و پیرامون آن می‌توان به نقشه‌های زمین‌شناسی چهار گوش کاشان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (رادفر، ۱۳۷۲) و شرح این نقشه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (زاهدی، ۱۳۷۰) و پایان‌نامه‌های

کارشناسی ارشد با عناوین مختلف از جمله: زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه قمصر در جنوب کاشان (حسن‌زاده، ۱۳۵۷)، بررسی ژنز کانی‌سازی مس در اندیس کامو (باقری، ۱۳۷۷) و بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی اسکارن‌ها، مرمرها و هورنفلس‌های حدفاصل میمه-قمصر (بشیری، ۱۳۷۸) اشاره کرد. این پژوهش سعی بر آن دارد تا با استفاده از داده‌های نوین صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمی، خاستگاه و چگونگی تشکیل این اسکارن را مشخص کند.

۲- روش مطالعه

پس از مطالعه نقشه زمین‌شناسی، طی مطالعات صحرایی از رخنمون‌های مناسب سنگ‌های آذرین و اسکارن منطقه نمونه‌برداری شد. پس از تهیه مقاطع نازک و صیقلی، مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری انجام شد. سپس ۱۰ نمونه از گارنت‌های اولیه در دانشگاه اکلاهاسیتی آمریکا با استفاده از دستگاه الکترون مایکروپروپ مدل Cameca SX 50 در شرایط ولتاژ ۱۵ KV و شدت جریان ۲۰ NA تجزیه شدند (جدول ۵). در این پژوهش از نتایج تجزیه دو نمونه گارنت اولیه و تأخیری و همچنین دو نمونه کانسنگ آهن منطقه که توسط بشیری (۱۳۷۸) به روش NAA در سازمان انرژی اتمی ایران انجام شده است نیز استفاده شد (جدول‌های ۱ و ۴).

۳- زمین‌شناسی

سترگ‌ترین فعالیت‌های ماگمایی در منطقه کاشان به سری‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن تعلق دارد که بخشی از نوار آتشفشانی ارومیه- دختر است. بر پایه مطالعات بشیری (۱۳۷۸) این سنگ‌ها در خاور قمصر و خاور قهرود و دره کامو، به صورت دگرشیب روی سنگ آهک‌های کرتاسه زیرین و گاه سنگ‌های سازند شمشک نهشته شده‌اند. در بخش جنوبی دره کامو می‌توان راندگی سنگ‌های آهکی محتوی رگه‌های گارنتیت را روی شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک دید. جوان‌ترین فعالیت آتشفشانی در منطقه کاشان به پلیو-کواترنری نسبت داده شده است که بیشترین حجم

شده است. گارنت در مقاطع مورد مطالعه به شکل‌های گوناگون (شکل دار، بی‌شکل، توده‌ای، دانه‌ریز و دانه‌درشت) دیده می‌شود. رنگ آنها در نمونه دستی حنایی تا زرد عسلی و گاه قهوه‌ای است. در مجموع اسکارن مورد مطالعه دو نسل گارنت دارد. گارنت‌های نسل اول به صورت توده‌ای و گارنت‌های نسل دوم تأخیری و به صورت رگچه‌ای هستند. گارنت‌های تأخیری به درون دیگر کانی‌های اسکارن و گارنت‌های اولیه تزریق شده‌اند. از دیدگاه بافتی، در رگه‌های گارنتیت که در سنگ میزبان مرمر تزریق شده است؛ می‌توان به روشنی دو گروه گارنت توده‌ای دانه‌ریز در متن سنگ و پورفایروبلاست‌های گارنت را دید. هر دو گارنت یاد شده، در نور طبیعی بی‌رنگ و در نور پلاریزه ایزوتروپ هستند. به باور (Barker (1990) و (Einuaudi et al. (1981) در محیط‌های گرمایی و در محیط‌های ژرف و در جاهایی که در فاصله دورتری از همبری توده نفوذی قرار دارند، جابه‌جایی محلول محدودتر است و بنابراین احتمال فوق‌اشباعی از عناصری همچون کلسیم، آهن، منیزیم و آلومینیم کمتر وجود دارد. در نتیجه در اینجا هسته‌ها با آهستگی رشد می‌کنند و تشکیل بلورهای بزرگ را می‌دهند. بر پایه پژوهش‌های انجام شده از جمله (Einuaudi and Burt, 1982; Xu and Li, 2000; Lingang et al., 2010) بین تغییرات ترکیب گارنت با نوع کانه‌زایی فلزی انطباق وجود دارد و ترکیب گارنت می‌تواند نشان‌دهنده نوع فلز اصلی نهشته‌های اسکارن باشد (Karimzadeh Somarin, 2004). گارنت در نهشته‌های آهن‌دار چوگان دارای ترکیب آندرادیت است. از دیگر کانی‌های دیده شده در مقاطع می‌توان به ترمولیت - اکتینولیت اشاره کرد که به صورت رگه‌ای همراه با کلسیت به درون توده‌های گارنتیت تزریق شده‌اند. این رگچه‌ها بیشتر درون شکاف‌ها و درزهای درون گارنت ایزوتروپ دیده می‌شوند و بنابراین پس از تشکیل توده‌های گارنت ایجاد شده‌اند. اکتینولیت‌ها می‌توانند از دگرسانی کلینوپروکسن حاصل شده باشند به طوری که تنها آثار کمی از پروکسن‌ها در برخی نقاط مقطع باقیمانده است. کلریت دیگر کانی فرعی دیده شده در اسکارن‌های مورد مطالعه است که در اثر متاسوماتیسم ایجاد و گاه با شکل دروغین جانشین گارنت شده است. اپیدوت نیز به صورت شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل با چندرنگی زرد تا زرد مایل به سبز و در دو نوع اولیه و ثانویه در مقاطع مشخص است. بلورهای اپیدوت اولیه شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و به گونه پاراژن با اکسیدهای آهن دیده می‌شوند. اپیدوت ثانویه که رایج‌ترین محصول دگرسانی مرحله پسروده است بیشتر از دگرسانی کانی گارنت ایجاد و به صورت ادخال درون آن دیده می‌شود. برای تشکیل اپیدوت در سامانه اسکارن، باید فوگاسیته اکسیژن به بالاترین حد خود برسد که این میزان می‌تواند در مراحل پایانی اسکارن‌زایی و در نتیجه واکنش‌های برگشتی حاصل شود (شکل ۳- ب). مطالعه میکروسکوپی پهنه‌های مختلف اسکارن نشان می‌دهد که فرایند اسکارن‌زایی در دو مرحله متوالی پیشرونده و پسروده رخ داده است. در مرحله پیشرونده و با جایگیری توده نفوذی در سنگ‌های کربناتی، مجموعه‌های کلسیمی - سیلیکاتی بی‌آب به‌ویژه گارنت نوع گروسولار - آندرادیت و پروکسن نوع دیوپسید - هدرنبرژی پدید آمده‌اند. با سرد شدن سامانه و نفوذ آب‌های جوی دما پایین در مراحل بعدی، در اثر افت دما و تغییرات فوگاسیته اکسیژن و سولفور، کانی‌های بی‌آب دما بالا به کانی‌های پسروده آب‌دار تبدیل می‌شوند و بنابراین گارنت به مجموعه اپیدوت، مگنتیت، کلسیت و کوارتز تبدیل و پروکسن به ترمولیت، اکتینولیت، کلسیت، کوارتز و کانی‌های کدر دگرسان می‌شود.

۵- کانی‌شناسی کانسنگ منطقه

کانسار مورد مطالعه به‌طور چیره شامل کانی‌های مگنتیت + همتیت + لیمونیت همراه با پیریت ± کالکوپریت است. دو کانه اخیر که به‌صورت پراکنده در اسکارن‌های منطقه و به میزان کمتر همراه با کانسنگ آهن دیده می‌شوند؛ پس از تشکیل مگنتیت به وجود آمده‌اند. مگنتیت به میزان زیادی در کانسارهای آهن مختلفی از جمله اسکارن‌های آهن، نهشته‌های IOCG (طلا - مس - اکسید آهن)، نهشته‌های نوع کیرونا، سازندهای آهن نواری (BIF) و نهشته‌های اکسید آهن - تیتان ماگمایی یافت

سنگ‌های آن در پیرامون منطقه به چشم می‌خورد. فعالیت ماگمایی محدوده چوگان به‌طور چیره به‌صورت سنگ‌های آتشفشانی و به‌صورت دم، دم کوله و گنبد است. در این محدوده کوله‌های بزرگی از گدازه‌های اسیدی (داسیت - ریولیت) روی سازند سرخ زیرین ریخته شده‌اند. این گدازه‌ها به‌صورت گنبدی شکل نیز دیده می‌شوند (شکل ۲- الف). توده‌های نفوذی بسیاری نیز که گاه رخنمون کمی در سطح زمین دارند؛ به‌صورت آپوفیز و دایک در منطقه یافت شده‌اند. فرایندهای زمین‌ساختی در منطقه فعال بوده است؛ به‌طوری که واحدهای سنگی منطقه با درز و شکاف‌های فراوان ناشی از عملکرد گسل‌های منطقه ظاهر شدند. به نظر می‌رسد این گسل‌ها نقش مهمی در هدایت محلول‌های گرمایی و تشکیل پاراژن‌های آب‌دار تأخیری داشته‌اند. اسکارن منطقه از نوع فاصله‌دار و واکنشی است. به عبارت دیگر توده نفوذی مسبب این اسکارن‌زایی، احتمالاً در ژرفای زیاد، در زیر واحدهای کربناته و شیلی و در فاصله دوری از همبری این واحدها قرار گرفته است. انتشار عنصر کلسیم از واحدهای کربناته به سوی شیل و انتشار عناصر Si, Al, Fe, Mg, ... از شیل به سوی واحدهای کربناته و تداخل آنها در محل همبری این دو ترکیب سنگی و در طول درز و شکاف‌ها، سبب تشکیل اسکارن واکنشی شده است (شکل ۲- ب). محلول‌های غنی از آهن ضمن تشکیل اسکارن در سنگ‌های کربناتی، آهن را به‌صورت مگنتیت نیز بر جای گذاشته‌اند. بافت کاتاکلاستیک ناشی از تنش‌های زمین‌ساختی در کانسار منطقه به چشم می‌خورد. بر پایه بشیری (۱۳۷۸) با توجه به عدسی‌ها و واریزه‌های کانسار که هم روی اسکارن و هم سنگ آهک ریخته شده است؛ می‌توان سن کانسار را به جواتر از پلیوسن - پلیستوسن نسبت داد. باندهای باریکی از مرمر نیز در میان شیل‌ها و اسکارن‌های منطقه دیده می‌شود (شکل ۲- پ). نهشته‌های اسکارنی از جمله بزرگ‌ترین کانسارهای آهن هستند (Meinert, 1992a and b). نهشته‌های اسکارنی آهن‌دار از لحاظ ترکیبی و بر پایه شیمی سنگ میزبان به دو گروه اسکارن‌های کلسیک و اسکارن‌های منیزیمی تقسیم می‌شوند. اسکارن‌های کلسیک با توده‌های نفوذی غنی از آهن همراه هستند که درون سنگ‌های آهکی نفوذ کرده‌اند. اسکارن‌های نوع منیزیمی در محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت تشکیل می‌شوند، ترکیب گوناگونی دارند و در سنگ‌های دیواره دولومیتی شکل می‌گیرند (Meinert, 1992a and b). اسکارن‌های کلسیک، گارنت و پروکسن با مقدار کمتری اپیدوت و اکتینولیت دارند که همگی آنها غنی از آهن هستند (Purtov et al., 1989). اسکارن‌های منیزیمی از فورستریت، دیوپسید، فلوگوپیت، سرپانتین و تالک تشکیل شده‌اند. بر این اساس آهن موجود در محلول‌های متاسوماتیک به جای شرکت در ساختار آندرادیت یا هدرنبرژی به‌طور ترجیحی در ساختار مگنتیت شرکت می‌کند (Hall et al., 1988).

۴- کانی‌شناسی

از کانی‌های موجود در مقاطع اسکارنی منطقه می‌توان به پروکسن، گارنت، ترمولیت - اکتینولیت، کلریت و اپیدوت اشاره کرد. به دلیل عملکرد محلول‌های اسکارن‌ساز بعدی، بیشتر پروکسن‌ها دچار دگرگونی قهقرایی شده و به کانی‌های دیگر از جمله گارنت تبدیل شده‌اند. بنابراین بیشتر شواهد آن به‌صورت بافت باقیمانده در زمینه گارنت‌ها دیده می‌شود. پروکسن‌های مورد مطالعه بر پایه ویژگی‌های نوری، از نوع کلینوپروکسن و بر پایه تجزیه کیفی SEM، از نوع دیوپسید هستند. فراوان‌ترین کانی شناخته شده در اسکارن منطقه گارنت بوده که یکی از کانی‌های اصلی در بیشتر کانسارهای اسکارن کلسیک است و به نظر می‌رسد نقش بسیار مهمی در کنترل واکنش‌های شیمیایی دارد که سبب تشکیل سولفیدها و اکسیدها در این محیط‌ها می‌شوند (Einuaudi et al., 1981; Nakano, 1989). میزان این کانی در برخی نمونه‌های مورد مطالعه به حدی بالاست که توده‌های تک‌کانیایی را تشکیل داده است و آنها را می‌توان گارنتیت (اسکارن سرشار از گارنت) نامید (شکل ۳- الف). وجود مگنتیت به‌صورت پرکننده فضای خالی در میان بلورهای گارنت نشان می‌دهد که این فاز کانی‌سازی در آخرین فازهای اسکارن‌زایی و یا پس از اسکارن تشکیل

اسکارن چوگان و در جدول ۳ مقایسه این اسکارن با کانسارهای اسکارن آهن کلسیمی و منیزی نشان داده شده است.

۶- تحول سیال کانه‌ساز و تشکیل ذخیره

همان‌گونه که گفته شد در محدوده مورد مطالعه مگنتیت-هماتیت به صورت عدسی‌های پراکنده درون اسکارن و سنگ آهک دیده می‌شود. مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی نشان از حضور ذخیره مگنتیتی درون پهنه‌های اسکارنی و پیدا شدن کانی‌های مشخص اسکارن همراه با ذخیره دارد. از سوی دیگر در محدوده مورد بررسی مگنتیت کانی اصلی آهن است. بنابراین می‌توان گفت محلول‌های غنی از آهن برخاسته از توده‌های نفوذی با حرکت در سنگ‌های کربناتی، ضمن تشکیل اسکارن، آهن را به صورت مگنتیت بر جای گذاشته‌اند. در حقیقت فرایندهای آمیختگی و رقیق‌شدگی محلول کانه‌ساز توسط آب‌های جوی با شوری و دمای پایین سبب کاهش چگالی و شوری محلول ماگمایی می‌شود. بنابراین شناوری و حرکت محلول از آپوفیها و توده نفوذی به سوی سنگ در برگیرنده راحت‌تر می‌شود. این عوامل به همراه تغییرات شیمیایی ناشی از واکنش محلول کانه‌ساز با سنگ میزبان (واکنش‌های متاسوماتیکی؛ Barnes, 1997) از فاکتورهای مؤثر در کاهش انحلال پذیری عناصر کانه‌ساز و نهشت آهن- مگنتیت‌های توده‌ای- در پهنه‌های اسکارنی محدوده مورد مطالعه است. تحت تأثیر این عوامل کانه‌های سولفیدی همچون پیریت در مراحل پایانی کانی‌سازی در منطقه تشکیل شده است. اطلاعات دقیق‌تر در این زمینه نیاز به انجام آزمایش‌های میان‌بار سیال و ایزوتوپ اکسیژن و هیدروژن دارد. بر پایه مطالعات (Niiranen et al., 2005) و (Vallance et al., 2009) تغییرات شیمیایی ناشی از واکنش سیال کانه‌ساز با سنگ میزبان در سامانه‌های اسکارنی، در نتیجه عدم تعادل دمایی میان سیال‌های ماگمایی دما بالا با آهنگ سردشدگی پایین و سنگ‌های در برگیرنده ایجاد می‌شود؛ که این پدیده موجب اختلاف در ترکیب شیمیایی سیال‌ها و نهشته شدن آهن و فلزهای همراه و تشکیل یون H^+ می‌شود. این فرایند بیشتر با شسته شدن کانی‌های سیلیکات کلسیمی قلبایی و دیگر کاتیون‌ها همراه و به ترکیب سنگ میزبان نیز وابسته است. در کانسار مورد بررسی با توجه به مقادیر بالای سنگ‌های کربناتی به عنوان سنگ میزبان کانی‌سازی، به نظر می‌رسد که واکنش سیال گرمایی با دمای بالا طی مرحله پیش‌رونده، موجب تجزیه سنگ آهک و تزریق مقادیر زیادی CO_2 به سامانه شده که سبب اکسیده شدن محیط و تبدیل آهن دو ظرفیتی (FeO) به سه ظرفیتی (Fe_3O_4) و در نتیجه نهشته شدن آهن به صورت مگنتیت شده است. در کنار آهن، میزان زیادی از مس هم می‌تواند توسط حرکات چرخشی شورابه‌ها از درون سنگ دربرگیرنده بیرون کشیده شود. میزان مس نهشته شده همراه آهن و تشکیل کانی‌های سولفید مس در منطقه مورد مطالعه در مقایسه با آهن کمتر است، که احتمالاً به دلیل کمبود سولفور در سامانه و یا بالا بودن بسیار زیاد دمای سامانه بوده که به مس اجازه رسوب نداده است.

۷- بررسی ترکیب شیمیایی گارنت

در این پژوهش ۱۰ نمونه از گارنت‌های اولیه موجود در اسکارن چوگان مورد تجزیه نقطه‌ای به روش الکترومایکروپروب قرار گرفت (جدول‌های ۴ و ۵). بررسی‌ها نشان داد که ترکیب شیمیایی گارنت‌ها به‌طور چیره از نوع محلول جامد (آندرادیت- گروسولار) است (شکل ۶). تمرکز بالای آندرادیت در سری محلول جامد، با رشد سریع گارنت و شارش سریع محلول‌های گرمایی همراه است (Jamtveit et al., 1993). افزایش فوگاسیته اکسیژن و محلول‌های با شوری بالا، شرایط را برای افزایش عضو انتهایی آندرادیت در سری محلول جامد اوگراندیت مهیا می‌کند (Deer et al., 1996). گارنت‌های مورد مطالعه از گروه گارنت‌های کلسیم‌دار - کانی متداول اسکارن‌های کلسیک- هستند. با مقایسه ترکیب گارنت‌های مورد مطالعه با گارنت‌های موجود در اسکارن‌های کلسیک جهان و بررسی دیگر شواهد، ترکیب این گارنت‌ها به‌طور چیره در قلمروی اسکارن‌های دارای آهن و اسکارن‌های

می‌شود (Dupuis and Beaudoin, 2011). نکته جالب این است که مگنتیت می‌تواند میزبان گستره پهناوری از عناصر کمیاب شود. این وضعیت که به میزان زیادی بستگی به محیط تشکیل مگنتیت دارد؛ می‌تواند به عنوان عاملی برای شناسایی ژنز این کانی و نهشته‌های همراه آن استفاده شود (Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014). مگنتیت مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانه اکسیدی محدوده مورد مطالعه است (شکل‌های ۴- الف تا ت) و در مقاطع میکروسکوپی بیشتر به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با بافت متراکم، اسفنجی و نواری دیده می‌شود. درهم رشدی کانی‌های باطله (گارنت، کلسیت، اپیدوت، کلریت و کوارتز) با مگنتیت در برخی بخش‌ها به‌طور مشخص دیده می‌شود. مگنتیت افزون بر تشکیل توسط محلول‌های گرمایی، می‌تواند در مرحله اسکارن پسرورنده و از دگرسانی آندرادیت نیز حاصل شود. به نظر می‌رسد که نهشت کانه‌ها با شروع دگرسانی پسرورنده آغاز شده باشد؛ به طوری که مگنتیت گاه در فضای میان بلورهای گارنت و در برخی نمونه‌ها به صورت توده‌ای جانشین گارنت شده است. بر پایه تجزیه‌های انجام شده روی دو نمونه از کانسنگ آهن منطقه میزان آهن، مس و طلا این نمونه به ترتیب ۶۱/۴۱٪، ۰/۱۵٪ و ۱/۵۸ پی‌پی‌ام است (جدول ۱).

گروهی از مگنتیت‌های مورد مطالعه از نوع جانشینی و دارای شکل دروغین هستند (جانشین گارنت- گارنتیت) و از شکل دانه‌های گارنت پیروی می‌کنند. در حقیقت گارنت‌ها در طی هجوم محلول‌های آهن‌دار دچار انحلال و به‌طور بخشی یا کامل توسط مگنتیت جانشین شده‌اند. به باور Zharikov (1991) تغییر پتانسیل اکسایش- احیا به وسیله مواد گرمایی می‌تواند موجب تشکیل مارتیت شود (Mucke and Cabral, 2005). در حواشی و شکستگی‌های موجود در این مگنتیت‌ها مارتیتی شدن صورت گرفته و هماتیت به‌صورت ثانویه تشکیل شده است (شکل ۴- پ). گروه دیگر توده‌های هستند که از محلول‌ها تنه‌نشین شده‌اند و ساخت جانشینی خاصی نشان نمی‌دهند. کانسار مگنتیت منطقه دچار دگرسانی و به مجموعه‌ای از اکسیدهای آهن همچون هماتیت و لیمونیت تبدیل شده است که آثار آن را می‌توان به صورت واریزه‌ها و خاک‌های قهوه‌ای در منطقه دید. هماتیت (مارتیت) پس از مگنتیت مهم‌ترین کانی کانسنگ محدوده مورد مطالعه است. این کانی گاه در تناوب با مگنتیت و با ساختار منطقه‌ای در مقاطع صیقلی به چشم می‌خورد (شکل ۴- ت). این منطقه‌بندی نشان دهنده ضربانی بودن و کم و زیاد شدن فوگاسیته اکسیژن در محلول‌هاست. هماتیت می‌تواند در پی تشکیل مگنتیت و در اثر دگرسانی پسرورنده کانی‌های اولیه اسکارنی (مانند گارنت و پیروکسن) و یا در ادامه از راه دگرسانی مگنتیت و کانی‌های سولفیدی مس تشکیل شود. برای تشکیل هماتیت در بخش‌های رویی کانسار، باید فوگاسیته اکسیژن بالا رود. آب‌های جوی که یکی از منابع مهم تأمین‌کننده اکسیژن هستند با چرخش در بخش‌های بالایی کانسار، اکسایش را بر عهده دارند.

دگرسانی و تشکیل کانی‌های آهن‌آب‌دار همچون لیمونیت و گوتیت در منطقه نیز نقش آب‌های جوی را در ایجاد کانسار پس از تشکیل مگنتیت و طی مراحل پایانی کانی‌سازی تأیید می‌کند. گوتیت معمولاً محصول هوازدگی کانی‌های آهن‌دار مانند هماتیت، سیدریت، مگنتیت و پیریت است (شکل‌های ۵- الف و ب). تبدیل هماتیت، گوتیت و اکسی- هیدروکسیدهای آهن به یکدیگر بستگی به دما، رطوبت، pH، مواد آلی و ناخالصی‌های موجود دارد (Murray, 1979; Ray and Lefebvre, 2000; Barton and Johnson, 1996 and 2000; Guilbert and Park, 1986). در محدوده مورد مطالعه، کانی پیریت در نمونه‌های آذرین، شیل‌ها و سیلت‌استون‌های سازند شمشک یافت شد (شکل ۵- پ). بلورهای پیریت بسیار ریز بوده و به‌صورت بافت افشان فضاهای خالی دیگر کانی‌های اسکارن را پر کرده‌اند. در نمونه‌های سطحی اسکارن، شدت دگرسانی به حدی بالا بوده است که اکسیدهای آهن به شکل دروغین جانشین پیریت شده‌اند. پیریت در همه ذخایر مگنتیتی، مراحل پایانی گرمایی را نشان می‌دهد که به‌طور معمول به اکسید و هیدروکسیدهای آهن دگرسان می‌شود (Marschik and Spikings, 2008). در جدول ۲ توالی پاراژنزی مجموعه کانیایی

همبری واحدهای بالا شده و بنابراین اسکارن‌های رگه‌ای و واکنشی را ایجاد کرده‌اند. اسکارن مورد مطالعه از نوع آگرواسکارن کلسیم‌دار است. این سنگ‌ها در بردارنده کانی‌های پروکسن، گارنت، ترمولیت-اکتینولیت، کلریت و اپیدوت هستند. وجود کانی‌های سولفیدی به میزان کم و فراوان بودن مگنتیت نسبت به هماتیت و از سوی دیگر کمبود اپیدوت در اسکارن‌ها نشان می‌دهد که فشار مؤثر اکسیژن در هنگام تشکیل اسکارن چندان بالا نبوده است. تشکیل اپیدوت همراه با اکتینولیت، کلریت و کلسیت نشان از دگرسانی پروپیلیتیک دارد که خود می‌تواند به عنوان یکی از پهنه‌های دگرسانی در پی‌جویی کانه‌زایی مس استفاده شود. ترکیب گارنت در نهشته‌های آهن‌دار مورد مطالعه بیشتر آندرادیت (محلول جامد آندرادیت- گروسولار) است. این گارنت‌ها با گارنت‌های اسکارن‌های کلسیک، اسکارن‌های آهن‌دار و اسکارن‌های دارای مس همانندی نشان می‌دهند. محلول‌های غنی از آهن برخاسته از توده‌های نفوذی با حرکت در سنگ‌های کربناتی، ضمن تشکیل اسکارن، آهن را نیز به‌صورت مگنتیت برجای گذاشته‌اند. دگرسانی و تشکیل کانی‌های آهن آب‌دار همچون لیمونیت و گوتیت، نقش آب‌های جوی را در ایجاد کانسار بعد از تشکیل مگنتیت و طی مراحل پایانی کانی‌سازی نشان می‌دهد. در مجموع فرایند اسکارن‌زایی در محدوده چوگان در دو مرحله پیش‌رونده و پس‌رونده رخ داده است. در مرحله اول در اثر تزریق و تأثیر توده نفوذی با سنگ‌های دربرگیرنده پروکسن تشکیل شده است. در مرحله بعدی همزمان با شروع واکنش‌های تأخیری، رخداد اکسایش و رهاسازی CO₂ و افزایش فوگاسیته اکسیژن، کانی گارنت شکل گرفته است. به دنبال کاهش دمای سامانه گرمایی- ماگمایی، دمای سیال کانه‌ساز کاهش می‌یابد که خود عاملی برای ته‌نشست کانه در مرحله بعد به شمار می‌رود؛ با رسیدن آهن به حالت اشباع، مگنتیت در پهنه گارنت اسکارن رسوب کرده است (مصرف H⁺ سیال توسط آبکافت سیلیکات‌های کلسیم بی‌آب و به دنبال آن ناپایداری کمپلکس‌های آهن‌دار و نهشت کانه‌های اکسیدی همچون مگنتیت و هماتیت و کانه‌های سولفیدی همچون پیریت).

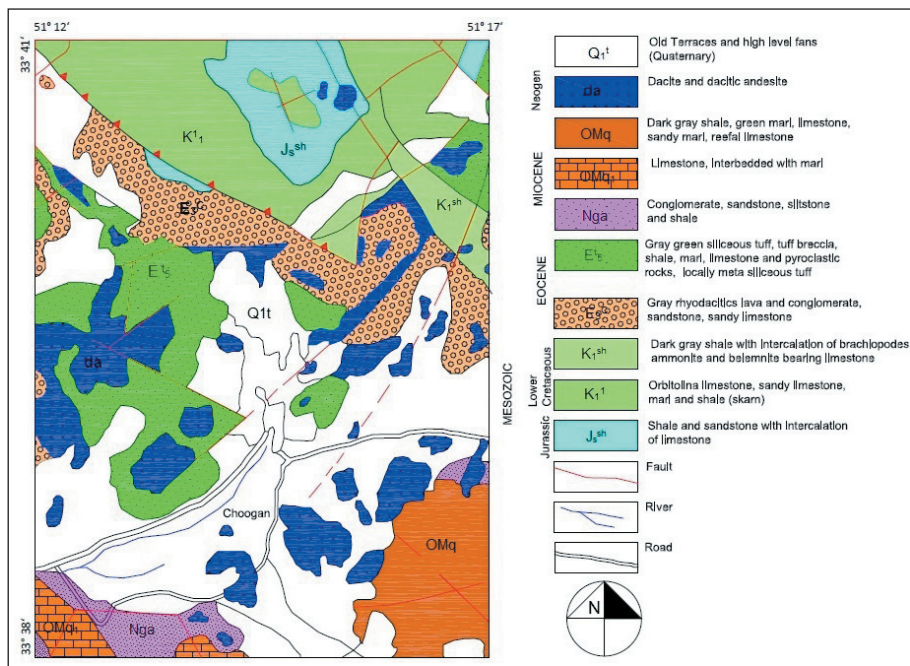
سپاسگزاری

نگارنده بر خود لازم می‌داند از راهنمایی‌های ارزنده آقای دکتر مکی‌زاده عضو هیئت علمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان سپاسگزاری کند.

مس‌دار قرار می‌گیرد (شکل ۶). بررسی عناصر اصلی و کمیاب دو نمونه گارنت اولیه و تأخیری (جدول ۴) نشان می‌دهد که گارنت‌های تأخیری آهن بیشتر و آلومینیم کمتری دارند و از مؤلفه آندرادیت غنی‌تر هستند. از سوی دیگر در گارنت‌های تأخیری، تراکم بیشتری از عناصر کانسار ساز دیده می‌شود. بر پایه نمودارهای عنکبوتی و مقایسه الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب، دو نمونه گارنت دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی یکسان و منشأ واحدی هستند و از دید ژنتیکی با یکدیگر خوشایوندی نشان می‌دهند (شکل ۷). بر پایه پیشنهاد (Karimzadeh Somarin, 2010) می‌توان از ترکیب گارنت به عنوان عاملی برای شناسایی کانی‌زایی مس استفاده کرد. هر دو نمونه گارنت اولیه و تأخیری در منطقه چوگان دارای میزان مس به نسبت بالایی هستند (به ترتیب ۲۵۰ و ۳۰۴ پی‌پی‌ام). مطالعات نشان داده است که مس، ساختار آندرادیت را نسبت به ساختار گروسولار بیشتر ترجیح می‌دهد که این به دلیل میزان بالاتر آهن در آندرادیت و احتمالاً جانشینی مس به جای آهن است (با در نظر گرفتن شعاع یونی مس و آهن $Fe^{2+} 0.75 \text{ \AA}$, $Cu^{2+} 0.72 \text{ \AA}$, $Cu^{+} 0.87 \text{ \AA}$, در حقیقت شیمی گروسولار $(Ca_3Al_2[SiO_4]_3)$ در مقایسه با آندرادیت $(Ca_3Fe_2^{3+}[SiO_4]_3)$ و آلماندن $(Fe_3^{2+}Al_2[SiO_4]_3)$ ، جانشینی مس- آهن را پذیرا نیست. این میزان بالای مس در ساختار آندرادیت در مقایسه با گروسولار در اسکارن‌های مزرعه و نهشته مس پورفیری سونگون (Karimzadeh Somarin, 2010) نیز دیده شده است.

۸- نتیجه‌گیری

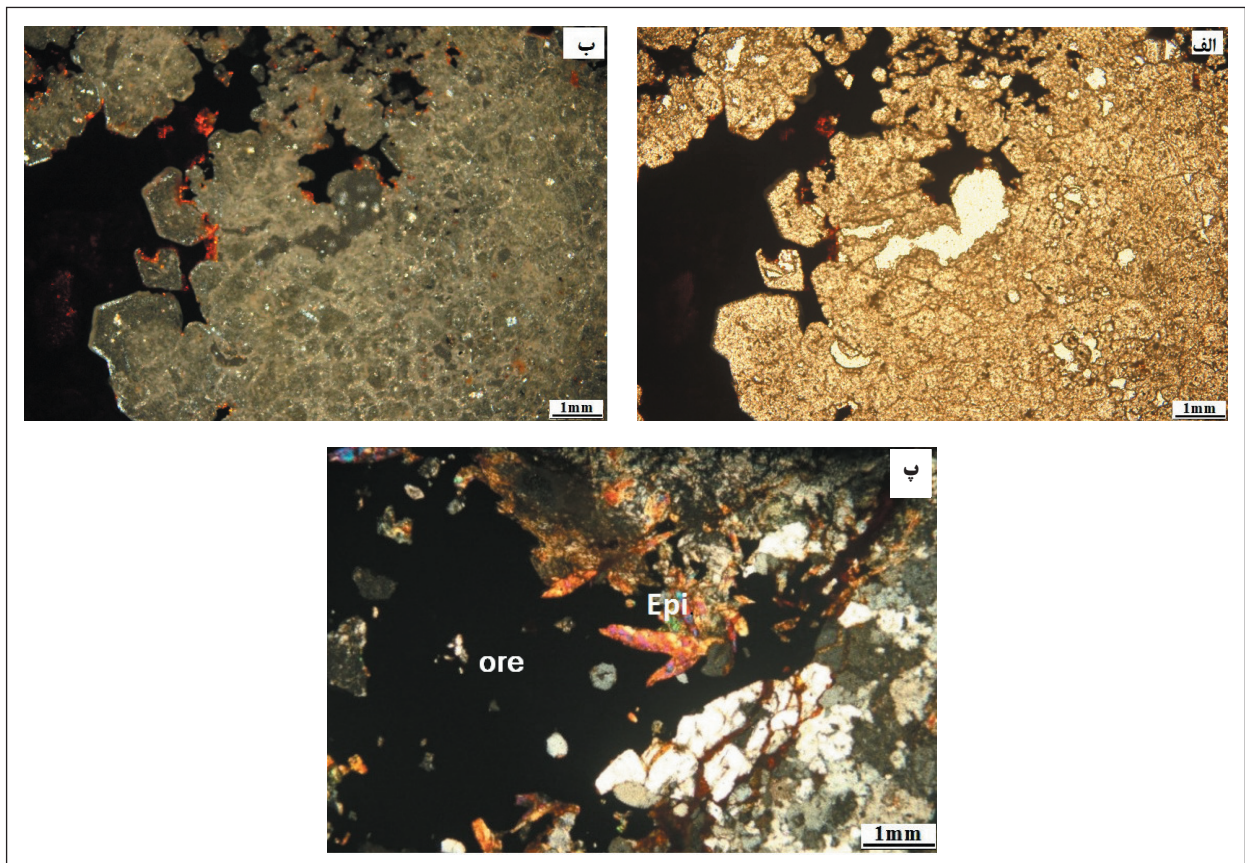
در محدوده چوگان سنگ‌آهک‌های کرتاسه با درز و شکاف فراوان و به‌صورت دگرشیب روی شیل‌های ژوراسیک قرار گرفته‌اند. وجود یک لایه سنگ‌آهک با تبلور دوباره (مرمر) و اسکارنی شده (به دور از توده نفوذی) درون شیل، اسکارن چوگان را از بیشتر اسکارن‌های شناخته شده در ایران متمایز می‌کند و آن را در رده اسکارن‌های واکنشی قرار می‌دهد. فعالیت ماگمایی پلیوسن- پلیستوسن به‌صورت دایک، آپوفیز و گنبد، پی‌سنگ رسوبی منطقه را مورد هجوم قرار داده و اسکارن ایجاد کرده است. اعمال گرما از توده‌های نفوذی که در ژرفا یا در فواصل درونی از همبری دو واحد شیلی و کربناته قرار گرفته‌اند؛ سبب پویایی و رهاسازی عنصر کلسیم و CO₂ از کربنات‌ها و Si, Al, Fe, Mg, ... از شیل‌ها و تداخل آنها در محل



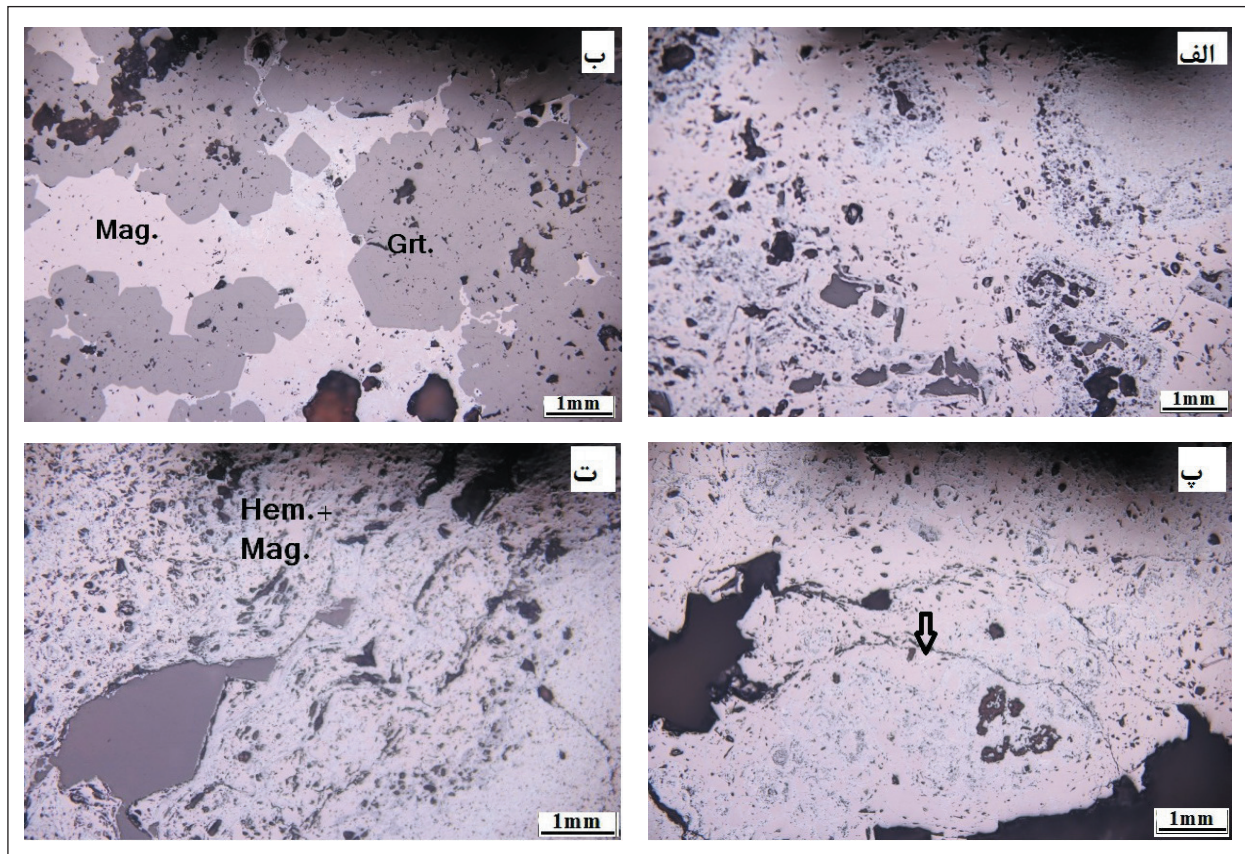
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر، ۱۳۷۲) با کمی تغییر).



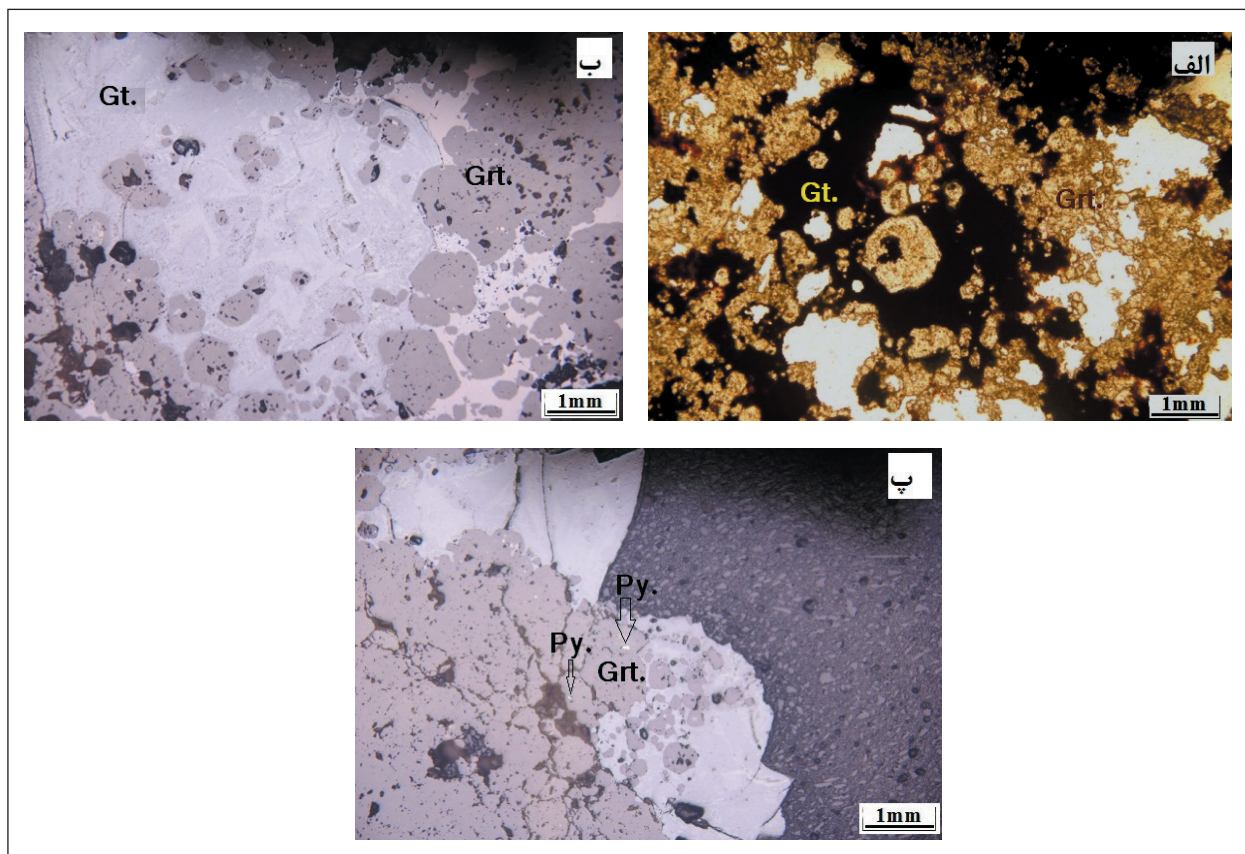
شکل ۲- الف) توده نیمه آتشفشانی پلیوکواترنری دره کامو (چوگان)؛ ب) نوار اسکارنی (اسکارن بودینی شکل) درون شیل های میزبان ژوراسیک؛ پ) توده نفوذی دگرسان شده و سنگ آهک های کرتاسه و مرمرهای دانه شکری همراه با اکسید آهن (مگنتیت و لیمونیت).



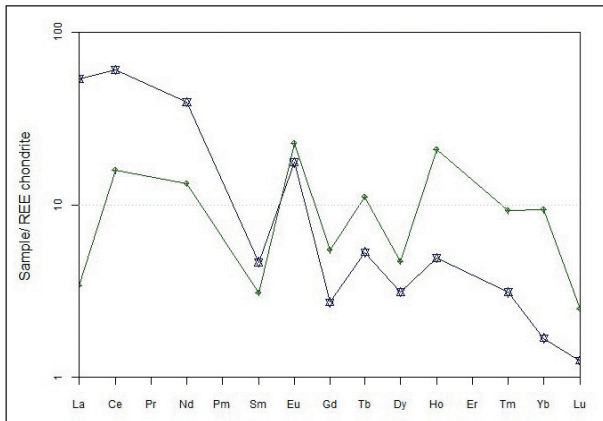
شکل ۳- گارنتیت-دانه های گارنت ایزوتروپ با بافت گرانوبلاستیک در نور: الف) ppl و ب) xpl؛ پ) جانشینی کانه همراه با دگرسانی از نوع اپیدوتی شدن (نور xpl).



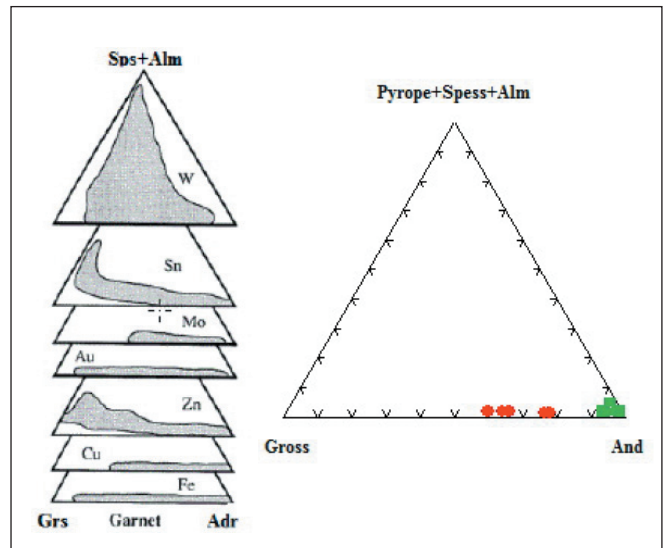
شکل ۴- الف) مگنتیت با بافت اسفنجی؛ ب) مگنتیت قرار گرفته میان گارنت‌ها با بافت روزنه ای یا شکافی؛ پ) مارتیتی شدن در مرکز عکس؛ ت) تناوب مگنتیت و هماتیت با فرم ساختار زونینگ.



شکل ۵- الف) گارنت + گوتیت (گوتیت‌ها بازمانده اکسایش پیریت هستند که با نورپخشی قهوه‌ای فضای میان گارنت‌ها را پر کرده‌اند؛ ب) گوتیت فراوان به همراه باطله (گارنت)؛ پ) پیریت پراکنده به شکل ادخال در گارنت‌ها + گوتیت و مگنتیت.



شکل ۷- نمودار الگوی بهنجار شده عناصر خاکی کمیاب گارنت اسکارن چوگان با کندریت (Sun and Mc Donough, 1989).
 (*: گارنت تاخیری، \: گارنت اولیه)



شکل ۶- موقعیت ترکیبی گارنت‌های اسکارن چوگان روی نمودار سه گوش Pyrope+ Spess+Alm; Gross; And و مقایسه ترکیب شیمیایی آن با کانه زایی اسکارن‌های معدنی جهان (برگرفته از Meinert, 1992a and b)

جدول ۱- تجزیه نمونه کانسنگ آهن منطقه به روش NAA.

عنصر	غلظت ppm	عنصر	غلظت ppm
Ti	<۰/۰۰۶	Cs	<۱/۵۰
Al	%۰/۰۶	Ba	<۱۱۵
Fe	%۶۱/۴۱	Sr	<۲۸۰
Mn	%۰/۲۶	Ga	۳۲/۷۳
Mg	%۰/۳۰	Ta	<۰/۴۵
Ca	%۰/۷۸	Hf	<۰/۵
Na	۲۶۰	Zr	<۱۰۰
K	<۲۰۰	Th	<۰/۳۵
Cr	۱۹	U	۲/۴۴
Co	۴	La	۱/۴۱
Sc	۱/۳۳	Ce	<۲/۹۰
V	۳۴	Nd	<۳/۵۰
Cu	%۰/۱۵	Sm	۱/۵۱
Zn	%۰/۲۴	Eu	<۰/۲
Cd	<۰/۱	Gd	<۰/۶
In	۲/۸۴	Tb	<۰/۲۵
W	۴/۶۹	Dy	<۰/۶۵
Mo	<۱/۸۰	Ho	<۰/۴۵
As	۳۰/۲۷	Tm	<۰/۱
Sb	۳/۹۷	Yb	<۰/۳۸
Ag	---	Lu	<۰/۰۴
Ir	۰/۰۱	Cl	%۰/۱۱
Au	۱/۵۸		
Hg	<۱/۴۰		
Rb	<۲۳		

جدول ۲- توالی پاراژنری مجموعه کانیایی در اسکارن چوگان.

کانی‌ها	اوج دگرگونی	گارنت زایی	دگرگونی برگشتی	سولفیداسیون	کانه‌سازی آهن	اکسایش
پروکسن	_____					
گارنت		_____				
پیریت				_____		
ترمولیت- اکتینولیت			_____			
مگنتیت					_____	
هماتیت					_____	
گوتیت					_____	_____
اپیدوت			_____			_____

جدول ۳- مقایسه کانسار اسکارن چوگان با کانسارهای اسکارن آهن کلسیمی و منیزی.

ویژگی‌های کانسار	اسکارن آهن کلسیمی (Einudi, 1982)	اسکارن آهن منیزی (Einudi, 1982)	کانسار چوگان
موقعیت زمین‌ساختی	جزایر کماتی - حاشیه قاره‌ها	حاشیه قاره‌ها	حاشیه قاره (بشیری، ۱۳۷۸)
ترکیب توده نفوذی	گابرو تا سینیت، بیشتر دیوریت	گرانودیوریت تا گرانیت	گرانودیوریت - دیوریت
فلزهای اصلی و همراه	Fe (Cu Co Au)	Fe (Cu Zn)	Fe (Cu)
کانی‌شناسی دگرسانی‌های پیش‌رونده و پس‌رونده	گرانیدیت، سالت، فرسالت، اپیدوت	فورستریت، کلسیت، دیوپسید، آمفیبول، فلوگوپیت	گارنت (گروسولار - آندرادیت)، دیوپسید - هیدنبرژیت، اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت، کلریت
کانی‌های فلزی	مگنتیت (کالکوپیریت ± کبالتیت ± پیروتیت)	مگنتیت (پیریت ± کالکوپیریت ± اسفالریت ± پیروتیت)	مگنتیت (پیریت ± کالکوپیریت)
دگرسانی توده نفوذی	بیشتر سیلیکات‌های سدیم‌دار	به‌طور فرعی پروپیلیتی	پروپیلیتی
ریخت‌شناسی توده نفوذی	استوک بزرگ تا کوچک	استوک کوچک	استوک

جدول ۴- تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب دو نمونه گارنت: الف) تأخیری و ب) اولیه به روش NAA.

عنصر	غلظت ppm	عنصر	غلظت ppm
Ti	<۰/۱۵	Cs	<۳
Al	%۱/۷۶	Ba	<۲۰۰
Fe	%۱۷/۷۱	Sr	<۲۵۰
Mn	%۰/۱۷	Ga	۳۳
Mg	<۰/۵	Ta	<۱/۴۰
Ca	%۲۰/۰۳	Hf	<۱/۳۰
Na	۳۸۲	Zr	<۳۰۰
K	<۰/۱	Th	۱/۰۱
Cr	<۱۰	U	۱/۶۰
Co	<۲	La	<۱/۰۵
Sc	۰/۸	Ce	۱۲/۸۱
V	۲۶	Nd	<۸
Cu	<۲۵۰	Sm	<۰/۶۰
Zn	<۷۵	Eu	۱/۶۷
Cd	<۰/۲	Gd	<۱/۴۰
In	۱/۲۲	Tb	<۰/۵۳
W	<۹	Dy	<۱/۵۰
Mo	<۲/۵	Ho	<۱/۵۰
As	۷۵	Tm	<۰/۳۰
Sb	۱/۲۲	Yb	۱/۹۶
Ag	<۸	Lu	<۰/۰۸
Ir	<۰/۰۳	Cl	%<۰/۱۰
Au	ppb ۷۴		
Hg	<۳		
Rb	<۳۵		

عنصر	غلظت ppm	عنصر	غلظت ppm
Ti	<۰/۱	Cs	<۱/۲۰
Al	%۱/۲۴	Ba	<۱۰۰
Fe	%۱۹/۷۱	Sr	<۲۰۰
Mn	%۰/۲۸	Ga	۱۴
Mg	%۰/۴۵	Ta	<۰/۵
Ca	%۱۵/۷۸	Hf	<۰/۷
Na	%۰/۱۵	Zr	۶۷۵
K	۵۴۴	Th	۱/۵۷
Cr	<۴	U	۷/۸۸
Co	<۰/۷۵	La	۱۶/۷۷
Sc	۱/۳۳	Ce	۴۹/۰۴
V	۹	Nd	۲۳/۷۷
Cu	۳۰۴	Sm	<۰/۹
Zn	۷۵	Eu	۱/۳
Cd	<۰/۱۵	Gd	<۰/۷
In	۲۹	Tb	<۰/۲۵
W	۱۲	Dy	<۱
Mo	۴/۵۳	Ho	<۰/۳۵
As	۸۷۴	Tm	<۰/۱
Sb	۲/۲۱	Yb	<۰/۳۵
Ag	<۴	Lu	<۰/۰۴
Ir	<۰/۰۱	Cl	<۰/۰۰۹
Au	ppb ۹۹		
Hg	<۱/۵۰		
Rb	<۱۷		

جدول ۵- نتایج تجزیه شیمی گارنت‌های توده‌ای منطقه چوگان.

Sample	Gs-HiAL-1	Gs-Hi-AL-2	Gs-Hi-AL-3	Gs-Hi-AL-4	Gs-Hi-AL-5	Gs-LOAL-1	Gs-LOAL-2	Gs-LOAL-3	Gs-LOAL-4	Gs-LOAL-5
SiO ₂	۳۶/۰۹	۳۵/۶۴	۳۶/۱۹	۳۶/۲۲	۳۶/۲۸	۳۴/۵۹	۳۵/۰۳	۳۴/۸	۳۴/۹۲	۳۴/۶۴
TiO ₂	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۰۴	۰	۰/۰۲	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al ₂ O ₃	۵/۳	۴/۹۸	۷/۷۹	۸/۱۹	۹/۱۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱۳	۰/۱۸
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
*FeO	۲۱/۸۸	۲۱/۹	۱۸/۹۲	۱۸/۳۴	۱۷/۱۹	۲۸/۳۲	۲۷/۸۸	۲۸/۱۴	۲۸/۰۵	۲۷/۸۵
MnO	۰/۶۴	۰/۶۸	۰/۸۵	۰/۸۳	۰/۹۳	۰/۵۲	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۵۷	۰/۵۱
MgO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۲	۰
CaO	۳۳/۴۸	۳۳/۲۹	۳۳/۶۸	۳۳/۶۷	۳۵/۸۵	۳۲/۷۶	۳۲/۶۸	۳۲/۶۸	۳۲/۳۴	۳۲/۵۹
Total	۹۷/۴۸	۹۶/۶۲	۹۷/۴۸	۹۷/۲۹	۹۷/۳۹	۹۶/۲۲	۹۶/۱	۹۶/۱۲	۹۶/۰۴	۹۵/۷۸
Structural formula based on the 12 Oxygens										
Si	۲/۹۷	۲/۹۶	۲/۹۵	۲/۹۶	۲/۹۵	۲/۹۵	۲/۹۹	۲/۹۷	۲/۹۸	۰/۹۶
Al _(iv)	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰۲
Al _(vi)	۰/۴۹	۰/۴۵	۰/۷۰	۰/۷۴	۰/۸۲	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe ₂	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe ₃	۱/۵۱	۱/۵۲	۱/۲۹	۱/۲۵	۰/۱۷	۲/۰۲	۱/۹۹	۲/۰۱	۲/۰	۱/۹۹
Mg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mn	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴
Ca	۲/۹۵	۲/۹۷	۲/۹۴	۲/۹۴	۲/۹۵	۲/۹۹	۲/۹۹	۲/۹۹	۲/۹۶	۲/۹۹
Sum-Cat	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Alm	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
And	۷۵/۳۹	۷۶/۸۰	۶۴/۷۰	۶۲/۷۶	۵۸/۷۴	۹۸/۵۶	۹۸/۸۰	۹۸/۸۵	۹۸/۲۱	۹۸/۲۸
Gross	۲۳/۰۸	۲۱/۵۷	۳۳/۲۹	۳۵/۱۷	۳۹/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۵۶	۰/۷۰
Pyrope	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۱۶	۰/۰۴	۰	۰	۰	۰	۰
Spess	۱/۴۹	۱/۵۹	۱/۹۵	۱/۹۱	۲/۱۲	۱/۳۲	۱/۱۲	۱/۰۵	۱/۲۳	۱/۰۲

کتابکاری

- باقری، ه.، ۱۳۷۷- اکتشافات مقدماتی و بررسی ژئز کانی‌سازی مس در اندیس معدنی کامو (کاشان)، دانشگاه تربیت معلم تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۱۷ ص.
- بشیری، ا.، ۱۳۷۸- بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی اسکارن‌ها، مرمرها و هورنفلس‌های حذفاصل میمه- قمصر، دانشگاه اصفهان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، ۱۴۶ ص.
- حسن‌زاده، ج.، ۱۳۵۷- مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه قمصر، جنوب کاشان، دانشگاه تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی.
- رادفر، ج.، ۱۳۷۲- چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- زاهدی، م.، ۱۳۷۰- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش کاشان، نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Barker, A. J., 1990- Metamorphic texture and microstructures. Blackie and Sons, Glasgow, London 289pp.
- Barnes, H. L., 1997- Geochemistry of hydrothermal ore deposits. John Wiley and sons, New York 780pp.
- Barton, M. D. and Johnson, D. A., 1996- An evaporitic-source model for igneous-related Fe-oxide (REE- Cu- Au- U) mineralization. *Geology* 24(3): 259-262.
- Barton, M. D. and Johnson, D. A., 2000- Alternative brine sources for Fe-oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. In: T. M. Porter (Editor), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation Inc, Adelaide, 43-60.
- Cepedal, A., Martin-Izard, A., Reguilón, R., Rodríguez-Pevida, L., Spiering, E. and González-Nistal, S., 2000- Origin and evolution of the calcic and magnesian skarns hosting the El Valle-Boinás copper-gold deposit, Asturias (Spain). *Journal of Geochemical Exploration* 71 (2): 119-151.
- Ciobanu, C. L. and Cook, N. J., 2004- Skarn textures and a case study: The Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania. *Ore Geology Review* 24 (3): 315-370.

- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1996- An introduction to the rock forming minerals. Scientific and Technical. Longmans, London 549 pp.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011- Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita* 46: 319-335.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R.J., 1981- Skarn deposits. *Economic Geology* 75th anniversary volume: 317-391.
- Einaudi, M. T. and Burt, D. M., 1982- Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77:745-754.
- Einaudi, M. T., 1982- Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 22:120- 251.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981- Skarn deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume 317-391.
- Grammatikopoulos, T. A. and Clark, A. H., 2006- A comparative study of wollastonite skarn genesis in the Central Metasedimentary Belt, southeastern Ontario, Canada. *Ore Geology Review* 29 (2): 146-161.
- Guilbert, J. M. and Park, C. F., 1986- The Geology of Ore Deposits. W.H. Freeman and Co., Oxford and New York 985 pp.
- Hall, D. L., Cohen, L. H. and Schiffman, P., 1988- Hydrothermal alteration associated with the Iron Hat iron skarn deposit, eastern Mojave Desert, San Bernardino County, California. *Economic Geology* 83: 568-587.
- Hyndman, D. W., 1985- Petrology of Igneous and metamorphic rocks, 2nd Ed., Mc Graw Hill, New York 786 pp.
- Jamtveit, B., Wogelius, R. A. and Fraser, D. G., 1993- Zonation patterns of skarn garnets, records of hydrothermal system evolution. *Geology* 21: 113 - 116.
- Kamvong, T. and Zaw, Kh., 2009- The origin and evolution of skarn-forming fluids from the Phu Lon deposit, northern Loei Fold Belt, Thailand: Evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies. *Journal of Asian Earth Sciences* 34: 624-633.
- Karimzadeh Somarin, A., 2004- Garnet composition as an indicator of Cu mineralization Evidence from skarn deposits of NW Iran. *Journal of Geochemical Exploration* 81: 47- 57.
- Karimzadeh Somarine, A., 2010- Garnetization as a ground preparation process for copper mineralization: evidence from the Mazraeh skarn deposit, Iran. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 99: 343-356.
- Kretz, R., 1994- Metamorphic crystallization. John Wiley and Son, New York 507pp.
- Lehrmann, B., Oliver, N. H., Rubenach, M. J. and Georgees, C., 2009- The association between skarn mineralisation and granite bodies in the Chillagoe region, North Queensland, Australia. *Journal of Geochemical Exploration* 101 (1): 58.
- Lingang, X., Mao, J., Yang, F., Daniel, H. and Zheng, J., 2010- Geology, geochemistry and age constraints on the Mengku skarn iron deposit in Xinjiang Altai, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences* 39:423-440.
- Marschik, R. and Spikings, R., 2008- Geochronology and stable isotope signature of alteration related to hydrothermal magnetite ores in Central Anatolia, Turkey. *Mineralium Deposita* 43(1): 111-124.
- Meinert, L. D., 1992a- Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada* 19: 145 - 162.
- Meinert, L. D., 1992b- Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico. *Economic Geology* 82: 523-545.
- Meinert, L. D., 1995- Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits—chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series* 23: 401-418.
- Meinert, L., Dipple, G. and Nicolescu, S., 2005- World skarn deposits, in Hedenquist, J.W., et al., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: Littleton, Colorado, Society of Economic Geologists, 299-336.
- Mucke, A. and Cabral, A. R., 2005- Redox and nonredox reactions of magnetite and hematite in Rocks. *Chemie der Erde* 65:271- 278.
- Murray, J. W., 1979- Iron oxides. In: Burns, R.G. (Eds.), *Reviews in Mineralogy* 6, Marine Minerals. Mineralogical Society of America, Washington DC: 47-98.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J. L., French, D. and Walshe, J., 2014- The Chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews* 61:1-32.
- Nakano, T., 1989- Fluctuation model for compositional heterogeneity in skarn clinopyroxenes. *Geochemical Journal* 23(3): 91-99.
- Niiranen, T., Manttari, I., Poutiainen, M., Nicholas, H. S. and Jodie, A., 2005- Genesis of Palaeoproterozoic iron skarns in the Misi region, northern Finland. *Mineralium Deposita* 40: 192-217.
- Purtov, V.K., Kholodnoc, V. V., Anfilogov, V. N. and Nechkin, G. S., 1989- The role of chlorine in the formation of magnetite skarn. *International Geology Review* 31: 63-71.
- Ray, G. E. and Lefebure, D. V., 2000- A synopsis of iron oxide \pm Cu \pm Au \pm P \pm REE deposits of the Candelaria-Kiruna-Olympic Dam family. *Geological fieldwork 1999, Paper No. 2000- 1*, British Columbia Geological Survey 267-272.
- Shimazaki, H., 1980- Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan. *Economic Geology* 75: 173-183.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42:313-345
- Vallance, J., Fontboté, L., Chiaradia, M., Markowski, A., Schmidt, S. and Vennemann, T., 2009- Magmatic-dominated fluid evolution in the Jurassic Nambija gold skarn deposits (southeastern Ecuador). *Mineralium Deposita* 44: 389-413.
- Xu, G. and Li, X., 2000- Geology and geochemistry of the Changlongshan skarn iron deposit, Anhui Province, China. *Ore Geology Review* 16:91-106.
- Zharikov, V. A., 1991- Skarn type, formation and mineralization condition in skarns- their genesis and metallogeny (A. Bartokyrakidis, ed.). Theophrastus publishing and proprietary Co., S. A., Atheon, Greece 455-466.

Mineralogy and origin of iron-rich garnetites in the Choogan area- North of Meimeh

F. Ayati^{1*}

¹Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Iran

Received: 2016 December 20

Accepted: 2017 March 15

Abstract

The Cretaceous limestone with abundant cracks is located on the Jurassic shales in the studied area. Skarn forming fluids had influx into these cracks from a long distance, which created distal skarns. The presence of a recrystallized and skarnified limestone layer within the shale, separates the studied skarn from the most well-known skarns in Iran and puts it in the category of reaction skarns. There are some lenses of mineral deposits within the skarn which is consisting mostly of magnetite and hematite. Iron-rich solutions which are derived from intrusive rocks, left iron as magnetite in carbonate. In addition to the formation of magnetite by hydrothermal solutions, it can also be created in retrograde stage by andradite alteration. This skarn is consisting mostly of pyroxene, garnet, tremolite-actinolite, chlorite and epidote. Skarnification process occurred in two successive stages: progressive and regressive. In progressive stage, carbonate - anhydrous silicate minerals such as garnet and pyroxene were formed. At the later stages, due to meteoric water influence, garnet altered to epidote, magnetite, calcite and quartz and pyroxene altered to tremolite-actinolite, calcite, quartz and opaque minerals. There are two sets of garnets in the studied skarn, the first one is massive (formed at the progressive stage) and the other one is as veinlet (formed at the regressive stage with epidote and is formed in quartz- calcite veins along with sulfide mineralization). Garnet composition in iron deposit of the studied area lies in grossular - andradite series. The compositions of studied garnet is similar to garnet compositions from Cu-Fe skarns worldwide.

Keywords: Skarn, Garnetite, Magnetite, Meimeh, Urumieh-Dokhtar.

For Persian Version see pages 3 to 12

*Corresponding author: F. Ayati; E-mail: F.ayati@pnu.ac.ir