

خاستگاه کانسار اسکارن آهن دوروجین (شمال خاور اصفهان): شواهد کانی‌شناسی و میانبارهای سیال

زهرا اعلمی‌نیا^۱، زهرا رحمتی^۲ و حسین عزیزی^۳

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
 دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
 استاد، گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۵/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۲/۰۲

چکیده

گرانیتوئید دوروجین در شمال خاوری اصفهان، در بخش میانی پهنه ارومیه- دختر و در میان مجموعه آتشفشانی- رسوبی قرار گرفته است. کانسار آهن دوروجین، یکی از چند کانساری بوده که توده درونی دوروجین به‌طور پراکنده در سنگ‌های دربرگیرنده‌اش پدید آورده است. طبق شواهد میکروسکوپی با مجموعه کانی‌های ولاستونیت، گارنت، پیروکسن (دیوپسید)، آمفیبول، اپیدوت، فلدسپار، کلسیت و کوآرتز، کانسار دوروجین به رده اسکارن‌های کلسیم‌دار منسوب می‌شود که در دو مرحله پیشرونده و پسرونده شکل گرفته‌اند. بر پایه داده‌های تجزیه ریزکالکترونی، برخی گارنت‌ها در مرکز، آندرادیت ($An_{92-97}Gr_{1-3}$) و در حاشیه، گرانیت ($An_{33-66}Gr_{30-41}Sp_{2-4}$) هستند. در ابتدا میانبارهای سیال آندرادیت با دمای ۳۶۹ تا ۴۴۴ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۱/۲۲ تا ۱۲/۹۶ درصد وزنی نمک طعام از سیالات ماگمایی منتج شده‌اند. در حالی که با تغییر شرایط اسیدبته محیط و بازشدن سامانه اسکارنی، میانبارهای سیال گرانیت، اپیدوت و کلسیت با دمای ۲۲۱ تا ۳۰۵ درجه سانتی‌گراد و شوری ۰/۴ تا ۱۰/۱۱ درصد وزنی نمک طعام، با آمیختگی و رقیق‌شدگی آب‌های اولیه ماگمایی با آب‌های جوی همراه شده‌اند. نسبت ایزوتوپی استرانسیم گارنت که بین ۰/۷۰۷۶۰ تا ۰/۷۰۸۰۵ تغییر می‌کند نقش محلول‌های ماگمایی را در تشکیل گارنت آندرادیتی نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: گرانیتوئید دوروجین، اسکارن آهن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr، گارنت، ارومیه- دختر.

*نویسنده مسئول: زهرا اعلمی‌نیا

E-mail: Alamina_geo@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

امروزه مشخص شده است که کانسارهای اسکارنی از دو جنبه اقتصادی و علمی بسیار حایز اهمیت هستند؛ زیرا اسکارن‌ها اطلاعات با ارزشی از محیط تشکیل سنگ‌های دربرگیرنده، ماگمای به وجود آورنده، شرایط دگرگونی و سیال‌های سازنده را در اختیار می‌گذارند. مهم‌ترین مسئله همواره مورد توجه بین زمین‌شناسان، بحث منشأ سیال‌های سازنده اسکارن می‌باشد. چرا که نحوه تکامل سیال‌های کانسار ساز و بررسی منشأ آنها، ابزاری مهم برای اکتشاف پهنه‌های امیدبخش و ایالت‌های فلزایی در مقیاس ناحیه‌ای است (Muller and Groves, 2016). مطالعات متعدد نشان می‌دهد که تشکیل اسکارن‌های بی‌آب و آب‌دار با آب‌های ماگمایی ارتباط دارد (Meinert et al., 2003; Williams-Jones et al., 2010). در حالی که به باور Bowman (1998) آب‌های جوی نقش مهمی در مراحل نهایی اسکارن و تشکیل کانسار دارند. این سیالات دگرسانی در واکنش مداوم میان سیال و سنگ میزبان نقش دارند. از طرفی ترکیب سیال‌ها در پوسته بسیار متفاوت از سنگ میزبان است و سبب ویژگی‌های بافتی و ترکیبات شیمیایی در کانی‌های اسکارن می‌شود. از این رو محققین زیادی تلاش می‌کنند که تاریخچه وقایع زمین‌شناسی منطقه را به کمک بافت و کانی‌شناسی کانی‌های مقاوم همچون گارنت به دست آورند (Gaspar et al., 2008; Zhai et al., 2014). در ایران، کانسارهای اسکارن آهن با سن‌های مختلفی گزارش شده است، مانند اسکارن‌های زنجان (Nabatian et al., 2015)، سنگان (Golmohammadi et al., 2015)، فشارک (چاویده و همکاران، ۱۳۹۷) و تخت همدان (حقیقی و همکاران، ۱۳۹۷) که اغلب در قلمرو ماگماتیسیم سنوزوئیک قرار می‌گیرند. کمربند ماگمایی ارومیه- دختر (شکل ۱- A) با کانسارهای متعددی از آهن و مس شناخته می‌شود. در بخش میانی این کمربند گرانیتوئیدهای فشارک، ظرفرند، دوروجین، قهرود و نیاسر کاشان در سنگ‌های آهنکی و یا آذرآواری نفوذ کرده و سبب تشکیل ذخایر متعدد آهن و مس شده‌اند. توده درونی دوروجین در محدوده معدنی جنوب باختری اردستان و ۱۱۰ کیلومتری شمال‌خاوری شهر اصفهان قرار دارد و رخنمون‌های متعدد آهن در اطراف آن جای گرفته‌اند که توسط

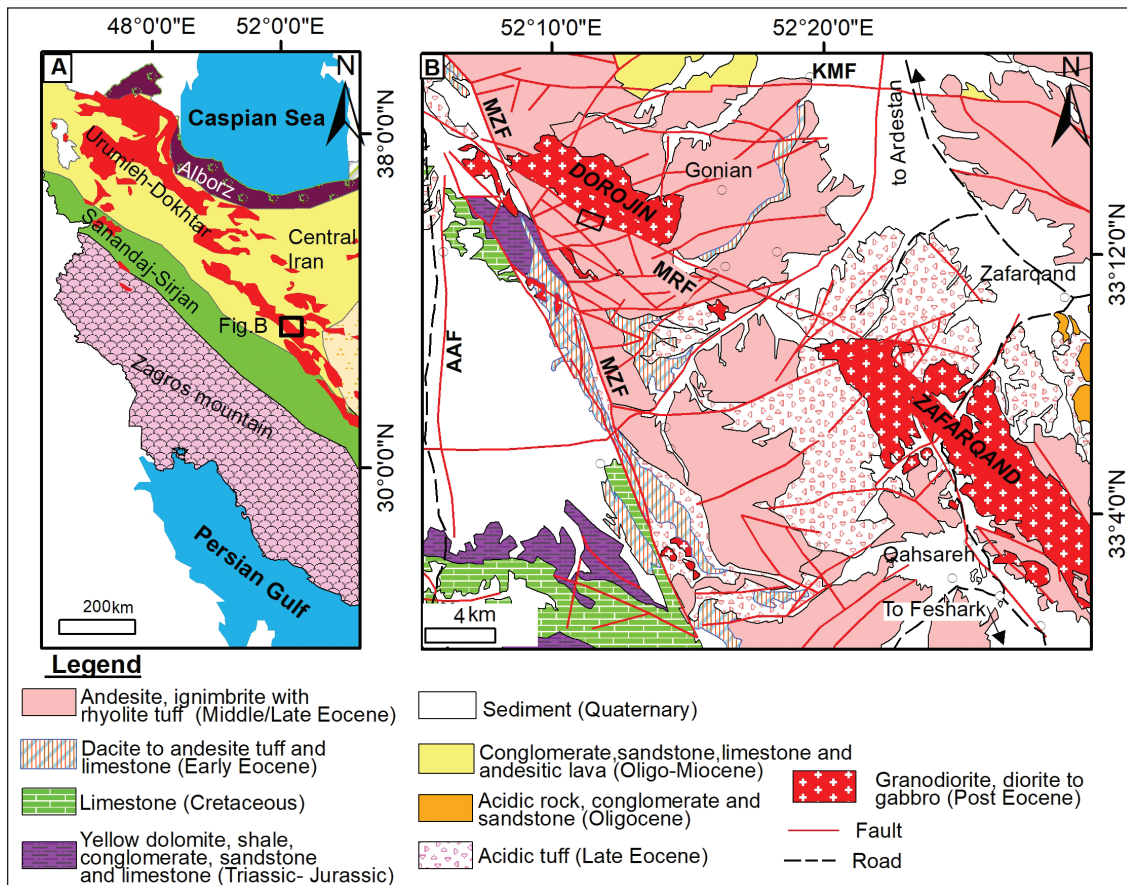
شرکت‌های خصوصی در حال اکتشاف و بهره‌برداری هستند. کانسار در بخش میانی مرز باختری توده درونی جای گرفته است (شکل ۱- B) و توپوگرافی سخت و ارتفاعات پرشیب و صعب‌العبور دارد. در سال‌های اخیر، فعالیت‌های اکتشافی و برداشت‌های مختصری از ماده معدنی کانسار آهن دوروجین از سوی شرکت معدنی مس- طلای اردستان انجام گرفته که تخریب پهنه‌بندی اسکارن را به همراه داشته است و در نتایج نمونه‌برداری آن، مقدار Fe_2O_3 بین ۱۳/۱۸ تا ۸۲/۶۶ درصد، مس بین ۳ تا ۵۳۱۶ گرم در تن و طلا ۵ تا ۳۷ میلی‌گرم در تن گزارش شده است (قرلجه، ۱۳۹۷). مطالعات انجام گرفته در دوروجین و اطراف آن، بیشتر محدود به مطالعات پترولوژیکی توده‌های درونی (لطیفی، ۱۳۷۹؛ نصرافشانی و وهابی مقدم، ۱۳۸۹؛ کنعانیان و همکاران، ۱۳۹۶) و برداشت‌های ساختاری (Beygi et al., 2016) بوده است که در این راستا سن سنجی‌های انجام شده بر روی گرانیتوئیدهای این مناطق، سن الیگومیوسن (۲۰/۵ تا ۲۴/۶ میلیون سال) و بر روی سنگ‌های آتشفشانی اطراف نطنز، کاشان و ناین، سن انوسن بالایی (۳۳/۴ تا ۳۷ میلیون سال) را گزارش نموده‌اند (Chiu et al., 2013). با توجه به آنکه دوروجین و هاله اسکارنی اطراف آن به عنوان یکی از نمونه‌های شاخص نوع اسکارن شکل گرفته در توالی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی محسوب می‌شود، مطالعات جامع و دقیقی روی آن انجام نگرفته و لذا در نوشتار حاضر، هدف بر این است که کانسار آهن منطقه با تأکید بر داده‌های جدید شیمی کانی، میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های استرانسیم گارنت مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه دوروجین از دیدگاه تقسیمات زمین‌ساختی در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد (شکل ۱- A). از نظر ساختاری رویدادهای زمین‌شناسی محدوده اردستان تحت تأثیر گسل بزرگ میلاجرد- زفره و شاخه‌های فرعی آن، گسل ماربین-رنگان و گسل کچومثقال قرار گرفته که از چند کیلومتری کانسار

رنگ، ماسه سنگ دانه ریز تا دانه متوسط همراه با میان لایه های آهکی با سن ژوراسیک گسترش زیادی در میان پهنه گسلی زفره دارند که توسط توده درونی میکروموزودوریتی (با سن جوان تر از ائوسن) قطع شده اند و کانی سازی های پراکنده هماتیت در آنها مشاهده می شود (Radfar and Amini Chehragh, 1999).

عبور می کنند (شکل ۱- B). قدیمیترین سنگهای رخنمون یافته در محدوده، دولومیت زرد رنگ شتری با سن تریاس است که در بخش جنوب باختری منطقه با روند شمال باختر- جنوب خاور در میان پهنه گسلی زفره رخنمون یافته است (Radfar and Amini Chehragh, 1999). مجموعه متناوبی از شیل های خاکستری



شکل ۱- A) موقعیت ساختاری محدوده معدنی اردستان در پهنه ارومیه- دختر با تغییراتی از (آقناباتی، ۱۳۸۵)؛ B) جایگاه کانسار آهن دوروجین با چهارگوش سیاه بر روی نقشه یکصد هزار زمین شناسی اردستان، با اندکی تغییر پس از Radfar and Amini Chehragh (1999). نام اختصاری گسل ها شامل: KMF=Kacho-Mesghal, AAF=Abbas-Abad, MZF=Milajerd-Zefreh, MRF= Marbin-Rangan

و وسعت ۳۰ کیلومتر مربع دارد (شکل ۱- B). در سن سنجی اخیر که به روش اورانیم- سرب در کانی زیرکن بر روی توده های گرانیتوئیدی مشابه مانند فشارک و ظفرقند انجام شده به ترتیب سن های 20.5 ± 0.8 و 24.6 ± 1 میلیون سال به دست آمده است (Sarjoughian and Kananian, 2017). دایک های متعدد آندزیتی سبز خاکستری با روند شمال خاور خاوری- جنوب باختر باختری (NEE-SWW) در مجموعه گرانیتوئید، سنگ های آتشفشانی و اسکارن نفوذ کرده اند (شکل ۲- D).

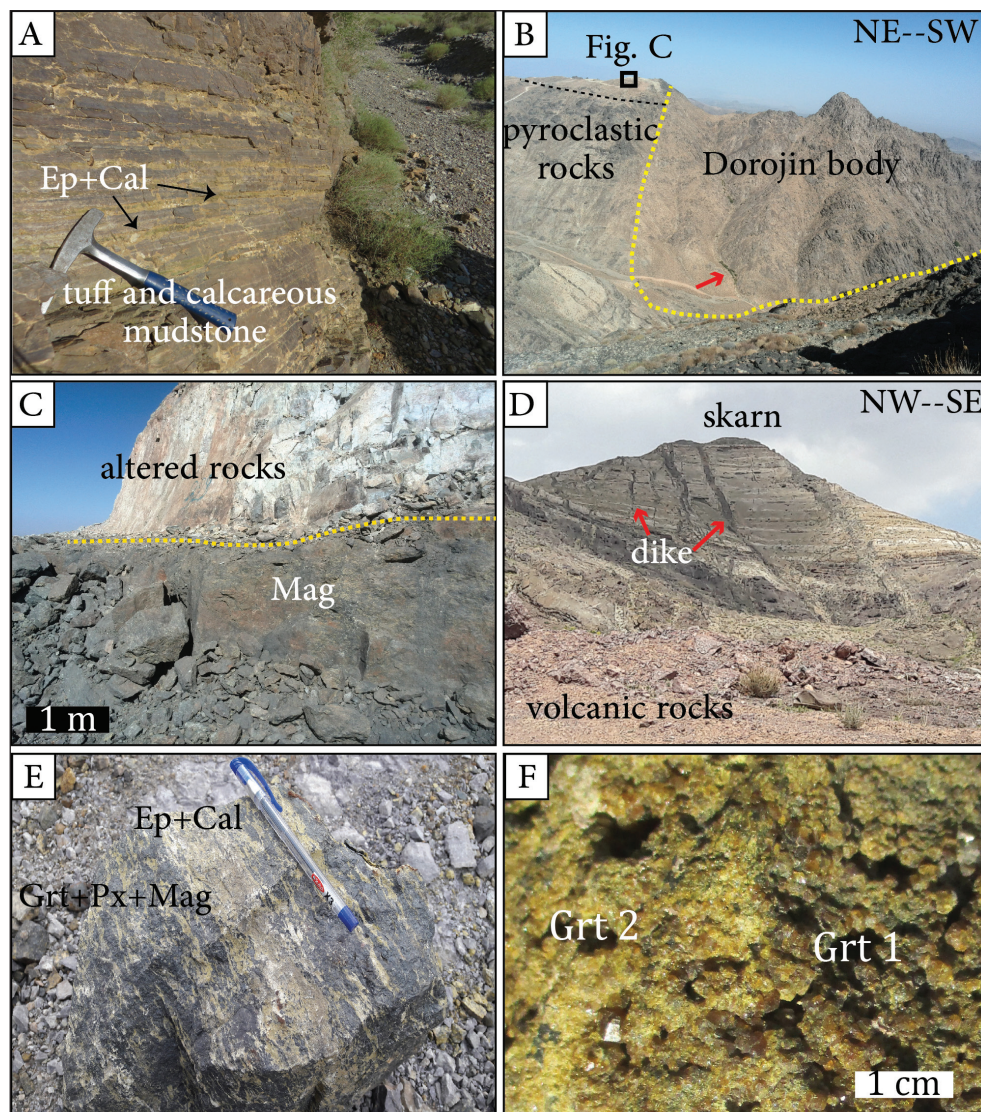
۳- روش انجام پژوهش

پس از بررسی های اولیه، طی مطالعات صحرایی ۶۷ نمونه از رخنمون های مناسب گرانیتوئید دوروجین و کانسار آهن برداشت شد. پس از مطالعات سنگ شناسی، کانی شناسی و دست یابی به توالی پاراژنتیک، ۳ مقطع نازک- صیقلی توسط دستگاه ریز کاو الکترونی خودکار با مدل JEOL JXA-8600 با سیستم ولتاژ ۱۵ کیلوولت

کانی سازی آهن دوروجین در میان مجموعه آتشفشانی- آذر آواری ائوسن میانی تا بالایی جای گرفته است (Radfar and Amini Chehragh, 1999). در این ناحیه سنگ های آتشفشانی و آذر آواری، تناوبی از جنس آندزیت و آندزیت بازالت با میان لایه های توف آهکی دارند (شکل ۲- A) که در بخش های بالایی به واحدهای اسیدی و ایگنمبریت ها تبدیل می شوند و گسترش قابل ملاحظه ای دارند. سن سنجی سنگ های آندزیتی مشابه در نزدیکی ناین با روش اورانیم- سرب در کانی زیرکن توسط Chiu et al. (2013)، سن 37 ± 0.4 میلیون سال نشان داده است. در محدوده مطالعاتی رخدادهای صحرایی کانسار در تماس مستقیم با توده درونی مشاهده می شود (شکل ۲- B) و گاهی ساخت لایه ای و نواری سنگ اولیه در آن دیده می شود (شکل های ۲- C، D، E). در ارتفاعات دوروجین، زبانه هایی از توده دوروجین این مجموعه سنگ های آتشفشانی رسوبی را قطع نموده است. توده دوروجین روند شمال باختری- جنوب خاوری، با سن جوان تر از ائوسن (Radfar and Amini Chehragh, 1999)

به خلوص ۹۹ درصد رسانده شد و به دانشگاه ناگویای ژاپن ارسال شده است. به دلیل اینکه گارنت‌ها در شرایط عادی مقاومت بسیار زیادی در مقابل حل شدن در اسیدها نشان می‌دهند. تکنیک ذوب قلیایی برای این دسته از کانی‌ها متفاوت است. حدود ۰/۵ گرم از این کانی توسط محلول $\text{HF} + \text{HClO}_4$ حل شد و برای حل شدن کامل در دمای ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد در پوشش‌های استیل فشار بالا به مدت یک هفته قرار گرفت. در پایان، نمونه‌های حل شده به دو بخش تقسیم شدند. یک بخش برای تجزیه ICP-MS به منظور اندازه‌گیری عناصر فرعی و بخش دیگر برای اندازه‌گیری ایزوتوپ رادیوژنیک استرانسیم آماده‌سازی شدند. نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم به کمک دستگاه طیف‌سنج جرمی (TIMS) مدل VG Sector در دانشگاه ناگویای ژاپن اندازه‌گیری شد. خطای اندازه‌گیری نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، ۰/۰۰۳ درصد است.

و جریان متغیر ۱۵ تا ۲۰ نانوآمپر در دانشگاه سالسبورگ اتریش بررسی شدند. مقدار حد تشخیص دستگاه برابر ۰/۱ درصد است. در ادامه ۷ مقطع دوبر صیقل از کانی‌های گارنت، اپیدوت و کلسیت برای تعیین شرایط دما، شوری و نوع املاح سیال‌کانه‌ساز تهیه و از میان آنها ۵ نمونه برای اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی انتخاب شد. مطالعات میانبارهای سیال با کمک دستگاه لینکام مدل THM600، مجهز به پلاتین گرمایی-سرمایی در دانشگاه اصفهان اندازه‌گیری شد. دامنه دمایی قابل اندازه‌گیری با این دستگاه در مرحله سرد و گرم کردن بین (۱۹۰-) تا (۶۰۰+) درجه سانتی‌گراد با دقت یک درجه سانتی‌گراد است. نرم‌افزار مورد استفاده این دستگاه Linksys 32 است. همچنین ۴ نمونه از گارنت‌های سالم کمی خرد شده و با توجه به اندازه بلور آنها در مطالعات پتروگرافی، از الک ۴۰ مش عبور و در نهایت زیر میکروسکوپ بیناکولار

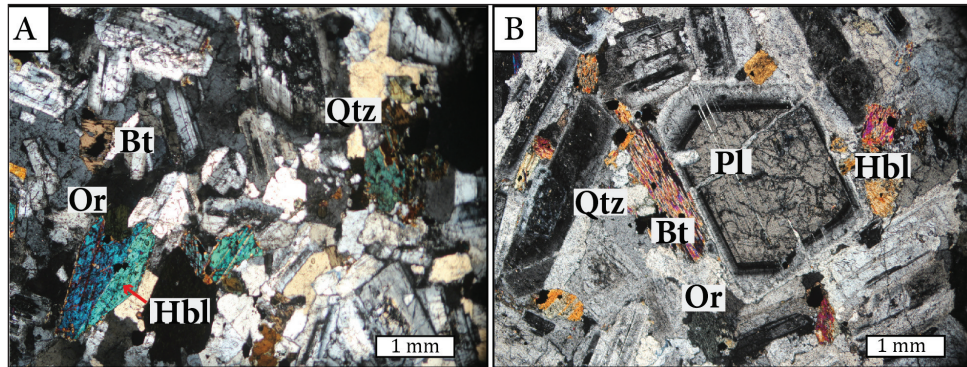


شکل ۲- عکس‌های صحرایی کانسار آهن دوروجین؛ (A) لایه‌بندی سنگ‌های آذرآواری (توف و گل‌آهکی) همراه با میان‌لایه‌های اپیدوت و کربنات در فاصله کمتر از نیم کیلومتر از توده درونی دوروجین، شمال‌خاور منطقه؛ (B) کانسار دوروجین در تماس با توده درونی و همشیب با لایه‌های زیرین آذرآواری تشکیل شده است (دید به سمت شمال‌خاور). فلش قرمز درختان کف آبراهه را برای مقیاس نشان می‌دهد؛ (C) مگنتیت مترکم به صورت لایه‌ای دیده می‌شود (عکس از مهندس وحید معینی)؛ (D) دایک‌های متعددی با راستای شمال‌خاور خاوری-جنوب باختری سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری و اسکارن دوروجین (رنگ روشن) را قطع می‌کنند (دید به سمت جنوب باختر). لایه‌بندی پروتولیت در کانسار به جا مانده است؛ (E) کانی‌های تیره و روشن مراحل پیشرونده و پسرونده تشکیل اسکارن را نشان می‌دهند. نوارهای مگنتیت، گارنت و پیروکسن جانشین لامینه‌های باقیمانده آهکی شده‌اند؛ (F) گارنت در راست و چپ تصویر به ترتیب با رنگ‌های قهوه‌ای و سبز حنایی دیده می‌شوند. نام اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) برگرفته شده است: Cal=calcite, Ep=epidote, Grt=garnet, Mag=magnetite, Px=pyroxene

۴- گرانیتوئید دوروجین

مافیک به کلریت، اپیدوت و سریسیت تجزیه شده‌اند. کانی‌های تیتانیت، آپاتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی، و پیریت و مگنتیت از کانی‌های تیره سنگ به شمار می‌روند. ترکیب سنگ‌ها طیفی از دیوریت، کوارتز دیوریت و گرانودیوریت است و به نظر می‌رسد حجم عمده سنگ‌ها به سمت کوارتز دیوریت تمایل بیشتری دارد.

این سنگ‌ها از کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز ساخته شده‌اند (شکل ۳- A) و بافت هیپیدومورف گرانولار و پویی‌کلینیک دارند. بلورهای پلاژیوکلاز از نوع الیگو کلاز و آندزین هستند و عمده کانی‌های فلسیک این سنگ‌ها را می‌سازند (شکل ۳- B). فلدسپارها کمتر به سریسیت و رس و کانی‌های



شکل ۳- پتروگرافی و تصاویر میکروسکوپی توده درونی دوروجین در نور قطبی‌شده مقاطع (XPL)؛ (A) اندازه فلدسپارها در سنگ گرانودیوریت، کوچک‌تر از دیوریت و در حد ۱ تا ۲ میلی‌متر است؛ (B) کوارتز دیوریت همراه با کانی‌های سنگ‌ساز پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، ارتوکلاز و کوارتز. بافت غربالی و منطقه‌بندی در فلدسپارها مشاهده می‌شود؛ نام اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans 2010) برگرفته شده است: Bt=biotite, Hbl= Hornblende, Or=orthoclase, Pl=plagioclase, Qtz=quartz.

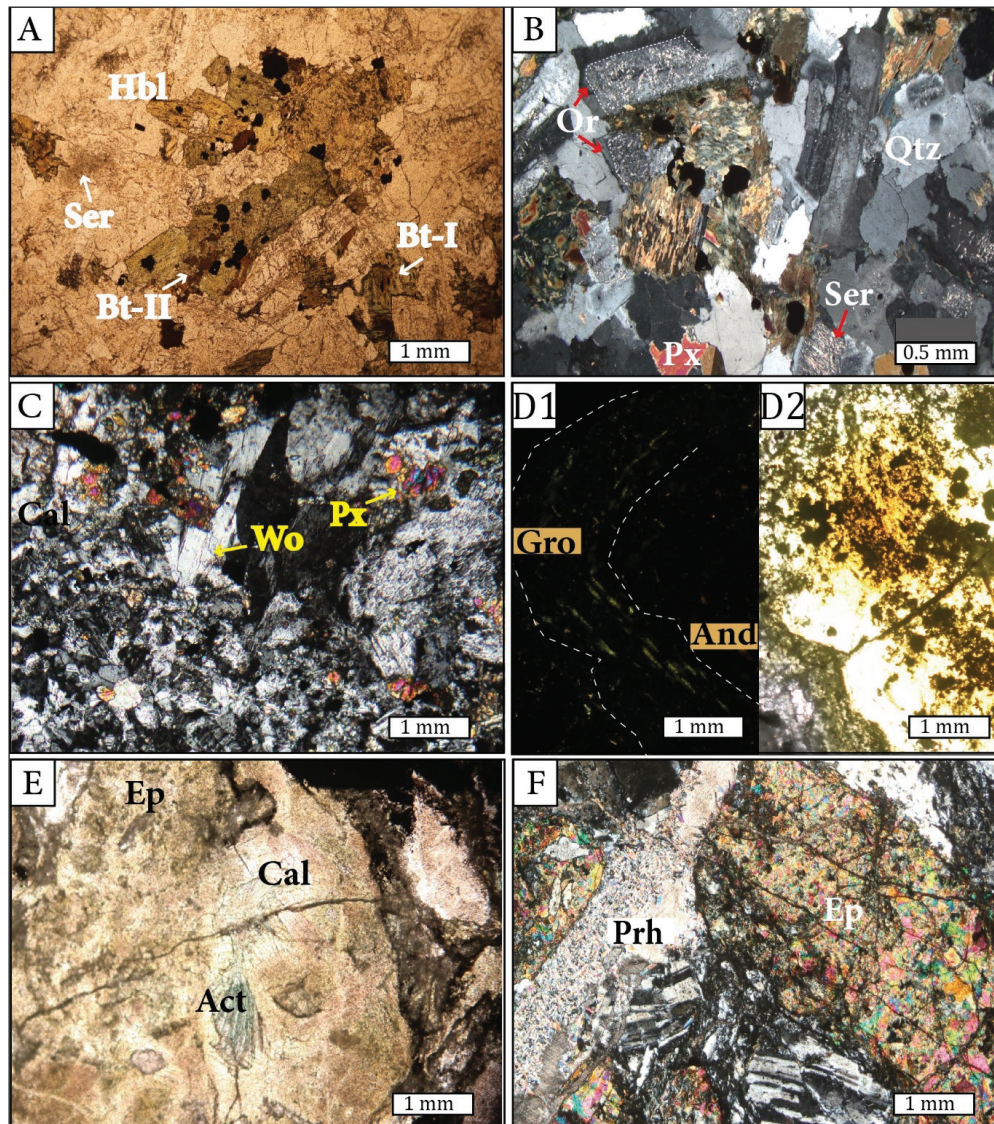
۵- پهنه اسکارنی

پیروکسن بر روی بلورهای رشته‌ای و لاستونیت به تشکیل دیرتر کلینوپروکسن از سیال اشاره دارد (شکل ۴- C). مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد پیروکسن‌های شکل‌دار در کنار گارنت‌ها در همراهی با کانی‌سازی آهن پدید آمده‌اند و بر روی و لاستونیت‌ها نهشته شده‌اند. در حالی که پیروکسن دانه‌ریز همراه با و لاستونیت دیده می‌شود (شکل‌های ۴- C و D). پورفیروبلاست‌های گارنت بوفور با بخش پر عیار کانه‌سازی همراه و در بخش درونی برون‌اسکارن واقع است. گارنت در نمونه دستی با اندازه یک تا هشت میلی‌متر به دو رنگ قهوه‌ای (آندرادیت) و سبز حنایی (گرانادیت) (شکل ۲- F) و در بررسی ویژگی‌های نوری در مقاطع نازک به دو شکل همسانگرد و ناهمسانگرد مشاهده می‌شود. گاهی گارنت‌های تیره که به صورت همسانگرد هستند توسط گارنت‌های روشن ناهمسانگرد احاطه شده‌اند و از این رو گارنت‌های ناهمسانگرد جوان‌تر و دارای ناحیه‌بندی هستند. در پی گسترش اسکارن، حاشیه برخی گارنت‌های همسانگرد توسط مگنتیت، کوارتز و کلسیت جانشین شده است (شکل ۴- D). جانشینی گارنت توسط مجموعه بالا، بیانگر دمای ۳۸۰ تا ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد است (Perkins et al., 1986; Casillas et al., 2011).

شروع دگرسانی پسروده با حضور گارنت ناهمسانگرد، اپیدوت و سپس آمفیبول از نوع اکتینولیت/ترمولیت در کانسار دوروجین مشخص می‌شود. آمفیبول از تجزیه پیروکسن به وجود آمده است (شکل ۴- E) و رشته‌های آن کانی‌های گارنت و پیروکسن را قطع کرده‌اند. رگچه‌های اپیدوت به وفور در منطقه دیده می‌شوند (شکل ۴- E) و در اثر جانشینی، از کانی‌های گارنت و پیروکسن در مرحله پسروده تشکیل شده‌اند. بلورهای کوارتز و کلسیت به صورت محدود و دانه‌ریز در فضای میان کانی‌های دگرگون و از ناپایداری گارنت و پیروکسن تشکیل شده‌اند. رگچه‌های کوارتز کریپتوکریستالین و کلسیت کانی‌های سولفیدی را قطع می‌کنند. زئولیت، پرهنیت و کلسیت در گامه‌های پایانی بر روی اغلب کانی‌های اسکارنی و سنگ‌های آتشفشانی، به صورت رگه و رگچه رونهشته شده‌اند (شکل ۴- F). با دور شدن از پهنه گارنت پیروکسن اسکارن، زمینه سنگ‌های آتشفشانی اپیدوتی و سیلیسی شده است.

کانه‌سازی اسکارن با ابعاد طولی ۴۰ متر، عرضی ۸/۵ متر و با پهنای ۱۲ متر رخمنون دارد (شکل ۲- C). رخمنون کانسار به شکل لایه‌ای، مترکم، نواری و قسمتی هم به شکل رگه و رگچه‌هایی از اپیدوت و کلریت در سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری رخمنون پیدا کرده است. اثری از سنگ کربناتی مادر (پروتولیت) اسکارن در محل کانی‌سازی مشاهده نمی‌شود. هر چند با توجه به شواهد صحرائی در فاصله‌ای کمتر از نیم کیلومتر، می‌توان ساخت لایه‌ای و نواری اسکارن دوروجین را با حضور لایه‌های توف آهکی و مادستون آهکی در میان توالی آذرآواری مرتبط دانست (شکل ۲- A). بر اساس بررسی‌های صحرائی، اسکارن دوروجین به دو بخش درون اسکارن (اندواسکارن) و برون‌اسکارن (اگزواسکارن) رده‌بندی می‌شود. درون‌اسکارن گسترش کمی در منطقه دارد و به مرز میان توده درونی دوروجین با کانی‌سازی محدود شده است. کانی‌شناسی درون‌اسکارن دربردارنده کانی‌های سریسیت، بیوتیت بی‌شکل نوع II، ارتوکلاز، پیروکسن، کوارتز، آپاتیت، اکتینولیت، کلریت و تیتانیت است (شکل‌های ۴- A و B). برون‌اسکارن گسترش زیادی در منطقه ندارد و با توجه به باطله‌های باقیمانده از برداشت ماده معدنی، پهنه‌بندی واضحی در منطقه قابل تشخیص نمی‌باشد. اسکارن‌زایی تحت تأثیر دو مرحله پیش‌رونده و پسروده قرار گرفته است و با رنگ‌های خاکستری و سبز مشاهده می‌شود (شکل ۲- E). مرحله پیش‌رونده با کانی‌های و لاستونیت، گارنت و پیروکسن همراه شده است. در حالی که در مرحله پسروده مجموعه‌ای از کانی‌های آب‌دار اپیدوت، آمفیبول (اکتینولیت/ترمولیت)، کلریت، به همراه فلدسپار، کلسیت و کوارتز حضور دارند. کانی‌سازی اکسیدی و سولفیدی در مرحله پسروده رخ داده‌اند. در مراحل پایانی، رگچه‌های تأخیری کلسیت، زئولیت و پرهنیت بر روی اسکارن رونهشته شده‌اند. به خاطر فراوانی گارنت، به طور محلی گارنتیت پدید آمده و استحکام سنگ زیاد شده است (شکل ۲- F). در ادامه مطالعات کانی‌شناسی کانی‌های سازنده برون‌اسکارن دوروجین به اختصار آمده است.

ولاستونیت اولین کانی تشکیل شده در پهنه برون‌اسکارن دوروجین است و در مقیاس صحرائی، با فاصله کمی از کانی‌سازی مگنتیت یافت می‌شود. حضور



شکل ۴- عکس‌های میکروسکوپی از کانی‌ها در کانسار آهن دوروجین، شکل‌های A و B از درون‌اسکارن هستند؛ A) دگرسانی کانی‌های هورنبلند به بیوتیت نوع ۲، تجزیه بیوتیت ماگمایی به کلریت و تجزیه مرکز پلاژیوکلاز به سریسیت. (PPL)؛ B) حضور کلینوپیروکسن بی‌شکل، تجزیه پلاژیوکلاز به سریسیت و تجزیه بیوتیت به کلریت. ارتوکلاز در حاشیه پلاژیوکلاز تشکیل شده است (XPL). همه شکل‌های C تا E بیانگر کانی‌های مراحل پیش‌رونده و پس‌رونده در برون‌اسکارن هستند؛ C) پیروکسن‌ها بر روی ولاستونیت‌های درشت‌دانه نهشته شده‌اند (XPL)؛ D1) خط‌چین، به تشکیل گارنت ناهمسانگرد و دارای ناحیه‌بندی در پیرامون گارنت خودشکل همسانگرد اشاره دارد (XPL)؛ D2) گارنت با رنگ روشن‌تر، در پیرامون گارنت با رنگ زرد قهوه‌ای، شکل گرفته است (PPL)؛ E) اکتینولیت در مرحله پس‌رونده، جانشین پیروکسن شده است (PPL)؛ F) رگچه‌های تأخیری پرنیت-کلسیت و اپیدوت، زمینه سنگ آتشفشانی را در حاشیه بیرونی اسکارن قطع کرده است (XPL)؛ نام اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) برگرفته شده است: Act= actinolite, And= andradite, Bt=biotite, Cal=calcite, Chl= chlorite, Ep=epidote, Fsp=feldspar, Gr=grandite, Mag= magnetite, Px= pyroxene, Py= pyrite, Ser=sericite, Wo=wollastonite

۶- کانه‌سازی

کانسار آهن دوروجین به‌طور چیره از کانی‌های مگنتیت، کمتر هماتیت، کالکوپیریت و پیریت ساخته شده است.

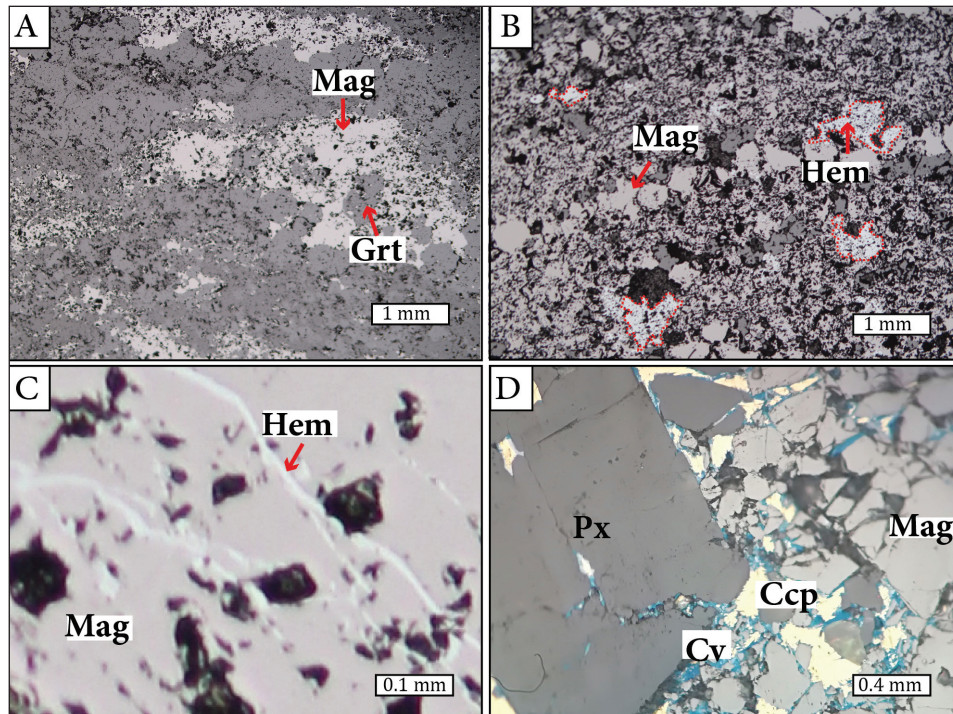
– **کانی‌سازی اکسیدی:** بلورهای مگنتیت سازنده اصلی کانی‌سازی در منطقه هستند و به دو شکل نواری و دانه پراکنده در منطقه وجود دارند. مگنتیت نواری با باندهای با عرض ۱ تا ۶۰ میلی‌متر همراه با گارنت و پیروکسن به چشم می‌خورد (شکل ۲- E). در مطالعات میکروسکوپی، مگنتیت به شکل‌های تراکمی، اسفنجی (شکل ۵- A)، دانه‌ای و نواری (شکل ۵- B) مشاهده می‌شود. گاهی مگنتیت‌ها زودمورف

گارنت هستند (شکل ۵- B). این گونه مگنتیت‌ها در اثر هجوم سیالات آهن‌دار به گارنت باعث انحلال آن و به‌صورت بخشی یا کامل جانشین گارنت می‌شوند. برخی مگنتیت‌ها به هماتیت تبدیل و مارتیتی شده‌اند (شکل ۵- B و C). همچنین مگنتیت‌های جانیشینی، حاشیه گارنت‌های همسانگرد را تحت تأثیر قرار داده‌اند (شکل ۴- D).

– **کانی‌سازی سولفیدی:** کالکوپیریت و پیریت کانی‌های فرعی در کانسار دوروجین می‌باشند (شکل ۵- D). فضا‌های مگنتیت‌ها با اندکی کالکوپیریت و سپس اپیدوت

همراه با اپیدوت تشکیل شده است. کولیت در فضاها به مقدار کمی از جانشینی کالکوپیریت حاصل شده است (شکل ۵- D).

پر شده است. به ندرت پیریت‌ها به صورت نیمه‌شکل دار، دانه متوسط و پراکنده شکل گرفته‌اند. در حالی که کالکوپیریت در رگچه‌ها و فضاها خالی به صورت ناپیوسته



شکل ۵- عکس‌های میکروسکوپی از کانه‌های موجود در آهن دوروجین (A؛ PPL)؛ نوارهای مگنتیت همراه کانی‌های گارنت و پیروکسن، مگنتیت در حاشیه گارنت‌های همسانگرد جانشین شده است؛ B) جانشین شدن مگنتیت اسفنجی توسط هماتیت در برخی قسمت‌ها. هماتیت با خطوط نقطه‌چین قرمز نشان داده شده است؛ C) هماتیت به صورت تیغه‌های بسیار نازک در متن مگنتیت؛ D) کالکوپیریت در فضاها مگنتیت به کولیت تجزیه شده است؛ نام اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) برگرفته شده است: Bo=bornite، Ccp=chalcopyrite، Cv=covellite، Hem= hematite، Grt=garnet، Mag= magnetite، Px=pyroxene

وسيله دستگاه ریز کاو الکترونی تجزیه شدند که نتایج آن در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است.

۷-۱. پیروکسن

داده‌های تجزیه نقطه‌ای (جدول ۱) بر روی پیروکسن‌های همراه با کانی‌سازی مگنتیت بر روی نمودار (Morimoto et al. 1988) قرار گرفتند. جایگاه این کانی‌ها در محدوده دیوپسید ($Wo_{30}Fs_{35}En_{14}$) قرار می‌گیرد (شکل ۷- A).

۷-۲. گارنت

همان‌طور که مطالعات کانی‌شناسی میکروسکوپی، دو نوع گارنت را در کانسار دوروجین نشان داد، بررسی شیمی کانی گارنت (جدول ۲) دو ترکیب متفاوت را تأیید می‌کند (شکل ۷- B). گارنت‌های تیره‌رنگ نوع یک، همسانگرد هستند و ترکیب نسبتاً خالص آندرادیت ($An_{92-97}Gr_{1-5}$) دارند. در حالی که گارنت‌های روشن نوع دو، ناهمسانگرد هستند و ترکیب محلول جامد گروسولار-آندرادیت (گرانادیت، $An_{53-66}Gr_{30-41}Sp_{2-4}$) دارند و مقداری آلومینیم در ترکیبشان وجود دارد (شکل ۸). مطالعات تجزیه نقطه‌ای در یک مقطع عرضی گارنت، نشان می‌دهد مرکز آنها، با بیشترین محتوای Fe_2O_3 ، ترکیب آندرادیت و با تغییرات اسیدیته محیط (Park et al., 2017)، از مرکز به سوی حاشیه با تغییرات نوسانی ترکیب سیال، با کاهش مقدار Fe_2O_3 و افزایش MnO و Al_2O_3 به گارنت از نوع گرانادیت تجزیه می‌شوند (شکل‌های ۸- A و B) و بر پایه یافته‌های (Vlasova et al. 1985) و با توجه به شکل ۸- A، گارنت‌های نوع دو، ناحیه‌بندی وارونه و نامنظم دارند.

۶-۱. توالی کانی‌سازی

مطالعات پاراژنز حاصل از مشاهدات صحرایی و روابط بافتی نشان می‌دهند که کانی‌سازی اولیه همراه با گامه‌های دگرسانی و به صورت اکسیدی و سولفیدی رخ داده است (شکل ۶). همان‌طور که در مبحث قبلی به کانی‌های کانسار دوروجین اشاره شده، بر اساس روابط قطع‌شدگی کانی‌ها و رگچه‌ها، به طور کلی توالی پاراژنزی در دو مرحله در منطقه گسترش پیدا کرده است: (۱) اسکارن پیش‌رونده با ظهور کانی‌های ولاستونیت، پیروکسن و گارنت، (۲) اسکارن پس‌رونده با ظهور کانی‌های آمفیبول (اکتینولیت/ترمولیت)، اپیدوت، فلدسپار و کلریت. در شروع مرحله پس‌رونده، مگنتیت نهشته و در ادامه، با افزایش نفوذپذیری سنگ و واکنش بیشتر سیال با سنگ (w/r)، گارنت‌های ناهمسانگرد با ناحیه‌بندی نامنظم تشکیل شده‌اند (شکل ۶). به خاطر نبود فوگاسیته بالای اکسیژن، هماتیت رشد اندکی در این کانسار دارد. ریز رگچه‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) با گسترش محدود، کانی‌سازی مگنتیت را قطع کرده‌اند. با دور شدن از کانی‌سازی، رگه و رگچه‌های کوارتز، اپیدوت، کلسیت، زئولیت و پرهیت به صورت تأخیری به وفور در میان سنگ‌ها تشکیل شده‌اند.

۷- شیمی کانی

پس از انجام سنگ‌نگاری و مطالعات کانی‌شناسی، به منظور بررسی و شناخت ترکیب شیمی، کانی‌های گارنت و پیروکسن از بخش برون‌اسکارن انتخاب و به

Minerals	Prograde stage	Retrograde stage
Wollastonite	—	
Pyroxene	—	
Garnet I-And	—	
Garnet II-Gr		—
Actinolite		—
Epidote		—
Chlorite		—
Quartz		—
Feldspar		—
Zeolite		—
Prehnite		—
Calcite		—
Magnetite		—
Hematite		—
Pyrite		—
Chalcopyrite		—
Covellite		—

شکل ۶- توالی پاراژنتیکی کانی‌های سازنده کانسار آهن دوروجین، ضخامت خطوط نشانگر فراوانی نسبی کانی‌هاست.

جدول ۱- نتایج برگزیده تجزیه ریزکاو الکترونی بر پایه درصد وزنی برای کانی پروکسن (بخش برون‌اسکارن) به همراه محاسبه اعضای پایانی آن در کانسار آهن دوروجین.

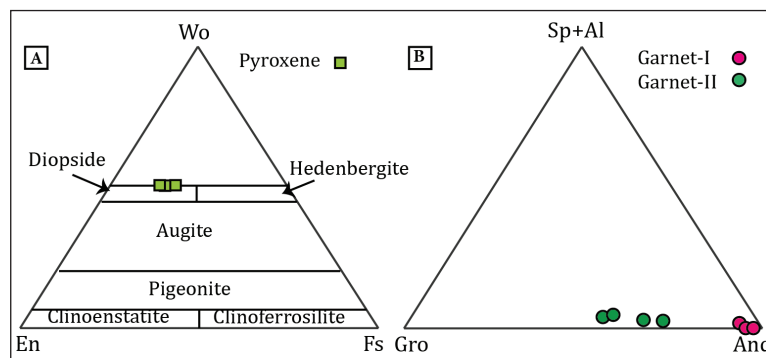
Spot	ZP1	ZP2	ZP3
SiO ₂	53.91	53.82	52.11
TiO ₂	n.d	n.d	n.d
Al ₂ O ₃	n.d	n.d	n.d
*FeO	9.44	8.24	9.32
MnO	0.76	0.80	0.60
MgO	12.26	12.67	11.54
CaO	25.05	25.02	24.45
Na ₂ O	n.d	n.d	n.d
K ₂ O	n.d	n.d	n.d
Total	101.42	100.55	98.02
Formula based on the 6 Oxygen			
Si	2.005	2.010	2.008
Ti	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.303	0.278	0.316
Mn	0.024	0.025	0.020
Mg	0.680	0.706	0.663
Ca	0.998	1.001	1.009
Na	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000
En	0.343	0.355	0.333
Fs	0.153	0.140	0.159
Wo	0.504	0.504	0.508

FeO* = total iron content. n.d = not detected

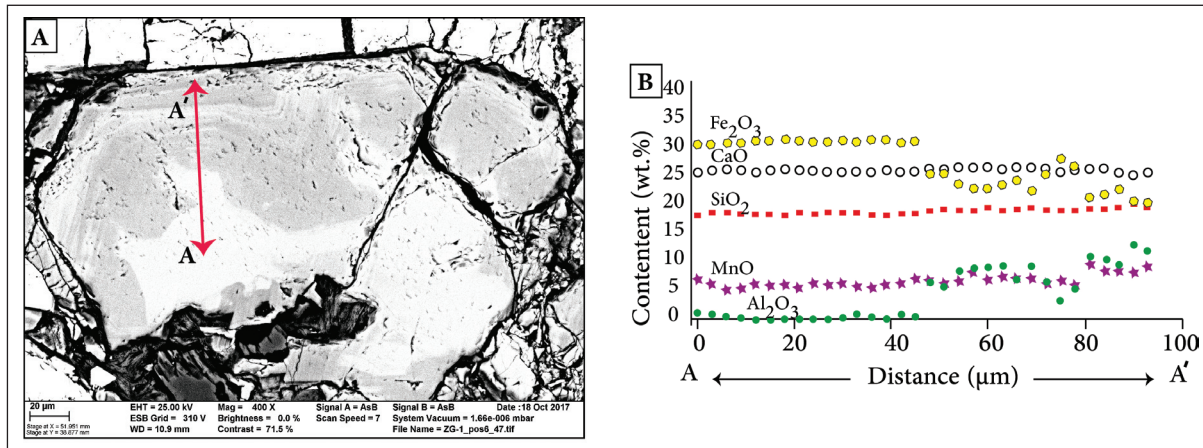
جدول ۲- نتایج برگزیده تجزیه ریزکاو الکترونی برای کانی گارنت (بخش برون‌اسکارن) به همراه محاسبه اعضای پایانی در منطقه آهن دوروجین. همگی اکسیدها بر حسب درصد وزنی هستند.

Spot	ZG1	ZG2	ZG3	ZG4	ZG5	ZG6	ZG7
SiO ₂	35.07	35.29	35.56	37.08	35.62	37.31	36.96
TiO ₂	0.00	0.06	0.04	0.05	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.52	0.49	1.23	9.52	0.95	8.92	7.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02
*FeO	30.49	30.52	29.34	17.87	29.95	18.92	21.70
MnO	0.64	0.71	0.76	1.43	0.51	1.54	1.10
MgO	0.31	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
CaO	32.62	32.55	32.55	32.76	32.62	32.62	33.37
Na ₂ O	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
K ₂ O	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Total	99.65	99.56	99.44	98.86	99.65	99.77	100.15
Formula based on the 12 Oxygen							
Si	3.176	3.188	3.191	3.120	3.198	3.136	3.135
Ti	0.000	0.004	0.003	0.003	0.001	0.000	0.000
Al	0.055	0.052	0.130	0.944	0.101	0.884	0.702
Cr	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001
Fe ²⁺	2.309	2.306	2.202	1.257	2.249	1.330	1.539
Mn	0.049	0.054	0.058	0.102	0.039	0.110	0.079
Mg	0.042	0.027	0.027	0.025	0.027	0.025	0.025
Ca	3.165	3.151	3.129	2.953	3.138	2.937	3.032
Cations	8.796	8.782	8.741	8.405	8.751	8.422	8.514
Andradite	97.4	96.5	92.5	53.2	93.9	55.2	66.4
Grossular	2.3	2.1	5.4	41.4	4.2	38.5	30.2
Spessartine	1.5	1.7	1.8	3.3	1.2	3.5	2.5
Uvarovite	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1
Pyrope	1.3	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8

FeO* = total iron content. n.d=not detected



شکل ۷- جایگاه کانی‌های کانسار آهن دوروجین بر روی نمودارهای نام‌گذاری؛ (A) پیروکسن‌های بخش برون‌اسکارن؛ (B) گارنت‌های بخش برون‌اسکارن.



شکل ۸- A) موقعیت مقطع AA' در تصویر BSE از مرکز به حاشیه گارنت ادامه یافته است. فاصله میان نقاط ۶ میکرومتر در مقطع AA' در نظر گرفته شده است؛ B) تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی از مقطع AA' از مرکز (نوع ۱) به حاشیه گارنت (نوع ۲)، در پهنه برون‌اسکارن دوروجین. طول مقطع AA' (که در شکل A نمایش داده شده)، ۱۰۰ میکرومتر است.

۸- میانبارهای سیال

پایین‌ترین اجزا در محلول‌های آبگین اولیه است. پدیده دم‌بریدگی در میانبارهای سیال این نوع گارنت‌ها دیده می‌شود. به‌طور معمول فاز بخار کمتر از ۰/۳ حجم میانبار دو فاز را اشغال کرده است و به عبارتی درجه پرشدگی به ۰/۷ می‌رسد. در حالی که میانبارهای سیال اولیه در گارنت‌های ناهمسانگرد دارای ناحیه‌بندی، بیشتر شکل‌های نامنظم، کشیده، بادامی و ستاره‌ای دارند (شکل‌های C-۹ و D). اندازه ۵ تا ۲۰ میکرومتر با فراوانی کمتر از ۸ میکرومتر دارند. میانبارهای دو فاز (L+V) غنی از مایع با فراوانی بیشتری نسبت به انواع تک‌فازی (L) در آنها دیده می‌شوند. میانبارها در درجات پرشدگی متفاوتی از ۰/۷۵ تا ۰/۹ نشان می‌دهند. به عبارتی به خاطر ناهمگن بودن سیال آبگین نسبت‌های مایع به بخار در آنها ثابت نمی‌باشد. میانبارهای اولیه در گارنت‌های نوع ۲ به صورت گروهی دیده می‌شوند (شکل D-۹). در حاشیه گارنت‌های نوع ۲، عمدتاً میانبارهای ثانویه به صورت گروهی در داخل شکستگی‌ها دیده می‌شوند. میانبارهای ثانویه دروغین در ناحیه‌بندی سطوح رشدی گارنت‌های ناهمسانگرد دیده می‌شوند.

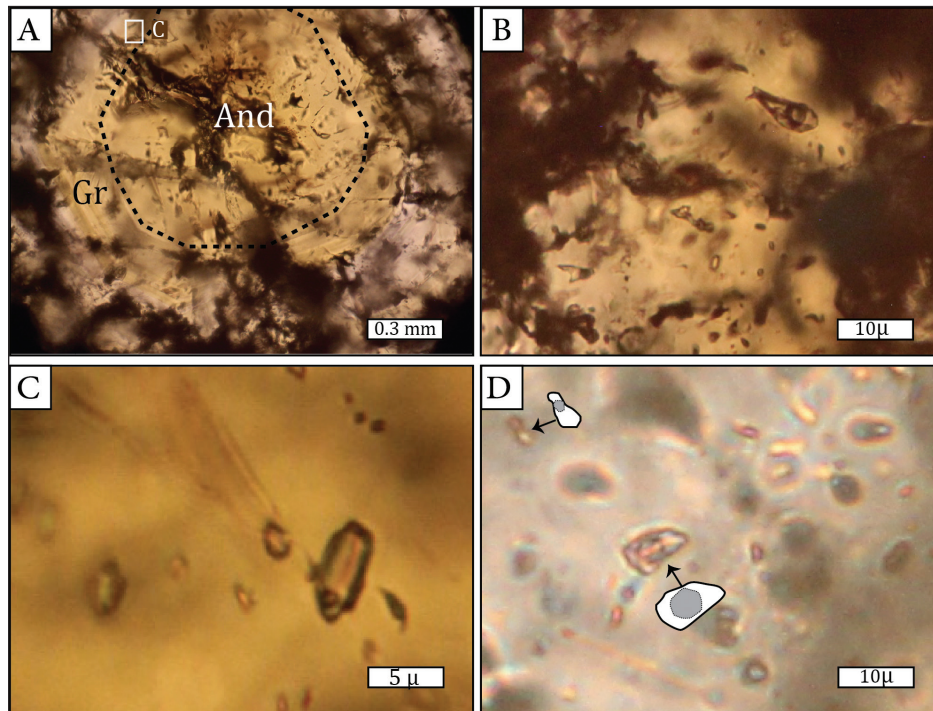
برخی کانی‌های شفاف مراحل پیشرونده و پس‌رونده اسکارن (گارنت، اپیدوت و کلسیت)، حاوی میانبارهای سیال هستند و برای بازسازی شرایط فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌ساز از کانی‌های موجود در هر دو مرحله انتخاب و مطالعه شده‌اند (جدول ۳). در ادامه به پتروگرافی و ریزدماسنجی میانبارها در هر کانی به‌صورت جداگانه پرداخته می‌شود.

۸-۱. گارنت

— **پتروگرافی:** تعداد ۵۸ میانبار اولیه در دو گارنت همسانگرد آندرادیت (در مرکز، نوع ۱) و ناهمسانگرد گرانادیت (در حاشیه، نوع ۲) بررسی و اندازه‌گیری شدند (شکل ۹- A و B و جدول ۳). میانبارها در دمای اتاق از هر دو نوع دو فاز (L+V) غنی از مایع و تک‌فازی (L) با شکل‌های سه‌گوش، نامنظم، پهن و مسطح دیده می‌شوند و اندازه کوچک‌تر از ۱۰ میکرومتر دارند. وجود ذرات کدر کوچک (احتمالاً مگنتیت) به‌صورت کانی نوزاد در میانبارهای دوفازی آندرادیت نشانگر غلظت اولیه خیلی

جدول ۳- خلاصه نتایج دماسنجی میان‌بارهای اولیه دوفازی سیال کانسار آهن دوروجین ($T_H =$ دمای همگن شدن، $T_{Lm} =$ دمای نهایی ذوب بخ، $T_c =$ نقطه یوتکتیک).

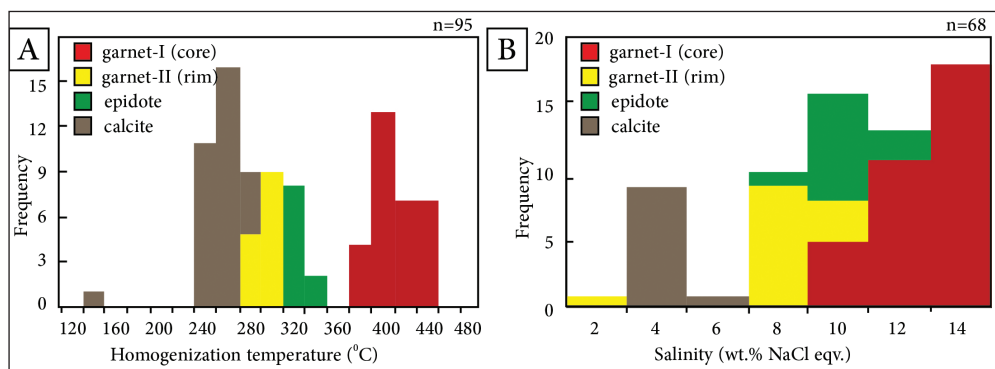
Type of mineral	T_c (°C)		T_{Lm} (°C)		T_H (°C)		Salinity (wt.% NaCl eq.)	Density (g/cm ³)
	n	Range	n	Range	n	Range		
Garnet I (Core)	12	-48 to -54	15	-5.4 to -9.1	58	369 to 444	8.37 to 12.96	0.55 to 0.73
Garnet II (Rim)	12	-47.4 to -49.1	14	-0.2 to -5.6	17	268 to 290	0.35 to 8.64	0.73 to 0.82
Epidote	10	-53.0 to -54.3	10	-5.0 to -6.7	11	305 to 324	7.81 to 10.1	0.78 to 0.80
Calcite	11	-46.3 to -48.4	11	-1.7 to -2.4	31	221 to 276	2.79 to 3.91	0.81 to 0.86



شکل ۹- انواع میانبارهای سیال در کانی گارنت؛ (A ناحیه‌بندی گارنت گرانیدی (Gr) در اطراف آندرادیت (And)؛ (B میانبارهای اولیه در مرکز گارنت آندرادیت، اندازه بزرگ‌تری دارند. به پدیده دم‌بریدگی در مرکز تصویر توجه گردد؛ (C میان‌بار اولیه در مرکز میان آندرادیت (نوع ۱) و گرانیت (نوع ۲). مکان آن در شکل A نشان داده شده است؛ (D میانبارهای اولیه در گرانیت (نوع ۲) به صورت تک‌فازی و دوفازی با اندازه و درجه پرشدگی متفاوت.

(نوع ۱) بین ۵/۴- تا ۹/۱- درجه سانتی‌گراد است که سبب شوری بین ۸/۳۷ تا ۱۲/۹۶ درصد در آنها شده است (شکل ۱۰- B). در حالی که حاشیه گارنت‌ها دمای نهایی ذوب یخ ۰/۲- تا ۵/۶- درجه نشان می‌دهند. به کمک شوری محاسبه شده با روش Bodnar and Vityk (1994)، حاشیه گارنت‌های گرانیت (نوع ۲) شوری بین ۰/۳۵ تا ۸/۶۴ درصد دارند. دمای یوتکتیک آنها بین ۴۷/۴- تا ۵۴- است که بر اساس Crawford (1981) حضور $CaCl_2$ را در ترکیب سیال کانه‌ساز نشان می‌دهد.

- **ریزدماسنجی:** دمای همگن شدن میانبارهای اولیه اندازه‌گیری شده، در گارنت‌ها متغیر و فاز همگن شدن آنها مایع است. دمای همگن شدن میانبارهای اولیه دوفازی در گارنت‌های همسانگرد آندرادیت (نوع ۱) بین ۳۶۹ تا ۴۴۴ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۳) و گارنت‌های ناهمسانگرد گرانیدی (نوع ۲) دمای ۲۶۸ تا ۲۹۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۱۰- A). فاز همگن شدن مایع بوده است. بررسی دمای همگن شدن میانبارها نشان می‌دهد دمای نهایی ذوب یخ در مرکز گارنت‌ها



شکل ۱۰- داده‌های حاصل از میانبارهای دوفازی کانی‌های مراحل پیش‌رونده و پس‌رونده کانسار آهن دوروجین؛ (A) نمودار فراوانی دمای نهایی همگن شدن کانی‌های گارنت نوع ۱ و ۲، اپیدوت و کلسیت؛ (B) نمودار فراوانی شوری‌های به دست آمده از نقطه ذوب نهایی یخ در کانی‌های گارنت نوع ۱ و ۲، اپیدوت و کلسیت.

۲-۸. اپیدوت

- پتروگرافی: میانبرهای اولیه کوچک، تخت، کوتاه و کمتر از ۵ میکرومتر هستند. میانبرهای ثانویه به وفور در این کانی به چشم می‌خورد.

- ریزدماسنجی: دمای همگن شدن ۱۱ میانبر اولیه دوفازی اندازه‌گیری شده، تغییرات کمی دارد و بین ۳۰۵ تا ۳۲۴ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۰-۱). نقطه نهایی ذوب یخ بین ۵- تا ۶/۷- به شوری ۷/۸۱ تا ۱۰/۱۰ درصد وزنی نمک اشاره دارد (شکل ۱۰-۲). نقطه یوتکتیک اندازه‌گیری شده ۵۳- تا ۵۴/۳- درجه سانتی‌گراد است که به حضور کلرید کلسیم در سیال اشاره دارد.

۳-۸. کلسیت

- پتروگرافی: میانبرها عمدتاً به شکل مثلث، تخت و چهارگوش و در اندازه کمتر از ۵ میکرون و با درجه پرشدگی ۰/۹۵ وجود دارند. نوع دوفازی غنی از مایع به همراه تک‌فازی مایع به وفور در آن دیده می‌شود.

- ریزدماسنجی: دمای همگن شدن ۳۱ میانبر اولیه دوفازی اندازه‌گیری شده بین ۲۲۱ تا ۲۷۶ درجه سانتی‌گراد است. شوری تخمین زده شده بر اساس دمای نهایی ذوب یخ بین ۱/۷- تا ۲/۴- بوده و شوری محاسبه شده از روش Bodnar and Vityk (1994) بین ۲/۷۹ تا ۳/۹۱ درصد به دست آمده است (شکل ۱۰-۲). نقطه یوتکتیک این میانبرها بین ۳-۴۶ تا ۴-۴۸ حضور کلرید کلسیم و اندکی کربنات را در سیال تأیید می‌کند (Crawford, 1981). هر چند یکی از میانبرها نقطه یوتکتیک ۳-۹۶ درجه سانتی‌گراد را نشان داد.

۹- نسبت ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ گارنت

گارنت‌ها علاوه بر آنکه به عنوان یکی از کانی‌های کلیدی در مطالعات زمین‌شناسی محسوب می‌شوند، مطالعات ایزوتوپی آنها نیز اطلاعات ارزشمندی در اختیار می‌گذارد (Spear, 1995; Kohn, 2013). به باور Christensen et al. (1989) در طی رشد بلوری، گارنت به‌طور اولیه Sr را نگه می‌دارد و مانع ورود Rb به داخل شبکه

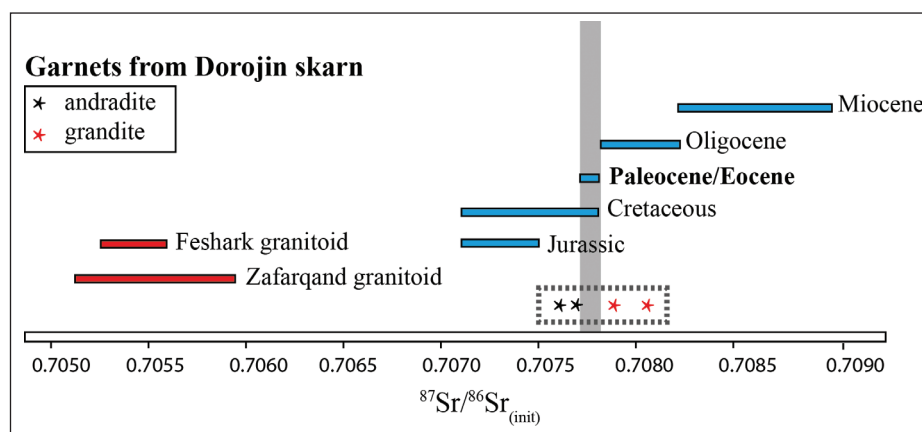
بلوری‌اش می‌شود. با این فرض، نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{init})$ گارنت می‌تواند نمایشی از $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ پروتولیت در زمان متبلور شدن آن باشد.

با توجه به جوان بودن گارنت‌های دوروجین (۲۲ Ma) و غلظت پایین Rb، نسبت‌های اندازه‌گیری شده برابر همان نسبت‌های اولیه در نظر گرفته شده است و با در نظر گرفتن میزان خطای تجزیه که معمولاً در کانی‌ها به دلیل غلظت پایین Sr، کمی بالاتر بوده نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ از ۰/۷۰۷۶۰ تا ۰/۷۰۸۰۵ در تغییر است (جدول ۴). همچنین با عنایت به سن سنگ دربرگیرنده اسکارن دوروجین که شامل توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن میانی تا بالایی هستند، در استراتیگرافی ایزوتوپ استرانسیم محیط دریایی، بر روی منحنی نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای دوره زمانی پالئوسن-ائوسن (۳۳ تا ۶۵ میلیون سال) (ستون خاکستری در شکل ۱۱)، تغییرات ۰/۷۰۷۷ تا ۰/۷۰۷۸ دیده می‌شود (McArthur et al., 2001). تغییرات در ترکیب ایزوتوپ استرانسیم آب دریا توسط ورودی‌های استرانسیم کنترل می‌شود که عبارتند از هوازدگی قاره‌ها در رودخانه، دوره‌های گرمایی و فوران‌های آتشفشانی و تجزیه کربنات‌ها در کف دریا (Palmer and Edmond, 1989). سنگ‌های سیلیکات قاره‌ای مقادیر بالای نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با میانگین ۰/۷۱۶ دارند و می‌توانند سبب افزایش استرانسیم آب دریا شوند. در جایی که سنگ‌های آتشفشانی مشتق شده از گوشته مقدار پایین‌تری از این نسبت با میانگین ۰/۷۰۴ دارند و می‌توانند سبب کاهش میزان استرانسیم شوند (Hodell et al., 2007).

در شکل ۱۱، نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ گارنت‌های دوروجین با نسبت‌های ایزوتوپی اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ کربنات‌های دریاهای ژوراسیک تا میوسن و نیز با گرانیتوئیدهای فشارک و ظرفند که با داده‌های حاصل از سنگ کل گرانیتوئید دوروجین شباهت دارند، مقایسه شده است. گارنت‌های آندرادیتی نوع یک به سمت نسبت‌های ایزوتوپی گرانیتوئیدها تمایل دارند در حالی که گارنت‌های گرانادیتی نوع دو به سمت نسبت‌های بالاتر ایزوتوپی استرانسیم میل دارند.

جدول ۴- نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم از نمونه‌های گارنت کانسار آهن دوروجین.

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (present)	+2SE
and-1	0.18	1.80	0.10000	0.707602	0.000025
and-2	0.23	1.50	0.15333	0.707684	0.000047
Gr-3	0.11	2.28	0.04825	0.708047	0.000016
Gr-4	0.17	2.85	0.05965	0.707870	0.000011



شکل ۱۱- مقایسه نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ گارنت‌های دوروجین با مقادیر نسبت‌های آنها در دریاهای ژوراسیک تا میوسن (McArthur et al., 2001) و گرانیتوئیدهای فشارک و ظرفند (Sarjoughian et al., 2017). ستون خاکستری محدوده تغییرات نسبت ایزوتوپی استرانسیم دریای ائوسن (سن نسبی سنگ کربناتی مادر اسکارن دوروجین) را نشان می‌دهد.

۱۰- بحث

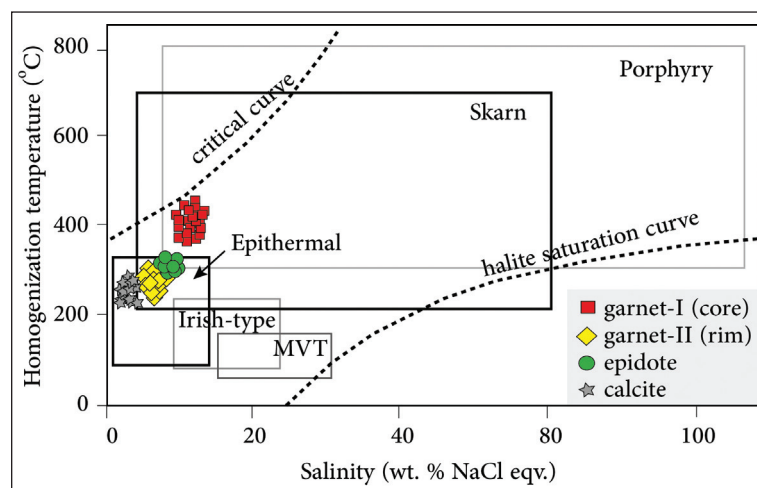
۱-۱. ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌دار

اولین کانی شکل گرفته در اسکارن دوروجین ولاستونیت است. حضور ولاستونیت نیاز به حضور سیال با فشار پایین CO_2 در دمای ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بالای ۴۰۰ بار دارد (Lentz and Suzuki, 2000). در شرایطی که فشار بخشی CO_2 کاهش یابد (مانند رقیق شدن سیال یا خروج CO_2 از منافذ سنگ‌ها) ولاستونیت می‌تواند در دماهای کمتر نیز تشکیل شود (Einaudi and Burt, 1982). سپس محلول‌های غنی از آهن می‌توانند ولاستونیت را به آندرادیت تبدیل کنند (Einaudi et al., 1981). بر پایه مطالعات شیمی کانی، پروکسن پدید آمده، از نوع دیوپسید ($WO_{50}FS_{35}En_{14}$) همراه با گارنت‌های آندرادیتی ($An_{92.97}Gr_{1.5}$) هستند. حضور دیوپسید و آندرادیت به فوگاسیته بالای O_2 در محیط اشاره می‌کنند (Einaudi et al., 1981). دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال در آندرادیت‌های دوروجین بین ۳۶۹ تا ۴۴۴ درجه سانتی‌گراد و شوری آنها ۸/۳۷ تا ۱۲/۹۶ درصد نمک طعام اندازه‌گیری و محاسبه شده است. آندرادیت در شرایط اکسایش پایدار است و در شرایط دمای کمتر و یا فوگاسیته CO_2 بالا، با مجموعه کوارتز، کلسیت و مگنتیت جانشین می‌شود (Burt, 1977). تداوم ناپایداری پروکسن و نهشتگی گارنت آندرادیتی، کاهش اکسیژن محیط و کاهش نسبت آهن به مس سیال را به دنبال دارد و به تدریج شرایط پایداری کالکوپیریت مناسب خواهد شد (Einaudi et al., 1981). اپیدوت‌ها با دمای بیش از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد در شروع مرحله پسروده با ترمولیت/کتینولیت در سامانه اسکارن دوروجین به صورت توده‌ای نمایان می‌شوند. دمای همگن‌شدگی گرانیت‌های دوروجین بین ۲۶۸ تا ۲۹۰ درجه سانتی‌گراد و شوری آنها بین ۰/۳۵ تا ۸/۶۴ درصد نمک طعام متغیر است. تغییر دمای همگن‌شدگی و شوری دو نوع گارنت، بیانگر اهمیت نقش عوامل خارجی در ترکیب سیال است. گارنت با ترکیب گروسولار-آندرادیت در حاشیه آندرادیت و با ناحیه‌بندی نامنظم مشاهده می‌شود. حضور گروسولار می‌تواند مرتبط با ناخالصی‌های رسی Al دار همراه سنگ‌های کربناتی باشد. گروسولار نسبت به آندرادیت به فوگاسیته O_2 پایین‌تری نیاز دارد. گارنت‌های دارای ناحیه‌بندی در گامه‌های تحولات سیال پسروده شکل می‌گیرند و در محیط‌های گرمایی نیز دیده می‌شوند (Ciobanu and Cook, 2004). تغییرات در فشار محلول ناشی از ایجاد درزه و شکستگی، می‌تواند سبب نامتعادل شدن شیمی سیال، افزایش نفوذپذیری و بالا رفتن نسبت واکنش میان سیال با سنگ شود و گارنت‌های دارای ناحیه‌بندی نامنظم را به

وجود آورد (Gaspar et al., 2008). به صورت محلی فوگاسیته نسبتاً بالای اکسیژن می‌تواند سبب رونهشتگی اندک همتایت بر روی مگنتیت شود (Einaudi, 1982).

۱-۲. خاستگاه سیال کانه‌دار

به منظور تعیین منشأ سیال کانه‌ساز دوروجین، اطلاعات ریزدماسنجی کانی گارنت از نوع آندرادیت، در نمودار تغییرات شوری در برابر دما (Kesler, 2005) در پنجره ماگمایی جای می‌گیرد. در حالی که اطلاعات دماهی گارنت از نوع گرانیت، اپیدوت و کلسیت در محدوده بین آب‌های ماگمایی و آب‌های جوی جای می‌گیرند که می‌توان دلیل این جایگیری دوم را به آمیختگی و رقیق‌شدگی سیال نسبت داد. برای تعیین جایگاه زایشی کانسار دوروجین بر پایه اطلاعات میانبارهای سیال، تغییرات شوری در برابر دمای همگن‌شدن کانی‌ها در نمودار (Wilkinson 2001) قرار گرفتند (شکل ۱۲) که با کانسارهای اسکارن شباهت دارند. ترکیب ناحیه‌بندی گارنت گرانیت (نوع ۲) به خوبی حوادث سیال گرمایی را در سیستم‌های اسکارنی ثبت کرده است. آرایه خطی سیر تحول سیال ماگمایی را نشان می‌دهد که با آب‌های جوی آمیخته شده است. مخلوط شدن آب‌های جوی با آب‌های ماگمایی با شوری متوسط سبب سرد شدن و ایجاد همبستگی مثبت واضحی بین دما و شوری شده است. ترکیب سیال بر اساس محدوده دمای یوتکتیک میانبارهای سیال اولیه (T_p) در گارنت به سیستم $H_2O-CaCl_2$ شباهت دارد که نشان می‌دهد کلرید کلسیم حجم عمده سیال را فرا گرفته است. حضور کلرید کلسیم می‌تواند نشانگر واکنش مستقیم یا غیر مستقیم با آب دریا و یا رسوبات دریایی در نواحی اطراف اسکارن باشد (Demir et al., 2017). بنابراین، علیرغم نبود سنگ‌های کربناته در جوار اسکارن دوروجین، حضور آهک در میان سنگ‌های آتشفشانی می‌تواند منبع تأیید کننده برای کلرید کلسیم در میانبارها باشد. از طرف دیگر بر اساس مطالعات (Idrus et al., 2009) بر روی کانی گارنت، محتوای پایین TiO_2 و محتوای نسبتاً بالای CaO در تجزیه گارنت‌های دوروجین (جدول ۲)، سنگ دیواره آهکی را تأیید می‌کند. همچنین نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ (init) گارنت دوروجین، مشابه نسبت ایزوتوپی اولیه استرانسیم کربنات‌های پالئوسن-ائوسن (۰/۷۰۷۷ تا ۰/۷۰۷۸) بوده که سنگ مادر آن بوده است و این به حضور محیط دریایی در این دوره زمین‌شناسی اشاره دارد. هر چند گارنت‌های آندرادیتی به سمت نسبت‌های پایین‌تر و گارنت‌های گرانیتی به سمت نسبت‌های بالاتر ایزوتوپی کشیده شده‌اند که متأثر از نقش سیالات ماگمایی و جوی در این دو نوع گارنت است.



شکل ۱۲- اطلاعات ریزدماسنجی کانسار آهن دوروجین در نمودار دمای همگن‌شدن در برابر شوری در محدوده اسکارن (به جز کلسیت که صرفاً در منطقه ایی ترمال است) قرار می‌گیرد (Wilkinson, 2001).

می‌دهند و کالک‌سیلیکات‌های ولاستونیت، کلینوپروکسن و گارنت را می‌سازند و در گامه‌های پایانی در اثر جانشینی، کانی‌های آب‌دار اپیدوت، کلریت و اکتینولیت/ترمولیت ساخته می‌شوند. همچنین در حد ضعیفی سایر سنگ‌های منطقه تحت تأثیر حرارت توده قرار گرفته‌اند و رگچه‌های ظریف مگنتیت و اپیدوت در آنها دیده می‌شود. از نگاه کانی‌شناسی، کانسار آهن دوروجین به دلیل وجود مجموعه کانی‌های ولاستونیت، گارنت، پروکسن (دیوپسید)، اکتینولیت/ترمولیت، اپیدوت، کلریت، فلدسپار، کلسیت و کوارتز، در رده اسکارن‌های کلسیم‌دار دسته‌بندی می‌شود و به خاطر فراوانی بیشتر کانی گارنت نسبت به پروکسن و حضور کانی‌های گارنت آندرادیتی و اپیدوت در مجموعه اسکارن‌های اکسیدان قرار می‌گیرد. بر پایه مطالعات شیمی کانی، گارنت‌های آندرادیتی تقریباً خالص و بدون ناحیه‌بندی در یک سیستم بسته با نسبت پایین واکنش سیال به سنگ پدید آمده‌اند. در حالی که گارنت‌های جوان تر ترکیب گروسولار-آندرادیت (گرانیت) دارند و با باز شدن سیستم، به صورت نوسانی و در اثر تغییر شرایط ناگهانی سیال همراه با افزایش نفوذپذیری و نسبت بالای واکنش آب به سنگ دچار منطقه‌بندی نامنظم شده‌اند. مطالعات ریزدماسنجی و نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم، به خوبی شواهد حضور سیالات هر دو سیستم را در گارنت‌ها بازسازی و ارائه می‌کند. به طور کلی، مطالعات انجام گرفته در اسکارن دوروجین مشتمل بر کانی‌شناسی، شیمی کانی، میانبارهای سیال و داده‌های ایزوتوپی همخوانی خوبی با همدیگر دارند و خاستگاه ماگمایی اسکارن و پروتولیت کربناته را در منطقه دوروجین نشان می‌دهند.

سپاسگزاری

نویسندگان از حمایت‌های معنوی معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می‌کنند.

برخی پژوهشگران، نهشته شدن مگنتیت از اسکارن‌های آهن-مس را در نتیجه جوش سیال می‌دانند (Pons et al., 2009). در حالی که در برخی اسکارن‌ها، اختلاط بین سیال‌های ماگمایی و جوی، و یا کاهش خاصیت اسیدیته سیال ناشی از افزایش فعالیت کلسیم (Ca)، سبب نهشته شدن مگنتیت می‌شود (Kodera et al., 1998). بیشتر سیال‌های اسکارنی از مخلوط دو یا چند منشأ مشتق شده‌اند. Whitney et al. (1985) نشان داده است در سیالاتی که با گرانیتوئیدها در تعادل هستند، در حالت ساب‌سالیدوس، حلالیت مگنتیت (به صورت $FeCl_2$) زیاد می‌شود. بیشینه حلالیت مگنتیت در دمای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد و حلالیت‌پذیری آن، با کاهش دما و با تأثیرپذیری از غلظت کلر (Cl) سیال کاهش می‌یابد. در پی کاهش دما، حلالیت کلسیم سیال بیشتر می‌شود (Lentz et al., 1995). سپس با افزایش فعالیت کلسیم، حلالیت آهن کاهش پیدا می‌کند و مگنتیت نهشته خواهد شد. بنابراین، در سیر تکاملی سیال کانه‌ساز کانسار آهن دوروجین، آهن به صورت کلرید همراه با سیالات ماگمایی حمل و نهشتگی کانسنگ از آمیختگی و رقیق‌شدگی سیال حاصل شده است.

۱۱- نتیجه‌گیری

بر پایه بررسی‌های انجام گرفته، گرانیتوئید دوروجین با سن الیگومیوسن از ترکیب سنگ‌های دیوریت، کوارتز دیوریت و گرانودیوریت تشکیل شده است. از مطالعات کانی‌شناسی و بافتی کانی‌زایی در منطقه دوروجین، می‌توان دریافت این کانسار در طی دو مرحله پیشرونده و پسرونده پدید آمده است. در طی جایگیری، سرد و منجمد شدن پیکره گرانیتوئیدی دوروجین، سیال از ماگما جدا شده و علاوه بر ایجاد دگرگونی مجاورتی، کانی‌های بدون آب را در مرحله پیشرونده در سنگ‌های کربنات محصور شده در میان توالی آذرآواری-رسوبی اتوسن اردستان به وجود می‌آورد. در پیامد این فرآیند، آهن و سیلیسیم محلول ماگمایی با کربنات واکنش

کتابنگاری

- آقاباتی، س. ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۸۶ ص.
- چاویده، م.، طباطبایی منش، س. م. و مکی زاده، م. ع.، ۱۳۹۷- سنگ‌شناسی اسکارن‌های شمالی و جنوب باختری قرآن (جنوب قمصر) با تأکید بر مینرال شیمی گارنت و پروکسن، مجله پترولوژی، سال نهم، ۳۳، صص. ۱۱۱ تا ۱۳۲.
- حقیقی، س. ن. ا.، زارعی سهامیه، ر.، زمانیان، ح. و احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۷- مطالعات کانی‌سازی، ژئوشیمی، میانبارهای سیال و ایزوتوپ پایدار (S و O) کانسار اسکارن آهن تخت، شمال خاور همدان، سال بیست و هفتم، ۱۰۷، صص. ۹۹ تا ۱۱۲.
- قرلجه، م.، زمین‌شناسی، زمین‌شیمی، خاستگاه و تکامل کانی‌سازی آهن-مس و عناصر همراه با تأکید بر نشانه معدنی C4، دانشگاه اصفهان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۰۳ ص.
- کنعانیان، ع.، قهرمانی، ف.، سرجوقیان، ف.، احمدیان، ج. و کاظمی، ک.، ۱۳۹۶- ژئوشیمی و پتروژنز توده نفوذی فشارک (شمال خاور شهر اصفهان)، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۹، شماره ۲، صص. ۳۱۳-۳۳۴.
- لطیفی، ر.، ۱۳۷۹- بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی جنوب و شمال غرب ظفرقند، دانشگاه اصفهان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی.
- نصرافهانی، ع. و وهابی مقدم، ب.، ۱۳۸۹- موقعیت تکتونیکی و ماگمایی رخنمون‌های فلسیک الیگوسن در جنوب اردستان (شمال شرق اصفهان)، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، سال اول، ۲، صص. ۹۵ تا ۱۰۸.

References

- Beygi, S., Nadimi, A. R. and Safaei, H., 2016- Tectonic history of seismogenic fault structures in Central Iran. *Journal of geosciences* 61: 127-144.
- Bodnar, R. J. and Vityk, M. O., 1994- Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In: De Vivo, B., Frezzotti, M. L. (Eds.), *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications*. Virginia Tech, Blacksburg: 117-130.
- Bowman, J. R., 1998- Stable-isotope systematics of skarns, *Mineralogical Association of Canada Short Course* 26: 99-145.
- Burt, D. M., 1977- Mineralogy and petrology of skarn deposits. *Rendiconti Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia* 33(2): 859-873.
- Casillas, R., Demény, A., Nagy, G., Ahijado, A. and Fernández, C., 2011- Metacarbonatites in the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). The role of fluid/rock interactions during contact metamorphism and anataxis. *Lithos* 125: 503-520.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y., 2013- Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162-163: 70-87.
- Christensen, J. N., Rosenfeld, J. L. and De Paolo, D. J., 1989- Rates of tectonometamorphic processes from rubidium and strontium isotopes in garnet. *Science* 244: 1465-1469.
- Ciobanu, C. L. and Cook, N. J., 2004- Skarn textures and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania. *Ore Geology Reviews* 24: 315-370.

- Crawford, M. L., 1981- Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. Short course in fluid inclusions: applications to petrology 6: 75–100. (in Persian).
- Demir, Y., Uysal, I., Kandemir, R. and Jauss, A., 2017- Geochemistry, fluid inclusion and stable isotope constraints (C and O) of the Sivrikaya Fe-skarn mineralization (Rize, NE Turkey). *Ore geology reviews* 91: 153-172.
- 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- Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons, In: S.R. Titley (Editor), *Advances in geology of porphyry copper deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press, Tucson: 1592-1606.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981- Skarn deposits, *Economic Geology* 75: 317-391.
- 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.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M. H. and Malekzadeh, A., 2015- Alteration, mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews* 65: 545–563.
- Hodell, D. A., Kamenov, G. D., Hathorne, E. C. and Zachos, J. C., 2007- Variations in the strontium isotope composition of seawater during the Paleocene and early Eocene from ODP Leg 208 (Walvis Ridge). *Geochemistry, Geophysics Geosystems*: 1-15. DOI:10.1029/2007GC001607.
- Idrus, A., Kolb, J., Meyer, F. M., Arif, J., Setyandhaka, D. and Kepli, S., 2009- A preliminary study on skarn-related calc-silicate rocks associated with the Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa Island, Indonesia. *Resource Geology* 59: 295-306.
- Kesler, S. E., 2005- Ore-forming fluids, *Elements* 1(1): 13-18.
- Kodera, P., Rankin, A. H. and Lexa, J., 1998- Evolution of fluids responsible for iron skarn mineralisation: an example from the Vyhne-Klokoc deposit, Western Carpathians, Slovakia. *Mineralogy and Petrology* 64: 119-147.
- Kohn, M. J., 2013- Geochemical zoning in metamorphic minerals. In: *Treatise on geochemistry*. 3. The crust (ed. Rudnick, R.), pp. 229–261. Elsevier, Amsterdam.
- Lentz, D. R. and Suzuki, K., 2000- A low F pegmatite-related skarn from the southwestern Grenville Province, Ontario, Canada: phase equilibria and petrogenetic implications. *Economic Geology* 95: 1319–1337.
- Lentz, D. R., Walker, J. and Stirling, J., 1995- Millstream Cu-Fe skarn deposit: an example of a Cu mineralized magnetite-rich skarn system in northern New Brunswick. *Exploration and mining geology* 4: 15-31.
- McArthur, J. M., Howarth, R. J. and Bailey, T. R., 2001- Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0–509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *Journal of geology* 109: 155-170.
- Meinert, L. D., Hedenquist, J. W., Satoh, H. and Matsuhisa, Y., 2003- Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. *Economic Geology* 98: 147-156.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988- Nomenclature of pyroxene, *Mineralogical Magazine* 52: 535-555.
- Muller, D. and Groves, D. I., 2016- Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. fourth ed. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York: 311 p.
- Nabatiyan, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M. and Ghaderi, M., 2015- Iron and Fe-Mn mineralisation in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences* 62: 211-241.
- Palmer, M. R. and Edmond, J. M., 1989- The strontium isotope budget of modern ocean, *Earth planet. Sci. Lett.*, 92: 11-26.
- Park, C., Choi, W., Kim, H., Park, M. H., Kang, I. M., Lee, H. S. and Song, Y., 2017- Oscillatory zoning in skarn garnet: Implications for tungsten ore exploration, *Ore geology reviews* 89: 1006-1018.
- Perkins, E. H., Brown, T. H. and Berman, R.G., 1986- PTX-SYSTEM: three programs for calculation of pressure– temperature– composition phase diagrams. *Computers and Geoscience* 12(6): 749–755.
- Pons, J. M., Franchini, M., Meinert, L., Recio, C. and Etcheverry, R., 2009- Iron skarns of the vegas Peladas District, Mendoza, Argentina. *Economic Geology* 104: 157-184.
- Radfar, J. and Amini Chehragh, M. R., 1999- Ardestan Geological map quadrangle, scale 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Sarjoughian, F. and Kananian, A., 2017- Zircon U-Pb geochronology and emplacement history of intrusive rocks in the Ardestan section, central Iran. *Geologica Acta* 15 (1): 25-36.
- Sarjoughian, F., Lentz, D., Kananian, A., Ao, S. and Xiao, W., 2017- Geochemical and isotopic constraints on the role of juvenile crust and magma mixing in the UDMA magmatism, Iran: Evidence from mafic microgranular enclaves and cogenetic granitoids in the Zafarghand igneous complex. *International Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1548-8>.
- Spear, F. S., 1995- *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Vlasova, D. V., Podlesskiy, K. V., Kudrya, P. F., Boronikhin, V. A. and Muravitskaya, G. N., 1985- Zoning in garnets from skarn deposits. *International Geology Review* 27: 465-482. DOI: 10.1080/00206818509466434.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95(1): 185-187.
- Whitney, J. A., Hemley, J. J. and Simon, F. O., 1985- The concentration of iron in chloride solution equilibrated with synthetic granitic compositions: The sulfur-free composition. *Economic Geology* 80: 444-460.
- Wilkinson, J. J., 2001- Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos* 55(1): 229-272.
- Williams-Jones, A. E., Samson, I. M., Ault, K. M., Gagnon, J. E. and Fryer, B. J., 2010- The genesis of distal zinc skarns: evidence from the Mochito deposit, Honduras. *Economic Geology* 105: 1411-1440.
- Zhai, D. G., Liu, J. J., Zhang, H. Y., Wang, J. P., Su, L., Yang, X. A. and Wu, S. H., 2014- Origin of oscillatory zoned garnets from the Xieertala Fe–Zn skarn deposit, northern China: in situ LA–ICP–MS evidence. *Lithos* 190: 279-291.

Origin of the Dorojin iron skarn deposit, NE Isfahan: mineralogy and fluid inclusions evidences

Z. Alaminia^{1*}, Z. Rahmati² and H. Azizi³

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

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

³Professor, Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

Received: 2018 August 19

Accepted: 2019 April 22

Abstract

The Dorojin granitoid at the northeastern Isfahan is located in the central Urumieh-Dokhtar zone and within the volcano-sedimentary complex. The Dorojin iron deposit is the one of the several ore deposits that Dorojin granitoid body is caused in its surrounding rocks. According to microscopic evidences, mineral assemblage of wollastonite, garnet, pyroxene (diopside), amphibole, epidote, feldspar, calcite and quartz, Dorojin deposit attributed to the class of calcic skarns that occur during two stages progressive and regressive. Based on electron microprobe analysis, some garnets are andradite ($An_{92-97}Gr_{1-5}$) in core and andradite-grossular ($An_{53-66}Gr_{30-41}Sp_{2-4}$) in rim. In the beginning, andradite fluid inclusions with temperature range from 369° to 444°C and salinity range from 11.22 to 12.96 wt.% NaCl eqv., originate from magmatic fluids, while with change in the acidity condition of environment and the opening of system, grandite, epidote and calcite fluids with a temperature between 221° and 305°C and salinity between 0.4 and 10.11 wt.% NaCl eqv., are dominated by mixing and dilution of early magmatic fluids with meteorite waters. Sr isotopic ratio of garnet vary between 0.70760 and 0.70805, suggesting that prominent role of the magmatic fluids for the formation of andraditic garnet.

Keywords: Dorojin granitoid, Iron skarn, Sr isotopic ratios, Garnet, Urumieh-Dokhtar.

For Persian Version see pages 3 to 16

*Corresponding author: Z. Alaminia; E-mail: Alaminia_geo@yahoo.com