

کانی شناسی، زمین شیمی و نحوه تشکیل کانسار اسکارن آهن گوزل دره، جنوب شرق زنجان

سید جواد مقدسی^{۱*}، محمد ابراهیمی^۲ و فرشته محمدی^۱

(۱) گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(۲) گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۹/۱۷، پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۱۹

چکیده

کانسار آهن گوزل دره در ۴۴ کیلومتری جنوب شرق زنجان، در پهنه البرز غربی - آذربایجان قرار دارد. نفوذ توده گرانیتوئید گوزل دره به درون سنگ های کربناتی منطقه مورد بررسی، موجب دگرگونی مجاورتی، تشکیل اسکارن و کانی سازی آهن همراه آن شده است. گرانیتوئید گوزل دره شامل گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت و از نوع I است. این گرانیتوئید در محیط زمین ساختی کمان آتشفشانی و حاشیه فعال قاره ای تشکیل شده است و در محدوده سنگ های کالک آلکالن پتاسیم بالا و دسته شوشونیتی قرار می گیرد. کانی سازی آهن اغلب به شکل توده های نامنظم، عدسی و رگه ای با خلوص زیاد یافت می شود. مگنتیت فراوان ترین کانه سازنده کانسار است و هماتیت، پیریت و کالکوپیریت کانی های فرعی هستند. با توجه به ویژگی های سنگ شناختی، کانی شناختی و زمین شیمیایی، کانسار اسکارن آهن گوزل دره در سه مرحله تشکیل شده است: ۱- جای گیری توده گرانیتوئید گوزل دره و دگرگونی همبری سنگ های میزبان کربناتی و تشکیل مرمر با بافت گرانوبلاستیک و کانی های سیلیکات کلسیم (-منیزیم) بدون آب، ۲- متاسوماتیسم و جانشینی که در ادامه مرحله قبلی رخ داده و با کانی سازی جزئی مگنتیت در زون پیش رونده اسکارن همراه است و ۳- سرد شدن توده گرانیتوئید گوزل دره و سامانه گرمایی - ماگمایی وابسته به آن که با تشکیل کانی های اپیدوت، ترمولیت (-کتینولیت)، سرپانتین، تالک، کلریت، کلسیت و کوارتز در زون پس رونده اسکارنی همراه بوده و مسئول کانی سازی اصلی آهن است. عملکرد فرایندهای سوپرژن و هوازدگی بر روی سامانه بالا موجب تشکیل کانی های هماتیت، گوتیت، لیمونیت، مالاکیت و آزوریت شده و کانی ها و بافت های اولیه از پیش موجود را متلاشی کرده است.

واژه های کلیدی: اسکارن آهن، کانی شناسی، زمین شیمی، گوزل دره، زنجان

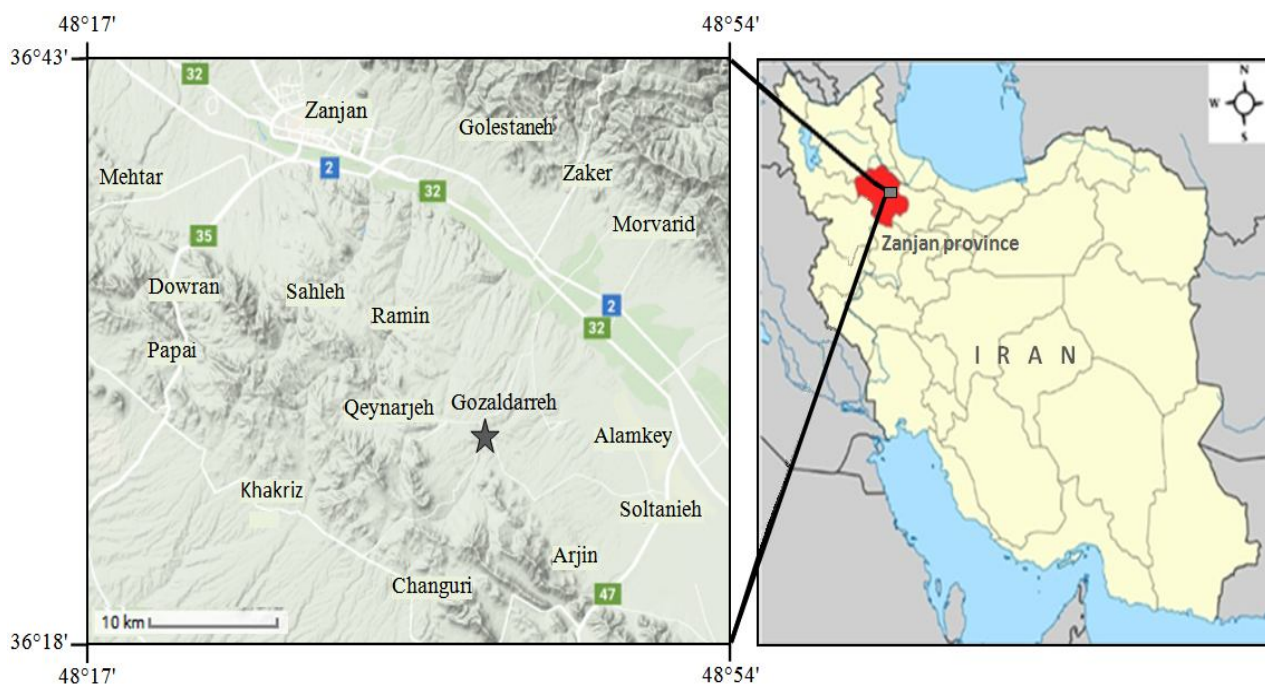
مقدمه

در طبقه بندی ساختاری ایران (Nabavi, 1976)، در زون البرز - آذربایجان (قفقاز) جای می گیرد. کانسارهای آهن متعددی در منطقه زنجان و غرب ایران یافت می شوند که اغلب دارای ذخایر کوچکی بوده و برخی از آنها در حال بهره برداری هستند. برخی از مهم ترین کانسارهای آهن

کانسار آهن گوزل دره در ۴۴ کیلومتری جنوب شرق شهر زنجان و ۱۸ کیلومتری شمال غرب شهر سلطانیه با مختصات جغرافیایی ۴۸°۳۸' طول شرقی و ۳۶°۲۷' عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱). منطقه مورد بررسی دارای روند شمال غرب - جنوب شرق بوده و

تخت در شمال شرق همدان (Haghghi Bardineh, et al., 2018) و کانسار آهن سراب در شرق تکاب (Maanijou and Khodaei, 2018). از آنجا که کانسار اسکارن آهن گوزل‌دره قبلاً مورد بررسی قرار نگرفته است، در این پژوهش ضمن توصیف مختصر زمین‌شناسی منطقه به بررسی کانی‌شناسی و زمین‌شیمی این کانسار پرداخته می‌شود. همچنین با توجه به اینکه کانی‌سازی آهن در منطقه، ارتباط تنگاتنگی با گرانیتوئید گوزل‌دره دارد، سنگ‌نگاری توده گرانیتوئید گوزل‌دره و اسکارن مجاور آن تشریح و با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده نفوذی گوزل‌دره، خاستگاه و نوع آن بررسی می‌شود. نتایج حاصل از این بررسی می‌تواند به درک عمیق‌تر کانی‌سازی آهن در منطقه زنجان، به‌ویژه کانی‌سازی اسکارن آهن کمک کند.

منطقه زنجان و غرب ایران عبارتند از: کانسار آهن میرجان در شمال غرب زنجان (Hatami et al., 2016)، کانسار آهن ذاکر در شرق زنجان (Khanmohammadi et al., 2010)، کانسار آهن گورگور در جنوب غرب زنجان (Mohammadi et al., 2014)، کانسار آهن ارجین در جنوب غرب سلطانیه (Andarz, 2006)، کانسار آهن شاه‌بلاغی در غرب زنجان (Esmaili, 2006)، کانسار آهن سرخه‌دیزج در جنوب شرق زنجان (Nabatian et al., 2012)، کانسار آهن باشکند در جنوب غرب سلطانیه (Shahbazi et al., 2015)، رخداد آهن مسگر در جنوب زنجان (Ebrahimi et al., 2015)، رخداد آهن لولک‌آباد در شمال غرب زنجان (Karami et al., 2016) و کانسارهای آهن ارجین، اینچه‌رهبی و خاکریز در جنوب شرق زنجان (Nabatian et al., 2017)، کانسار آهن



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی کانسار اسکارن آهن گوزل‌دره و راه‌های دسترسی به آن در جنوب شرق شهر زنجان

Fig. 1. Geographic location of Gozaldarreh skarn iron deposit and its access routes in the southeast of Zanjan

روابط صحرایی حاکم بر پیکره‌های معدنی آهن، واحدهای اسکارنی شده و بخش‌های مختلف توده گرانیتوئید گوزل‌دره شناسایی شد. سپس تعداد ۵۸ نمونه از واحدهای سنگی مختلف

روش مطالعه

برای بررسی نحوه تشکیل کانی‌سازی آهن در منطقه گوزل‌دره، ابتدا پیمایش‌های صحرایی در منطقه مورد بررسی انجام شد و

کانسار اسکارن آهن گوزل‌دره شامل کانسنگ آهن، توده نفوذی و واحد اسکارنی جمع‌آوری شد. بررسی‌های کانی‌شناسی، بافت و ساخت ذخیره و توالی همیافتی کانسنگ با استفاده از ۳۵ مقطع نازک، نازک صیقلی و صیقلی توسط میکروسکوپ پلاریزان نور عبوری و بازتابی المپوس (مدل BX51) در دانشگاه پیام‌نور مرکز تهران انجام شد. همچنین تعداد سه نمونه پودری از کانسنگ و سنگ دیواره برای بررسی‌های تکمیلی کانی‌شناسی توسط دستگاه پراش سنج پرتو ایکس (مدل Shimadzu XRD-6000) دانشگاه پیام‌نور مرکز تهران تجزیه شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی، هفت نمونه از توده گرانیتوئید گوزل‌دره که دچار کمترین میزان دگرسانی شده بودند، انتخاب و برای اکسیدهای اصلی و عناصر جزئی تجزیه شدند. همچنین هشت نمونه کانسنگ آهن برای تمامی عناصر (شامل عناصر خاکی کمیاب) تجزیه شدند. سنجش عناصر اصلی به روش فلورسانس پرتو ایکس در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و سنجش عناصر جزئی و خاکی کمیاب به روش طیف‌سنجی جرمی با پلاسما جفت‌شده القایی توسط آزمایشگاه West lab استرالیا انجام شد. آهن دو ظرفیتی به روش شیمی تر (تیتراسیون) اندازه‌گیری شد. تجزیه نقطه‌ای دو نمونه کانی‌مگنتیت با استفاده از دستگاه EPMA مدل SX100 ساخت شرکت Cameca با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 keV و شدت جریان 20 nA در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران (کرج) انجام شد.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد بررسی در تقسیم‌بندی ساختاری ایران (Nabavi, 1976) در پهنه البرز غربی - آذربایجان (قفقاز) قرار می‌گیرد. این پهنه از شمال به گسل البرز، از غرب به گسل تبریز - ارومیه و از جنوب به گسل سمنان محدود می‌شود و مرز شرقی آن با پهنه بینالود هنوز مورد بحث است. اشتوکلین (Stöcklin, 1968) منطقه زنجان را جزئی از ایران مرکزی می‌داند که حاشیه شمال شرقی آن در پهنه البرز و بخش غربی آن در پهنه سنندج -

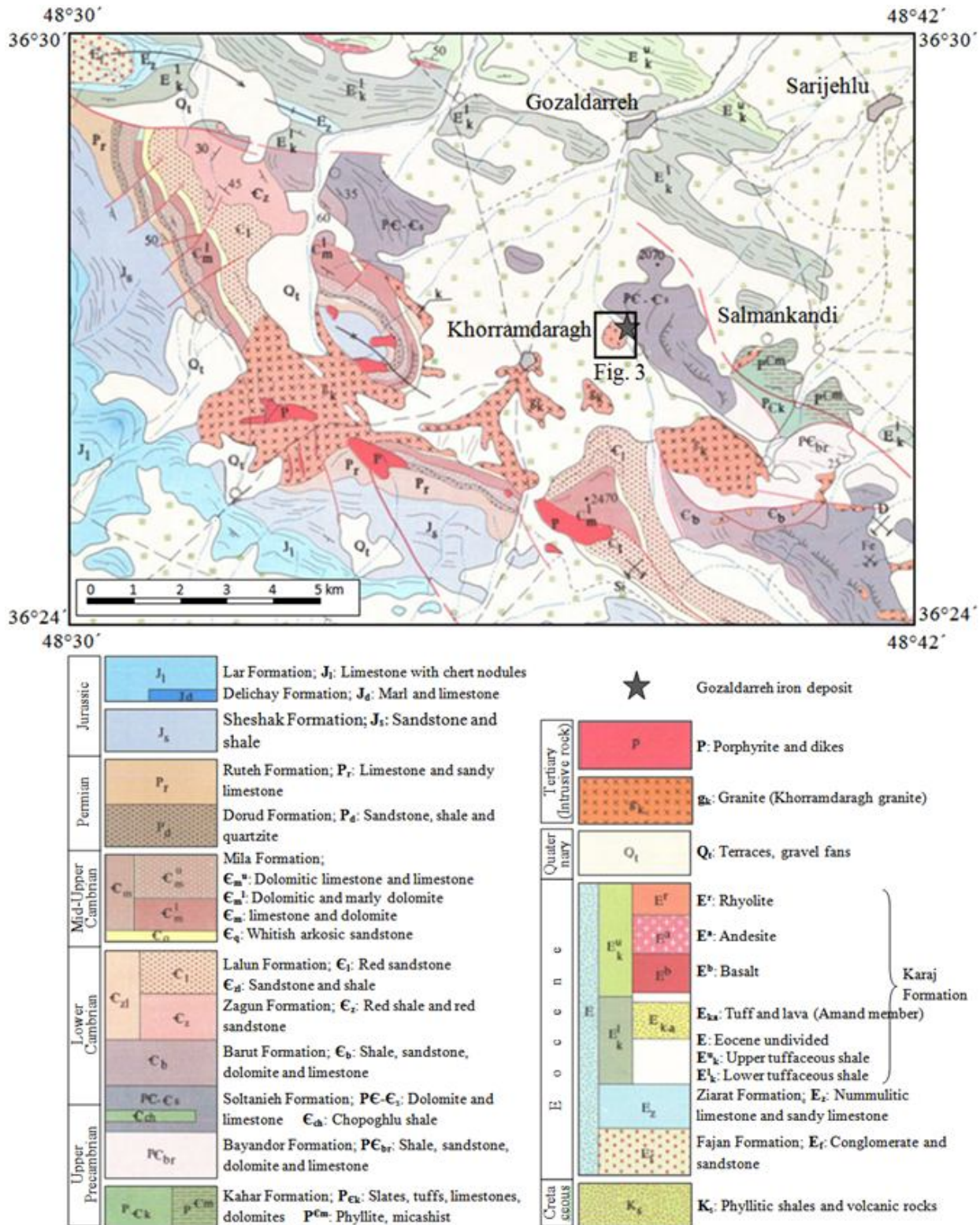
سیرجان قرار می‌گیرد.

در منطقه مورد بررسی نهشته‌های رسوبی پرکامبرین - پالئوزوئیک (سازندهای کهر، بایندور، سلطانیه، زاگون، لالون، میلا، دورود و روتنه) و مقدار جزئی نهشته‌های رسوبی مزوزوئیک (سازندهای شمشک و لار) رخنمون دارند (شکل ۲) که به‌طور کامل شبیه به پهنه البرز هستند و به‌نظر می‌رسد که از پرکامبرین تا ژوراسیک پایانی، حوضه رسوبی واحدی با البرز تشکیل داده است. تنها تفاوت توالی چینه‌ای این منطقه با پهنه البرز، نبود رسوب‌گذاری بیشتر در این منطقه است (Stöcklin et al., 1965).

سازند کهر، قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناختی دارای رخنمون در منطقه مورد بررسی است که مرز بالایی آن با سازند بایندور در سراسر منطقه به‌صورت گسله و راندگی است (Eftekhar Nezhad et al., 1994). مرز زیرین سازند بایندور با گرانیت دوران از نوع ناپیوستگی آذرین پی است؛ ولی به‌طور هم‌شیب و پیوسته توسط سازند سلطانیه پوشیده می‌شود (Aghanabati, 2006). سازندهای باروت، زاگون و لالون به‌صورت هم‌شیب و تدریجی، سازند سلطانیه را می‌پوشانند.

در بخش شمالی منطقه مورد بررسی، سنگ‌ها و نهشته‌های رسوبی متعلق به سنوزوئیک دیده می‌شوند که به نام سازند کرج معروف هستند. این سازند شامل سنگ‌های آتشفشانی (آگلومرا - گدازه‌های ریولیتی، آندزیتی و بازالتی) همراه با میان‌لایه‌های توف سبزرنگ تیره به سن ائوسن است که توسط رسوبات عهد حاضر پوشیده می‌شوند. امتداد عمومی آنها شمال غربی - جنوب شرقی و جهت شیب آنها ملایم و به سمت شمال شرق است.

توده گرانیتوئید گوزل‌دره در جنوب غرب منطقه مورد بررسی رخنمون دارد. این توده توسط افتخارنژاد و همکاران (Eftekhar Nezhad et al., 1994) به نام گرانیت خرم‌دره نام‌گذاری شده است. اما برای جلوگیری از اشتباه با توده گرانیتی که در نزدیکی شهر خرم‌دره قرار دارد، در این مقاله به عنوان گرانیتوئید گوزل‌دره معرفی می‌شود.

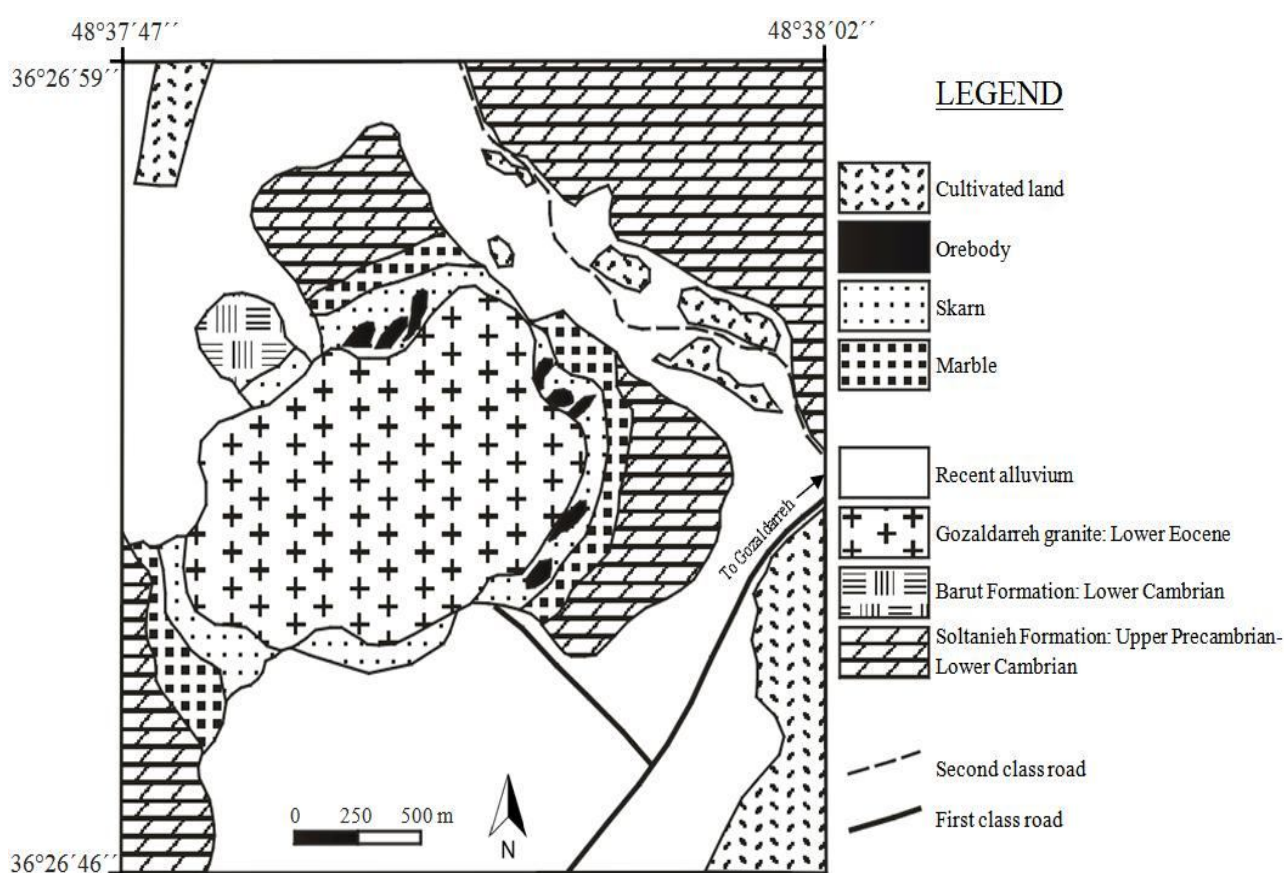


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده جنوب‌شرق زنجان و موقعیت کانسار اسکارن آهن گوزل‌دره بر روی آن (Eftekhar Nezhad et al., 1994). موقعیت شکل ۳ به صورت چهارگوش کوچکی روی نقشه نمایش داده شده است.

Fig. 2. Geological map of southeastern parts of Zanzan region (Eftekhar Nezhad et al., 1994) showing the situation of Gozaldarreh skarn iron deposit. Small rectangle shows the location of Fig. 3.

از دیدگاه سنگ‌شناسی، این توده گرانیتوئیدی، بافتی همانند گرانودیوریت‌های گوشه شمال‌شرقی منطقه مورد بررسی دارند. نفوذ توده گرانیتوئید گوزل‌دره به درون سنگ‌های کربناتی سازند سلطانیه (PC-C_s) و باروت (C_b) موجب دگرگونی مجاورتی و تشکیل اسکارن در محل تماس توده نفوذی با آنها در محدوده کانی‌سازی آهن گوزل‌دره شده است.

گرانیتوئید گوزل‌دره (gk) در جنوب روستای خرم‌دره، غرب باشکند و شمال آلاچمن برون‌زد دارد. رخنمون‌های این توده نفوذی را می‌توان در محدوده کانسار آهن گوزل‌دره نیز مشاهده کرد (شکل ۳). سن توده گرانیتوئید گوزل‌دره را به ائوسن زیرین نسبت داده‌اند (Nabatian et al., 2017) و کانی‌های اصلی سازنده آن شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کوارتز هستند.



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی کانسار اسکارن آهن گوزل‌دره

Fig. 3. Geological map of the Gozaldarreh skarn iron deposit

است (شکل ۴-۱). بلورهای سازنده آن اغلب بدوجه و درشت‌بلور هستند و بافت پورفیری نیز در برخی از آنها مشاهده می‌شود. ماکل‌های کارلسباد و پلی‌سنتیک از ماکل‌های متداول در فلدسپارهای گرانیتوئید گوزل‌دره هستند (شکل ۴-۲).

پتروگرافی و پتروژنز گرانیتوئید گوزل‌دره

توده نفوذی گوزل‌دره در نمونه دستی به رنگ سفید تا صورتی روشن مشاهده می‌شود. بررسی مقاطع نازک نشان می‌دهد که گرانیتوئید گوزل‌دره دارای بافت گرانولار و میکروگرانولار

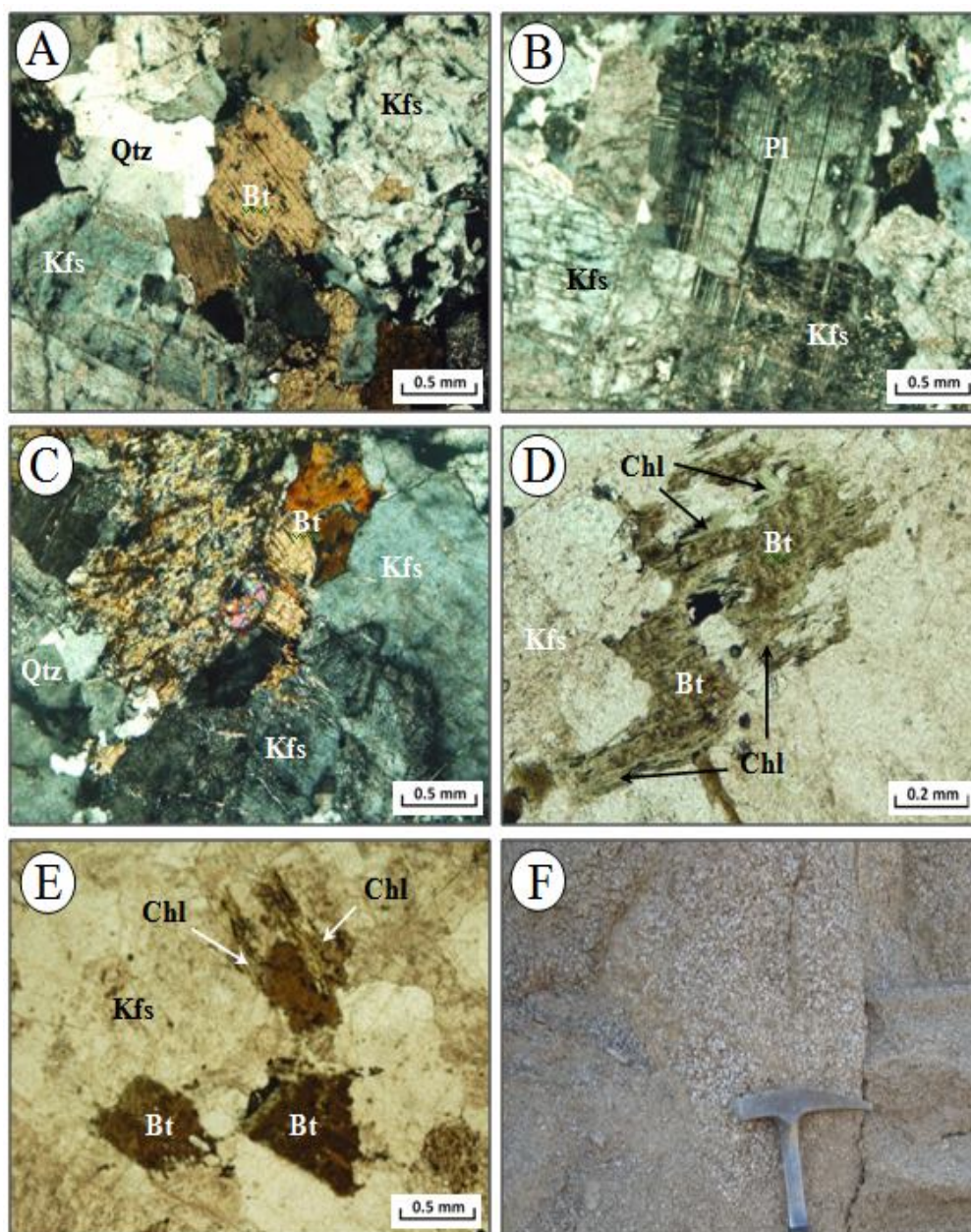
دگرسانی در سامانه‌های گرمایی است، در منطقه مورد بررسی از گسترش چشم‌گیری برخوردار است. این نوع دگرسانی اغلب به صورت رگه-رگچه‌های سیلیسی-کربناتی مشاهده می‌شود که کانسنگ آهن و توده نفوذی گرانیتوئید را قطع می‌کند. دگرسانی کلریتی بیشترین تأثیر را روی توده گرانیتوئید گوزل‌دره داشته است. بلورهای کلریت اغلب به صورت دسته‌جاری و به رنگ سبز هستند و فضای بین کانی‌های دیگر را پر می‌کنند (شکل ۴-D).

برای نام‌گذاری و تعیین خاستگاه سنگ‌های نفوذی منطقه مورد بررسی از داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و جزئی نمونه‌های غیردگرسان استفاده شد (جدول ۱). بررسی نمونه‌های گرانیتوئید گوزل‌دره در نمودار مجموع آلکالی-سیلیس (Middlemost, 1994) نشان می‌دهد که این نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-A). بر اساس نمودار تغییرات Na_2O در برابر K_2O (Chappell and White, 2001) که برای تمایز گرانیت‌های نوع I از گرانیت‌های نوع S مورد استفاده قرار می‌گیرد، نمونه‌های مورد بررسی اغلب در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۵-B). گرانیت‌های نوع I در مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ها یا جزایر کمانی یافت می‌شوند و حاصل تفریق ماگمای کالک‌آلکان یا بازالت‌های جزایر کمانی هستند (Barbarin, 1999). با استفاده از نمودار متمایزکننده گرانیت‌ها بر اساس Y-Nb (Pearce et al., 1984)، توده گرانیتوئید گوزل‌دره در محدوده گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد و کمان آتشفشانی قرار می‌گیرد (شکل ۵-C). بر اساس نمودار دو متغیره (Y+Nb)-Rb (Pearce et al., 1984)، نمونه‌های گرانیتوئید گوزل‌دره در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-D). بررسی نمونه‌ها در نمودار Th-Co (Hastie et al., 2007) نیز نشان می‌دهد که توده نفوذی گوزل‌دره در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا و سری شوشونیتی قرار می‌گیرد (شکل ۵-E).

منطقه‌بندی و بافت پرتیتی نیز در فلدسپارها به‌وفور یافت می‌شود (شکل ۴-B و C). آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت، کانی‌های اصلی سازنده گرانیتوئید گوزل‌دره هستند. آمفیبول، زیرکن و اسفن کانی‌های فرعی، و اپیدوت، کلسیت و کلریت نیز کانی‌های ثانویه هستند (شکل ۴-D و E).

آلکالی‌فلدسپار (ارتوز) فراوان‌ترین کانی سازنده گرانیتوئید گوزل‌دره است (۳۰ تا ۴۰ درصد) که اغلب به صورت بدوجه تا خوش‌وجه مشاهده می‌شود و رشد تقریباً شعاعی بلورهای آن با کوارتز، بافت گرانوفیری را ساخته است. پلاژیوکلاز حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد و به صورت خوش‌وجه تا بدوجه همراه با ماکل آلپیتی و منطقه‌بندی مشاهده می‌شود. کوارتز حدود ۱۰ تا ۳۰ درصد حجم سنگ را می‌سازد و اغلب به صورت بی‌وجه و گاهی بدوجه دیده می‌شود. بیوتیت نیز حدود ۵ تا ۱۵ درصد از حجم سنگ را می‌سازد و اغلب با آمفیبول همراه است. مجموع فراوانی سایر کانی‌های موجود در سنگ کمتر از ۱۰ درصد است.

دگرسانی‌های سریستی، آرژلیک، سیلیسی-کربناتی و کلریتی مهم‌ترین دگرسانی‌های توده گرانیتوئید گوزل‌دره هستند. دگرسانی گرمایی فرایند بسیار پیچیده‌ای است که مستلزم تغییرات کانی‌شناختی، شیمیایی و بافتی ناشی از واکنش متقابل سیالات آبگین داغ با سنگ‌هایی است که این سیالات از میان آنها عبور می‌کنند (Pirajno, 2009). توده نفوذی گوزل‌دره نیز با درجات مختلف تحت تأثیر سیالات گرمایی و جوی قرار گرفته و دچار دگرسانی شده است که آثار آن در مقیاس رخنمون (شکل ۴-F) و در برخی از مقاطع نازک به‌خوبی مشهود است (شکل ۴). سریستی‌شدن، آلکالی‌فلدسپارها (از جمله ارتوز) و پلاژیوکلازها را مورد هجوم قرار داده و آنها را با شدت‌های متفاوت به سریست تبدیل کرده است (شکل ۴-A و C). آلکالی‌فلدسپارها نیز در اثر کائولینیتی‌شدن، اغلب در مقیاس میکروسکوپی شفافیت خود را از دست داده‌اند (شکل ۴-D و E). دگرسانی سیلیسی-کربناتی که یکی از رایج‌ترین انواع



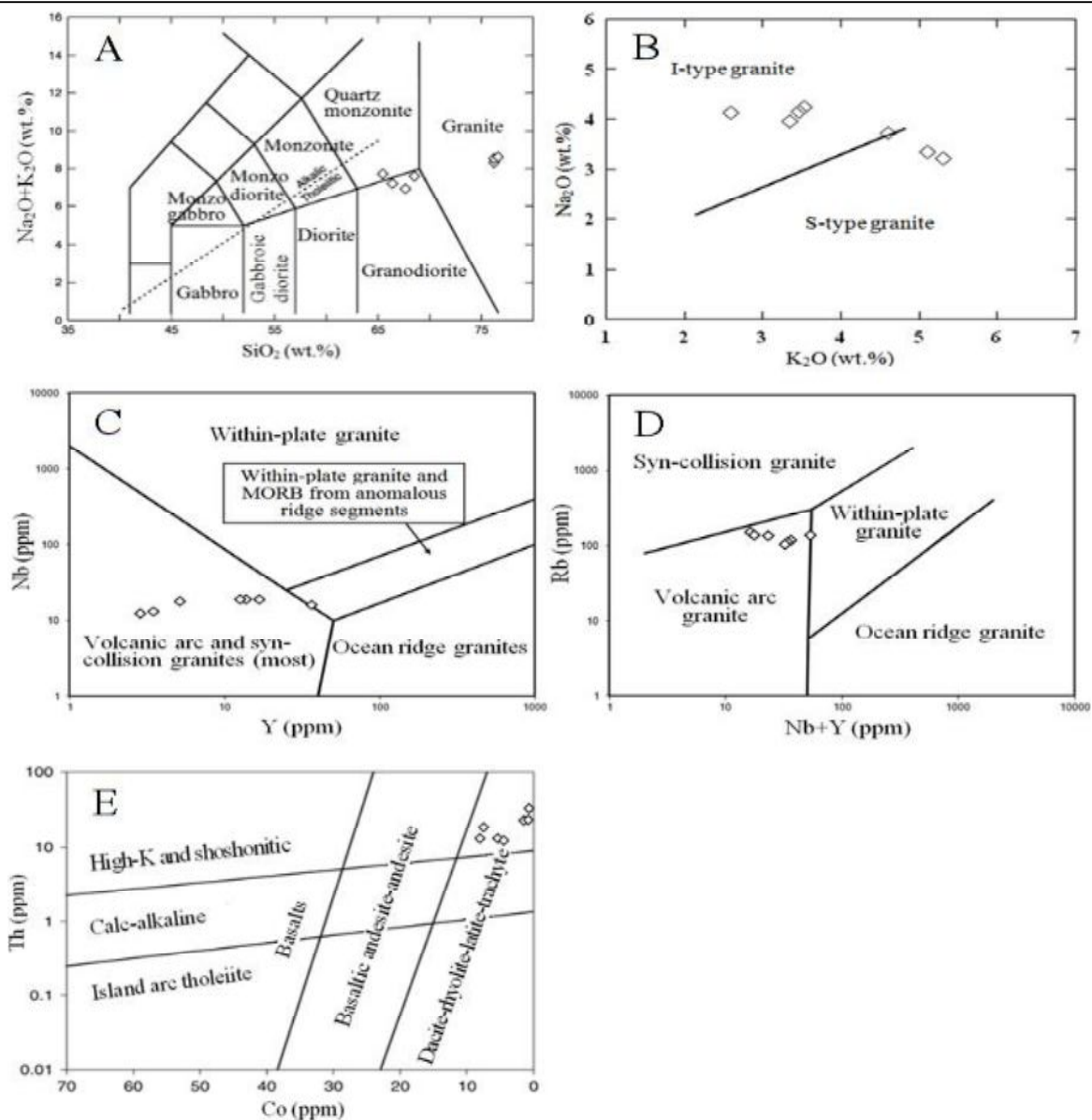
شکل ۴. کانی‌شناسی و بافت گرانیتوئید گوزل‌دره. A: بافت گرانولار و سریسیتی‌شدن فلدسپارهای پتاسیم‌دار، B: ماکل پلی‌سنتتیک در فلدسپارهای پلاژیوکلاز و بافت پرتیتی در فلدسپارهای پتاسیم‌دار، C: بافت پرتیتی و سریسیتی‌شدن در فلدسپارهای پتاسیم‌دار، D و E: تجزیه بیوتیت به کلریت و فلدسپار پتاسیم‌دار به کانی‌های رسی و F: آلتراسیون آرژیلیک در گرانیتوئید گوزل‌دره. Kfs: فلدسپار پتاسیم‌دار، Plg: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Chl: کلریت، Qtz: کوارتز، علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده‌اند. (تصاویر A تا C در نور پلاریزه عبوری متقاطع و تصاویر D و E در نور پلاریزه عبوری صفحه‌ای گرفته شده‌اند).

Fig. 4. Mineralogy and texture of Gozaldarreh granitoid. A: granular texture and sericitization of K-feldspars, B: polysynthetic twinning in plagioclase and perthitic texture in K-feldspars, C: perthitic texture and sericitization of K-feldspars, D and E: alteration of biotite to chlorite and k-feldspar to clay minerals, and F: argillic alteration in Gozaldarreh granitoid outcrop. Kfs: K-feldspars, Plg: plagioclase, Bt: biotite, Chl: chlorite, Qtz: quartz, Abbreviation of minerals from Whitney and Evans (2010). (photomicrographs A to C are taken under cross polarized transmitted light, and photomicrographs D and E under plane polarized transmitted light).

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منتخب گرانیتوئید گوزل‌دره

Table 1. Chemical composition of selected specimens from Gozaldarreh granitoid.

Samples	GG -12	GG -03	GG -04	GG -104	GG -105	GG -106	GG -108
Major oxides (wt.%)							
SiO ₂	68.22	67.72	66.56	76.6	76.34	76.34	65.21
TiO ₂	0.40	0.46	0.49	0.09	0.09	0.06	0.79
Al ₂ O ₃	15.83	15.34	15.62	12.44	12.63	12.63	14.48
FeO _t	3.15	3.69	3.46	1.02	1.07	0.78	4.10
MnO	0.05	0.06	0.05	0.02	0.01	0.02	0.11
MgO	1.16	1.59	1.8	0.09	0.12	0.03	0.99
CaO	2.53	3.01	3.27	0.57	0.72	0.64	3.22
Na ₂ O	4.24	3.95	4.17	3.20	3.33	3.72	4.13
K ₂ O	3.53	3.35	3.46	5.31	5.11	4.61	2.59
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.18	0.01	0.01	0.01	0.20
L.O.I.	0.5	0.4	0.7	0.6	0.5	1.1	3.9
Total	99.76	99.73	99.76	99.95	99.93	99.94	99.72
Trace elements (ppm)							
As	0.9	1.1	0.9	0.9	0.7	0.6	3.6
Ba	933	965	861	132	114	31	946
Be	2	2	2	1	3	2	1
Co	5.9	7.9	8.4	0.4	0.8	0.4	4
Cs	2.8	2.9	1.7	5.3	5.5	5.3	28.7
Cu	7.1	13.5	5.4	10.2	8.7	4.8	9.9
Ga	18.7	17	17.6	12.8	12	14	14
Hf	4.5	4.6	3.6	2.7	1.3	2.1	7.7
Mo	0.4	0.4	0.3	0.6	0.5	0.5	1.4
Ni	7.4	13.2	12.9	4.4	4.7	2.7	2.8
Nb	19.7	19.8	19.6	13.9	14.5	18.7	16.7
Pb	2.2	5.2	3.7	7.7	8.7	5.9	5
Rb	110	102.6	94.7	176	164.2	155.6	125.9
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.1	<0.1	0.1
Sn	2	2	2	1	<1	1	3
Sr	575.4	605.4	649.7	95.3	109.1	45	410.3
Ta	1.3	1.5	1.5	1.2	1.5	2.6	1.1
Th	16	19.8	16.2	39.6	28	29.5	14
U	3.6	3.8	3.9	7.1	6.3	6.9	3.9
V	44	57	52	<8	<8	<8	40
W	0.7	<0.5	<0.5	0.7	0.5	0.8	1.7
Y	16.3	14	13	2.8	3.5	5.2	40.5
Zn	26	28	18	6	8	4	34
Zr	179.2	172.4	127.3	69.6	36.4	45	282.3



شکل ۵. نام‌گذاری و تعیین نوع توده نفوذی گرانیتوئید گوزل‌دره با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی. A: نام‌گذاری نمونه‌های توده نفوذی گوزل‌دره با استفاده از نمودار مجموع آلکالی-سیلیس (Middlemost, 1994)، B: تعیین نوع گرانیتوئید گوزل‌دره با استفاده از نمودار Na_2O - K_2O (Chappell and White, 2001)، C: نمودار متمایزکننده گرانیت‌ها بر اساس Y-Nb (Pearce et al., 1984) برای نمونه‌های گرانیتوئید گوزل‌دره، D: نمودار دو متغیره (Y+Nb)-Rb برای نمونه‌های گرانیتوئید گوزل‌دره (Pearce et al., 1984) و E: نمودار Th-Co برای تفکیک سری‌های تولییتی، کالک‌آلکان، شوشونیتی و کالک‌آلکان پتاسیم بالا (Hastie et al., 2007). VAG: گرانیت‌های کمان آتشفشانی، syn-COLG: گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد، WPG: گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای و ORG: گرانیت‌های پشته اقیانوسی)

Fig. 5. Nomenclature and classification of Gozaldarreh granitoid intrusion using geochemical data. A: nomenclature of Gozaldarreh granitoid intrusion using total alkali-silica diagram (Middlemost, 1994), B: determination of granitoid type using Na_2O - K_2O binary diagram (Chappell and White, 2001), C: plot of Y-Nb discriminant diagram of Pearce et al. (1984) for Gozaldarreh granitoid specimens, D: plot of (Y+Nb)-Rb discriminant diagram of Pearce et al. (1984) for Gozaldarreh granitoid specimens, and E: plot of binary diagram of Th-Co (Hastie et al., 2007) for discriminating tholeiitic-, calc alkaline-, shoshonitic-, and high-K calc alkaline series. (VAG: volcanic arc granites, syn-COLG: syn-collision granites, WPG: within plate granites and ORG: oceanic ridge granites)

کانی‌شناسی زون اسکارن

نفوذ توده گرانیتوئید گوزل‌دره به درون سنگ‌های کربناتی سازنده‌های سلطانیه و باروت موجب دگرگونی مجاورتی و تشکیل اسکارن در منطقه مورد بررسی شده است (شکل ۳). کانی‌سازی آهن در منطقه گوزل‌دره اغلب در ارتباط با زون اسکارنی تشکیل شده در منطقه است و به همین دلیل بررسی روابط صحرائی و ویژگی‌های کانی‌شناختی آن از اهمیت زیادی برخوردار است.

برون‌اسکارن که میزبان اصلی کانی‌سازی آهن در گوزل‌دره است، بیشترین گسترش را در منطقه دارد؛ ولی درون‌اسکارن که در برخی نواحی در مجاورت توده گرانیتوئید رخنمون شده است، از گسترش بسیار اندکی برخوردار است (شکل ۶-A و B). کلینوپیروکسن، اپیدوت، کلریت، کلسیت و گارنت کانی‌های اصلی سازنده درون‌اسکارن هستند. کلینوپیروکسن و گارنت کانی‌های پیش‌رونده، و اپیدوت، کلریت و کلسیت کانی‌های اصلی پس‌رونده هستند. برون‌اسکارن اغلب شامل کانی‌های پس‌رونده اپیدوت، کلریت، ترمولیت-اکتینولیت، سرپانتین، تالک، کلسیت، کریزوتیل و کوارتز است (شکل ۷-C، D، E و F) که مجموعه کانی‌های پیش‌رونده کلینوپیروکسن، گارنت و ولاستونیت را که به مقدار اندک یافت می‌شوند (شکل ۷-A، B، C و D)، قطع می‌کنند.

گارنت کانی پیش‌رونده معمول در منطقه مورد بررسی است که به شکل خوش‌وجه تا بدوجه یافت شده و در اثر دگرسانی به کلریت تجزیه می‌شود. گارنت اغلب به همراه کلینوپیروکسن پیش‌رونده مشاهده می‌شود؛ اگرچه کلینوپیروکسن از فراوانی بیشتری برخوردار بوده و زودتر از گارنت تشکیل شده است (شکل ۷-A). رگچه‌های حاوی کلسیت و کوارتز پس‌رونده، بلورهای کلینوپیروکسن و گارنت پیش‌رونده را قطع می‌کنند. بلورهای کلینوپیروکسن به شکل خوش‌وجه تا بدوجه یافت می‌شوند (شکل ۷-B، C و D). کلینوپیروکسن و گارنت‌های پیش‌رونده با کانی‌سازی جزئی آهن به شکل مگنتیت (مگنتیت پیش‌رونده) همراه بوده‌اند (شکل ۷-B).

ترمولیت-اکتینولیت به رنگ سبز تا بی‌رنگ، چندرنگی ضعیف و شکل بلوری رشته‌ای، از سیلیکات‌های آب‌دار رایج در اسکارن پس‌رونده منطقه مورد بررسی است (شکل ۷-C). اپیدوت پس‌رونده به‌طور معمول شکاف‌های سنگ دیواره متاسوماتیزه شده اسکارن پس‌رونده در منطقه مورد بررسی را پر می‌کند (شکل ۷-E). کانسارهای اسکارنی که از اپیدوت غنی هستند، با گرانیتوئیدهای مگنتیتی همراهند؛ درحالی‌که اسکارن‌های فقیر از اپیدوت با گرانیتوئیدهای ایلمینیتی همراه هستند (Shimazaki, 1980). وجود مجموعه گرانیتوئید نوع I در منطقه (گرانیتوئید گوزل‌دره) با این موضوع سازگار است. در برخی از شکستگی‌ها، کلسیت و کوارتز پس‌رونده به صورت رگه-رگچه‌ای در کنار هم حضور دارند (شکل ۷-D). همراهی کلسیت و کوارتز در رگه‌های کوارتز-کربنات، مربوط به آخرین فاز تأخیری پس‌رونده است که همه فازهای قبلی را قطع می‌کند (شکل ۷-D).

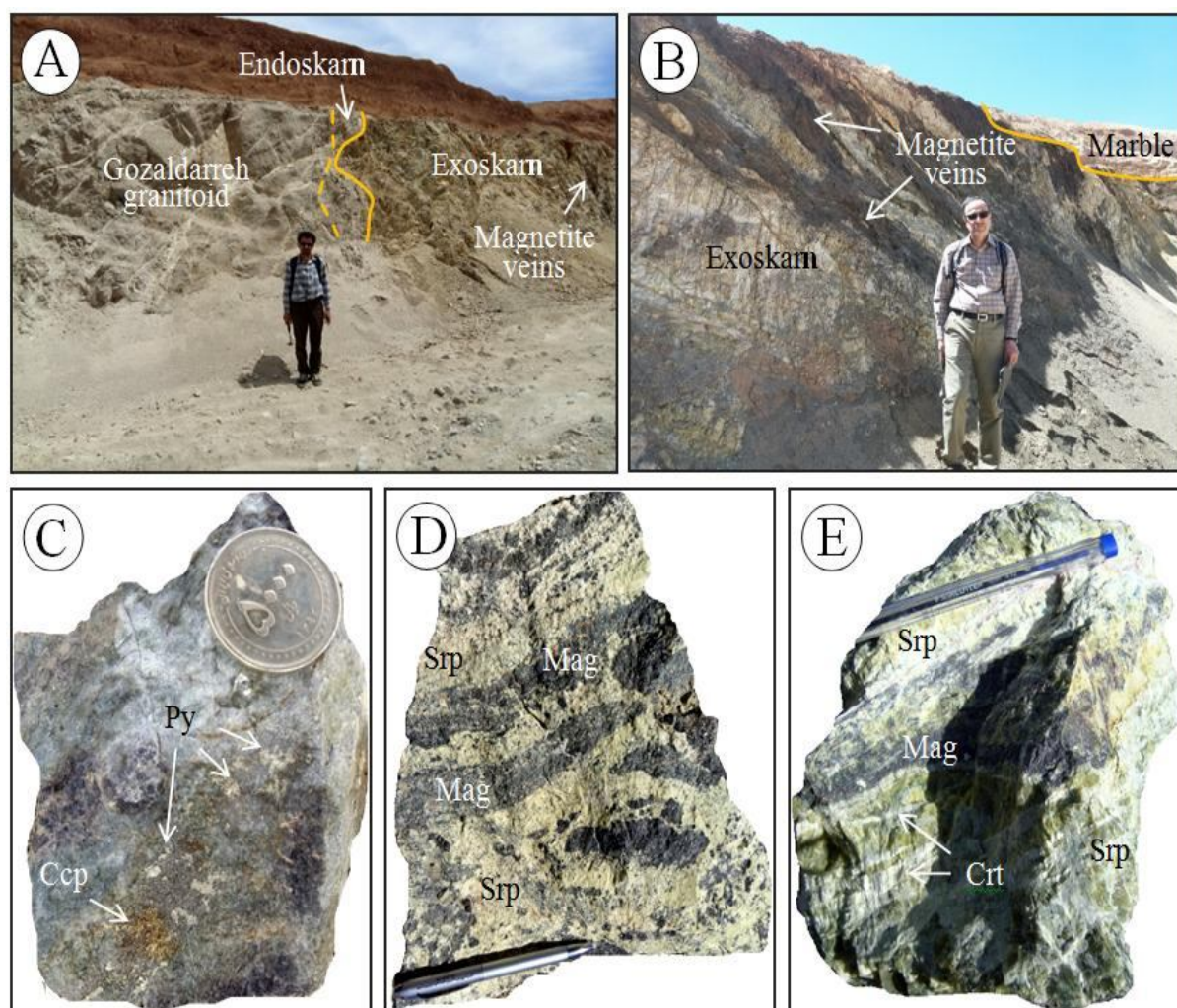
دگرسانی کانی‌های اسکارن پیش‌رونده و توده گرانیتوئید گوزل‌دره نیز موجب تشکیل طیف وسیعی از کانی‌های دگرسانی مانند سریسیت، کلریت، کائولینیت، کوارتز، هماتیت و گوتیت شده است. تبلور مجدد سنگ‌های کربناتی و تشکیل مرمر (شکل ۶-B) و کانی‌سازی تأخیری سولفیدهایی مانند پیریت و کالکوپیریت (شکل ۶-C) به همراه کانی‌سازی آهن (شکل ۶-D و E) از مهم‌ترین نتایج رخداد اسکارن‌زایی در منطقه مورد بررسی است. دگرسانی سیلیسی-کربناتی که یکی از رایج‌ترین انواع دگرسانی در سامانه‌های گرمابی است، در منطقه مورد بررسی از گسترش چشم‌گیری برخوردار است. این نوع دگرسانی اغلب به‌صورت رگه-رگچه‌های سیلیسی-کربناتی مشاهده می‌شود که کانسنگ آهن، توده نفوذی و فازهای سیلیکات کلسیم اسکارن پیش‌رونده را قطع کرده‌اند (شکل ۷-D، E و F).

کانی‌سازی آهن

کانی‌سازی آهن در کانسار گوزل‌دره اغلب به شکل توده‌ای، نواری، رگه‌ای و افشان یافت می‌شود (شکل ۶). پیکره‌های

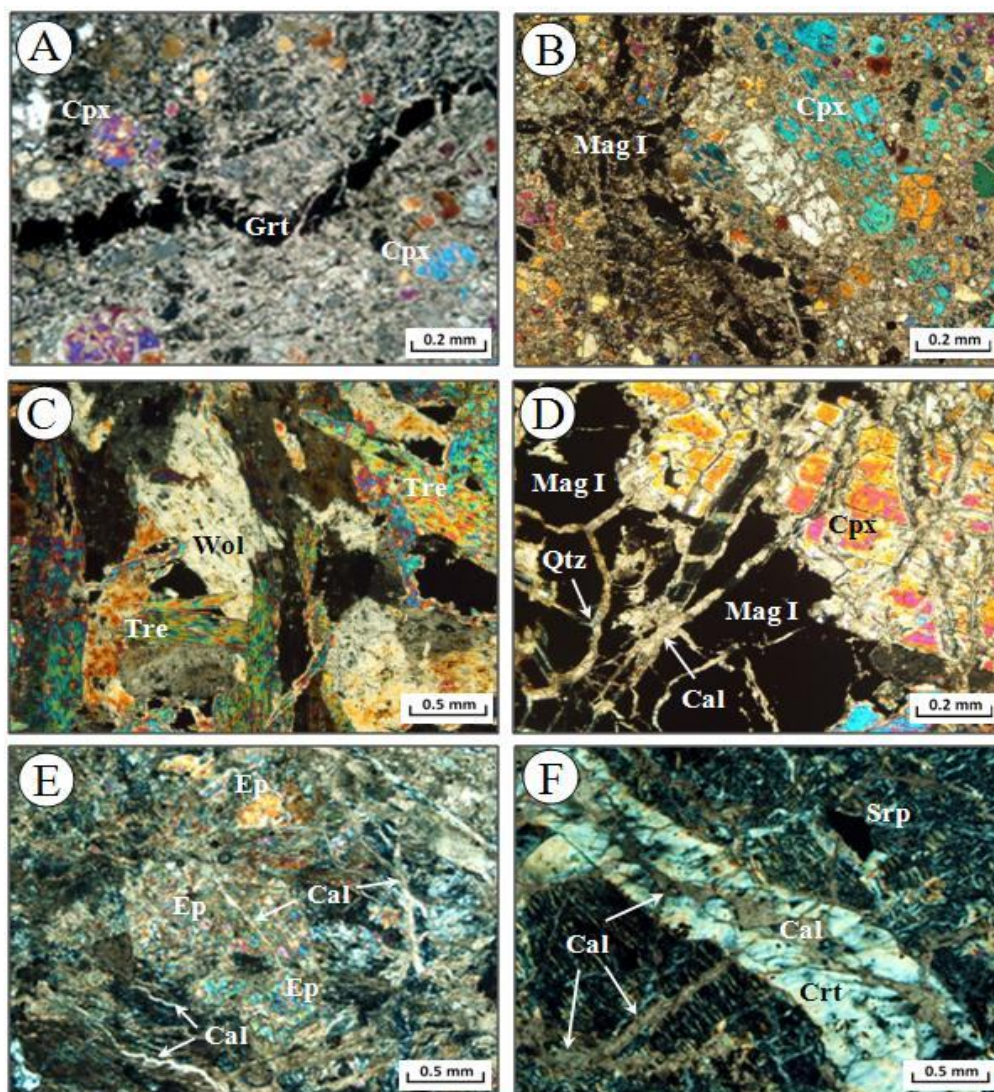
درصد و پیریت، کالکوپیریت، لیمونیت، مالاکیت و آزوریت در مجموع حداکثر ۵ درصد کانسنگ را تشکیل می‌دهند. کلسیت، کوارتز، اپیدوت، سرپانتین و کلریت مهم‌ترین کانی‌های باطله یافت شده در کانسنگ آهن گوزل‌دره هستند که در مجموع حدود ۱۵ درصد از کانسنگ را می‌سازند.

معدنی که اغلب بیش از ۵۰ درصد آهن دارند، اغلب در برون‌اسکارن قرار دارند. ضخامت پیکره‌های معدنی از چند سانتی‌متر تا حدود ۱۰ متر و طول آنها از چند متر تا ۱۵۰ متر متغیر است. مگنتیت فراوان‌ترین کانه سازنده کانسنگ است که اغلب بیش از ۷۰ درصد کانسنگ را می‌سازد. هماتیت تا ۱۰



شکل ۶. تصاویر صحرایی و نمونه دستی از کانسار اسکارن آهن گوزل‌دره. A: روابط مکانی توده گرانیتوئید گوزل‌دره با درون‌اسکارن، برون‌اسکارن و کانی‌سازی رگه‌های آهن. B: کانی‌سازی رگه‌های مگنتیت در برون‌اسکارن و تشکیل مرم‌ر در فواصل دورتر. C: تشکیل کانی‌های کالکوپیریت و پیریت در کانسنگ مگنتیت گوزل‌دره. D و E: پیکره‌های نواری مگنتیت در سرپانتین پس‌رونده که توسط رگچه‌های تأخیری کریزوتیل قطع شده است. Ccp: کالکوپیریت، Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Srp: سرپانتین، Crt: کریزوتیل، علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده‌اند.

Fig. 6. Field and hand specimen photographs from Gozaldarreh skarn iron deposit. A: spatial association of the Gozaldarreh granitoid with endoskarn, exoskarn and iron vein mineralization, B: magnetite vein mineralization in exoskarn and formation of marble at further distances, C: pyrite and chalcopyrite association with magnetite ore, D and E: banded magnetite (Mag) bodies in retrograde serpentine crosscut by late-stage chrysotile. Ccp: chalcopyrite, Py: pyrite, Mag: magnetite, Srp: serpentine, Crt: chrysotile, Abbreviation of minerals from Whitney and Evans (2010).



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی کانی‌های سازنده زون اسکارنی کانسار آهن گوزل‌دره. A: تشکیل کلینوپیروکسن پیش‌رونده به همراه رگچه حاوی کانی گارنت پیش‌رونده که آن را قطع می‌کند. هر دو کانی به وسیله رگچه‌های کلسیتی پس‌رونده قطع می‌شوند، B: بلورهای بدوجه کلینوپیروکسن پیش‌رونده به همراه کانی‌سازی اندک مگنتیت پیش‌رونده (Mag I)، C: مجموعه بلورهای کشیده ترمولیت-اکتینولیت پس‌رونده به همراه ولاستونیت پیش‌رونده، D: قطع شدن بلورهای کلینوپیروکسن و مگنتیت پیش‌رونده توسط رگچه‌های تأخیری کلسیت-کوارتز، E: تشکیل اپیدوت در اسکارن پس‌رونده و قطع شدن آن توسط رگچه‌های تأخیری کلسیت و F: تشکیل سرپانتین در اسکارن پس‌رونده و قطع شدن آن توسط رگچه‌های تأخیری کریزوتیل و کلسیت. Cpx: کلینوپیروکسن، Grt: گارنت، Mag: مگنتیت، Tre: ترمولیت-اکتینولیت، Wol: ولاستونیت، Cal: کلسیت، Qtz: کوارتز، Ep: اپیدوت، Srp: سرپانتین، Crt: کریزوتیل، علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده‌اند (تمامی تصاویر در نور پلاریزه عبوری متقاطع گرفته شده‌اند).

Fig. 7. Photomicrographs of skarn forming minerals in Gozaldarreh iron deposit. A: formation of prograde clinopyroxene intersected by prograde garnet. Both minerals intersected by retrograde calcite veinlets, B: subhedral crystals of prograde clinopyroxene associated with slight prograde magnetite (Mag I) mineralization, C: tabular crystals of retrograde tremolite-actinolite intersecting prograde wolastonite, D: late stage calcite-quartz veinlets intersecting prograde clinopyroxene and magnetite crystals, E: late stage calcite veinlets intersecting retrograde epidote assemblage, and F: late stage calcite and chrysotile veinlets intersecting serpentine assemblage in retrograde skarn. Cpx: clinopyroxene, Grt: garnet, Mag: magnetite, Tre: tremolite-actinolite, Wol: wolastonite, Cal: calcite, Qtz: quartz, Ep: epidote, Srp: serpentine, Crt: chrysotile, abbreviation of minerals from Whitney and Evans (2010). (all photomicrographs are taken under cross polarized transmitted light).

در این رگچه‌ها همراه است (شکل ۸-E و F). همچنین مالاکیت و آزوریت از محصولات اکسیداسیون سولفیدهای مس‌دار است که در کانسار مورد بررسی به مقدار اندک (کمتر از یک درصد) مشاهده می‌شوند. با توجه به شواهد صحرایی و بررسی‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی بر روی نمونه‌های کانسنگ و سنگ میزبان در منطقه مورد بررسی، توالی پاراژنتیک کانسار آهن گوزل‌دره ترسیم شد (شکل ۹).

با توجه به ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی و کانی‌شناختی، کانسار آهن گوزل‌دره در سه مرحله تشکیل شده است:

۱- مرحله دگرگونی حرارتی پیش‌رونده ایزوشیمیایی که با جای‌گیری و تبلور توده گرانیتوئید گوزل‌دره و دگرگونی همبری سنگ‌های میزبان کربناتی و تشکیل مرمر بافت گرانوبلاستیک و کانی‌های سیلیکات کلسیم (- منیزیم) بدون آب همراه است. در این مرحله، توالی پاراژنتی در سنگ آهک‌های خالص اغلب شامل گارنت-ولاستونیت-مرمر (کلسیت) است؛ در حالی که در سنگ‌های دولومیتی شامل گارنت-کلینوپیروکسن-مرمر است،

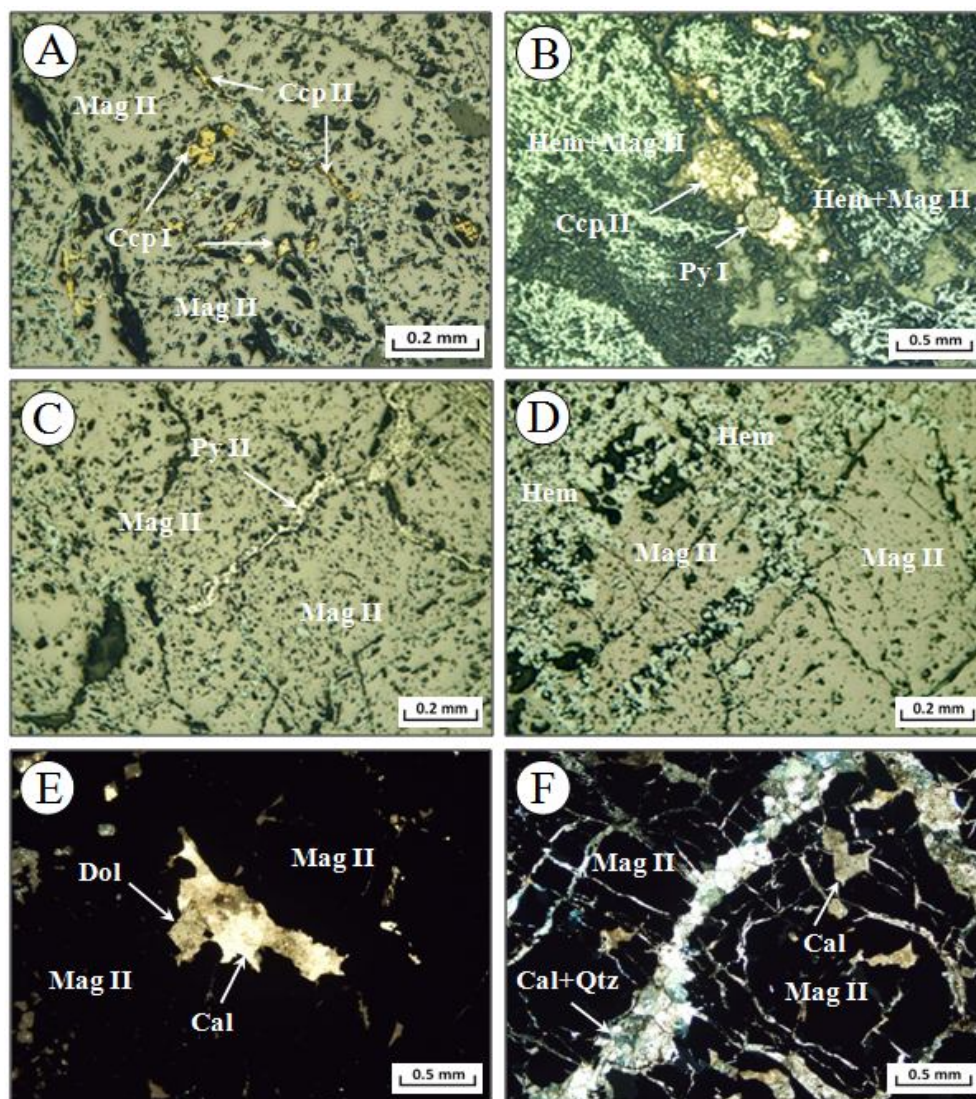
۲- مرحله پیش‌رونده متاسوماتیسم و جانشینی که در ادامه مرحله اول رخ داده است و موجب تشکیل فراگیر کانی‌های سیلیکات کلسیم (- منیزیم) همراه با کانی‌سازی جزئی مگنتیت می‌شود و

۳- مرحله دگرسانی پس‌رونده که با گذشت زمان و سرد شدن گرانیتوئید گوزل‌دره و سامانه گرمابی-ماگمایی وابسته به آن آغاز و سبب تشکیل کانی‌های اپیدوت، ترمولیت (+کتینولیت)، سرپانتین، تالک، کلریت، کلسیت و کوارتز در اسکارن پس‌رونده می‌شود. این مرحله از فرایند اسکارنی شدن شامل مجموعه‌ای از واکنش‌های پس‌رونده است که با چیرگی چرخش آب‌های جوی و از بین رفتن فازهای تشکیل شده در مرحله قبل مشخص می‌شود (Einaudi et al., 1981). واکنش‌های پس‌رونده در نهایت باعث جانشینی کانی‌های سیلیکاتی غنی از کلسیم (- منیزیم) توسط مجموعه‌ای از سیلیکات‌های فقیر از کلسیم، اکسیدها و سولفیدهای آهن و همچنین کربنات‌ها می‌شوند.

کانسنگ آهن مورد بررسی اغلب تحت تأثیر هوازدگی قرار گرفته است و به همین دلیل در رخنمون‌های سطحی آن هماتیت و لیمونیت فراوان است. کانی‌های اولیه موجود در کانسنگ آهن شامل مگنتیت، کالکوپیریت و پیریت و کانی‌های ثانویه شامل هماتیت، لیمونیت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت هستند. نمونه‌های دستی کانسنگ آهن گوزل‌دره به‌رنگ خاکستری متمایل به سبز تا قرمز و قهوه‌ای دیده می‌شوند؛ ولی کانسنگ‌های غنی از مگنتیت سیاه‌رنگ هستند.

مگنتیت کانه اصلی کانسنگ آهن گوزل‌دره است که در زون اسکارن پیش‌رونده (مگنتیت پیش‌رونده) به مقدار جزئی (کمتر از ۱۰ درصد) و اغلب (تا بیش از ۷۰ درصد) در زون اسکارن پس‌رونده (مگنتیت پس‌رونده) تشکیل شده است. این کانی اغلب به شکل بدوجه یافت می‌شود؛ ولی به شکل‌های خوش‌وجه و بی‌وجه نیز مشاهده می‌شود (شکل ۸). در منطقه مورد بررسی، مگنتیت اغلب به هماتیت تبدیل شده است و گاه بافت مارتیتی که ناشی از جانشینی مگنتیت توسط هماتیت در امتداد سطوح (۱۱۱) است (Craig and Vaughan, 1994) نیز مشاهده می‌شود (شکل ۸-D). این پدیده در بخشی از کانسنگ که در سطح زمین یا نزدیک سطح زمین واقع شده است، با شدت بیشتری دیده می‌شود و گاه به تشکیل گوتیت و لیمونیت نیز می‌انجامد.

کانی‌های سولفیدی در کانسنگ آهن شامل دو کانی پیریت و کالکوپیریت هستند که در دو مرحله به شکل افشان (مرحله I) و رگچه‌ای (مرحله II) ظاهر می‌شوند. کانی‌سازی سولفیدی افشان که اغلب شامل بلورهای خوش‌وجه و بدوجه پیریت (I) و بلورهای بی‌وجه کالکوپیریت (I) است، هم‌زمان با مگنتیت پس‌رونده تشکیل شده است (شکل ۸-A و B). بلورهای پیریت تشکیل شده در این مرحله از کانی‌سازی اغلب دارای بافت غربالی و صیقل‌پذیری دشوار بوده و اندازه آنها تا ۵ میلی‌متر می‌رسد. کانی‌سازی رگچه‌ای سولفیدی اغلب شامل پیریت (II) است که از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر طول داشته و کانی‌سازی اولیه مگنتیت را قطع می‌کند (شکل ۸-C). کانی‌سازی رگچه‌ای سولفیدی اغلب با تشکیل کلسیت و کوارتز



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی کانی‌سازی آهن در زون اسکارن پس‌رونده کانسار آهن گوزل‌دره. A: درهم‌رشدی مگنتیت پس‌رونده (Mag II) با کالکوپیریت I (Ccp I) و قطع شدن آنها توسط رگچه‌های حاوی کالکوپیریت II (Ccp II)، B: بلورهای بی‌وجه مگنتیت هماتیتی شده (Hem+Mag II) همراه با بلور خوش‌وجه پیریت I (Py I) که توسط کالکوپیریت II بی‌وجه در بر گرفته شده است، C: کانی‌سازی رگچه‌ای پیریت II (Py II) که مگنتیت در زون اسکارن پس‌رونده را قطع می‌کند، D: تبدیل مگنتیت به هماتیت در طی فرایند برون‌زاد، E: تشکیل کلسیت و دولومیت در فضای باز کانی‌سازی مگنتیت پس‌رونده و F: تشکیل رگچه‌های تأخیری حاوی کانی‌های کلسیت و کوارتز در کانسنگ آهن. Mag: مگنتیت، Ccp: کالکوپیریت، Hem: هماتیت، Py: پیریت، Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Qtz: کوارتز، علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده‌اند. (تصاویر A تا D در نور پلاریزه بازتابی صفحه‌ای و تصاویر E و F در نور پلاریزه عبوری متقاطع گرفته شده‌اند).

Fig. 8. Photomicrographs of iron mineralization in retrograde skarn zone of Gozaldarreh deposit. A: intergrowth of retrograde magnetite (Mag II) and chalcopyrite I (Ccp I) intersected by late stage chalcopyrite II (Ccp II) veinlets, B: anhedral crystals of hematized magnetite (Hem+Mag II) along with euhedral crystal of pyrite I (Py I) surrounded by anhedral chalcopyrite II, C: retrograde magnetite crosscut by late stage pyrite (Py II) veinlets, D: transformation of magnetite to hematite during supergen process, E: formation of calcite and dolomite through open spaces of retrograde magnetite mineralization, and F: late stage calcite and quartz veinlets intersecting the magnetite mineralization. Mag: magnetite, Ccp: chalcopyrite, Hem: hematite, Py: pyrite, Cal: calcite, Dol: dolomite, Qtz: quartz, abbreviation of minerals from Whitney and Evans (2010). (photomicrographs A to D are taken under plane polarized reflected light, and photomicrographs E and F under cross polarized transmitted light)

Minerals	Mineralization stages		
	Prograde	Retrograde	Supergene
Clinopyroxene	██████████		
Garnet	██████████		
Wollastonite	██████████		
Calcite	██████████	██████████	
Dolomite		
Epidote		██████████	
Tremolite (-actinolite)		██████████	
Muscovite (sericite)		██████████	
Chlorite		██████████	
Talc		██████████	
Serpentine		██████████	
Clay minerals		██████████
Quartz		██████████
Magnetite	██████████	██████████	
Pyrite		
Chalcopyrite		
Hematite		██████████
Goethite			██████████
Limonite			██████████
Malachite			██████████
Azurite			██████████

شکل ۹. توالی پاراژنی کانی‌سازی آهن در منطقه گوزل‌دره

Fig. 9. Paragenetic sequence of mineralization at Gozaldarreh iron ore deposit

پیدا می‌کند که نشان می‌دهد فرایند برون‌زاد نقشی مهم در تشکیل آنها داشته است. در این مرحله کانی‌ها و بافت‌های اولیه از پیش موجود اغلب متلاشی و کانی‌ها و بافت‌های جدید تشکیل شده‌اند.

زمین‌شیمی

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های کانسنگ آهن گوزل‌دره برای عناصر اصلی، جزئی و خاکی کمیاب در جدول ۲ آمده است. مقدار FeO و Fe_2O_3 در نمونه‌های کانسنگ آهن گوزل‌دره به ترتیب بین ۴۵/۸۰ تا ۶۷/۳۰ و ۱۶/۲۳ تا ۲۰/۰۶ درصد متغیر است که بیانگر عیار بالای آهن در این کانسار است.

کانی‌سازی آهن گوزل‌دره که اغلب شامل پاراژنز مگنتیت-پیریت-کالکوپیریت است، با مجموعه کانی‌های ناشی از واکنش‌های پس‌رونده این مرحله همراه است. ته‌نشینی سولفیدها در اثر کاهش دما یا خنثی‌شدن سیالات گرمابی به همراه کانی‌های کربناتی و کوارتز در پایان این مرحله از کانی‌سازی اتفاق افتاده است. رگچه‌های کربنات-کوارتز به صورت گسترده در منطقه مورد بررسی گسترش یافته‌اند. عملکرد فرایندهای برون‌زاد و هوازدگی بر روی سامانه بالا موجب تشکیل کانی‌های هماتیت، گوتیت، لیمونیت، مالاکیت و آزوریت شده است. با افزایش عمق کانی‌سازی، مقدار هماتیت و سایر کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن کاهش چشم‌گیری

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منتخب کانسنگ آهن گوزل‌دره

Table 2. Chemical composition of selected specimens from Gozaldarreh iron ore deposit

Samples	GI-90-9	GI-90-14	GI-90-16	GI-90-17	GI-90-18	GI-90-19	GI-90-22	GI-90-28
Major oxides (wt.%)								
SiO ₂	8.2	7.0	4.9	3.7	3.6	10.5	8.7	10.0
Al ₂ O ₃	2.1	1.2	1.7	1.5	1.7	1.3	1.2	1.0
Fe ₂ O ₃	53.4	54.3	60.0	61.1	67.3	48.6	45.8	47.0
FeO	18.38	19.09	16.24	19.92	16.23	12.45	20.06	17.73
MgO	12.9	13.2	10.3	8.6	7.3	15.9	16.8	16.4
CaO	1.3	0.7	1.9	0.4	0.2	4.7	1.3	0.9
Na ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
S	0.4	1.5	1.5	2.0	1.2	0.9	1.3	2.7
L.O.I	2.5	2.2	2.5	2.3	1.6	5.0	4.0	3.5
Trace elements (ppm)								
Ag	0.4	0.5	0.3	0.5	0.5	0.3	0.4	0.7
As	48.7	26.0	28.7	10.1	<1.0	30.1	40.6	26.8
B	82.1	126.8	57.0	60.3	35.4	182.2	211.5	193.9
Ba	15.8	9.6	10.5	9.3	7.6	6.7	8.6	9.1
Be	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3
Bi	2.9	4.3	2.0	4.5	4.6	1.3	2.7	3.9
Cd	2.1	2.1	1.7	2.2	2.3	1.7	1.7	1.9
Co	102.4	187.1	188.4	193.9	124.6	86.7	164.4	277.9
Cr	139.7	138.9	134.7	153.3	156.9	111.7	126.7	116.0
Cu	246.4	210.5	247.8	407.2	293.5	304.1	232.5	1032.9
Ga	74.7	75.7	79.0	88.9	80.5	65.0	75.1	72.6
Ge	10.4	18.2	7.7	9.1	8.2	7.9	8.9	10.1
Hf	7.5	13.7	4.3	13.7	10.6	6.6	2.6	9.6
Li	1.8	2.8	1.4	2.3	2.0	3.4	2.4	2.0
Mn	590.9	765.1	542.6	530.9	493.3	488.6	675.8	468.1
Mo	7.2	4.8	1.2	10.4	4.5	73.6	9.9	10.4
Nb	2.2	<1.0	<1.0	2.6	<1.0	<1.0	<1.0	2.3
Ni	16.5	50.3	45.2	54.5	41.4	15.2	61.2	69.7
P	186.8	147.6	120.7	194.1	100.0	144.5	142.1	219.0
Pb	59.5	57.9	56.6	71.2	57.1	58.5	61.6	66.1
Rb	86.1	78.2	76.8	96.5	91.4	93.2	83.6	83.4
Sb	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.5	0.7
Sc	2.7	2.6	2.7	2.6	2.6	2.7	2.9	2.8
Sn	35.3	37.1	36.8	39.9	38.5	30.7	34.7	31.9
Sr	433.8	433.0	457.6	484.1	468.1	389.5	422.1	394.2
Ta	45.7	53.1	48.1	56.0	49.1	42.2	45.0	41.5
Th	138.5	146.0	149.4	166.4	155.5	121.2	140.8	127.2
Ti	196.0	78.4	115.7	183.6	151.8	172.1	131.9	94.3
U	50.0	78.6	72.3	84.8	47.1	45.7	68.5	47.5
V	74.8	73.5	65.9	68.0	59.3	91.8	92.9	93.4
Zn	93.3	74.2	104.3	122.5	100.7	72.2	72.2	542.3
Zr	492.6	522.0	553.3	561.2	565.6	482.0	501.1	451.6
Rare earth elements (ppm)								
La	1.3	0.7	1.0	0.6	0.7	1.4	1.0	1.2
Ce	1.0	<1.0	<1.0	3.0	2.6	<1.0	1.5	<1.0
Pr	80.4	95.2	90.6	112.9	90.4	79.5	87.3	89.7
Nd	0.9	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sm	13.0	12.9	13.4	12.5	14.0	11.6	11.8	10.4
Eu	1.7	1.4	1.2	1.6	1.6	1.4	1.4	1.4
Gd	41.8	49.7	47.6	55.4	43.8	38.5	46.2	43.6
Dy	1.5	1.4	1.4	2.2	1.2	1.6	1.5	1.8
Ho	4.1	4.8	5.0	5.3	4.2	3.8	4.6	4.1
Er	0.7	0.9	0.5	0.9	0.6	0.5	0.7	0.7
Tm	3.4	4.1	3.9	4.5	3.6	3.1	3.8	3.5
Yb	3.9	3.9	4.1	4.4	4.3	3.4	3.7	3.4
Lu	3.8	4.5	4.3	5.1	4.0	3.3	4.1	3.9

در حدود ۰/۱ تا ۰/۱ درصد متغیر است. کانسار آهن گوزل‌دره از این جهت به کانسارهای گرمابی آهن شبیه است. بررسی ضرایب همبستگی پیرسون برای برخی از اکسیدهای اصلی و عناصر جزئی در نمونه‌های کانسنگ آهن گوزل‌دره نیز اطلاعات با ارزشی در خصوص نحوه تشکیل کانسار به دست می‌دهد (جدول ۳). ضرایب همبستگی منفی SiO_2 با Fe_2O_3 و Al_2O_3 می‌تواند نشان‌دهنده جانشینی کانی‌های سیلیکات منیزیم - کلسیم‌دار به وسیله مگنتیت باشد. ضرایب همبستگی مثبت SiO_2 با MgO و CaO نیز می‌تواند ناشی از تشکیل کانی‌های سیلیکات منیزیم - کلسیم‌دار مانند گارنت و کلینوپیروکسن باشد.

همچنین با مقایسه ضرایب همبستگی اکسیدهای اصلی و عناصر جزئی در نمونه‌های کانسنگ آهن گوزل‌دره (جدول ۳) می‌توان به دو گروه همیافت عنصری دست یافت: ۱- گروه Fe-Cr-Sn-Zr که در فاز کانی‌سازی اکسیدی قرار می‌گیرند و ۲- گروه Cu-Pb-Zn-Ag-Co-Ni که همبستگی مثبت قوی با گوگرد داشته و در فاز سولفیدی کانسار جای می‌گیرند. ضریب همبستگی منفی اکسید آهن با فسفر نشان می‌دهد که نوع کانی‌سازی در کانسار آهن گوزل‌دره، در مقایسه با انواع کانسارهای اکسید آهن آپاتیت‌دار نوع کایرونا متفاوت بوده و فسفر نقشی در کانی‌سازی آهن نداشته است (Nyström and Henriquez, 1994).

بررسی ترکیب شیمیایی عناصر فرعی و جزئی در کانی‌های مگنتیت و هماتیت کانسارهای مختلف (اکسید آهن - مس - طلا، آپاتیت - مگنتیت کایرونا، سازند آهن نواری، مس پورفیری، اسکارن آهن - مس، کانسارهای آهن - تیتانیم، وانادیم، کروم، عناصر گروه پلاتین - مس - نیکل، سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس - روی - سرب، پورفیری طلا - مس آرکن و رگه‌های مس‌دار اوپیمیسکا) نشان می‌دهد که تفاوت ترکیب شیمیایی مشخصی در کانسارهای مختلف وجود دارد که با استفاده از آنها نمودارهای تفکیکی ساخته شده است که می‌تواند انواع کانی‌سازی را از یکدیگر جدا کند (Dupuis and Beaudoin, 1994).

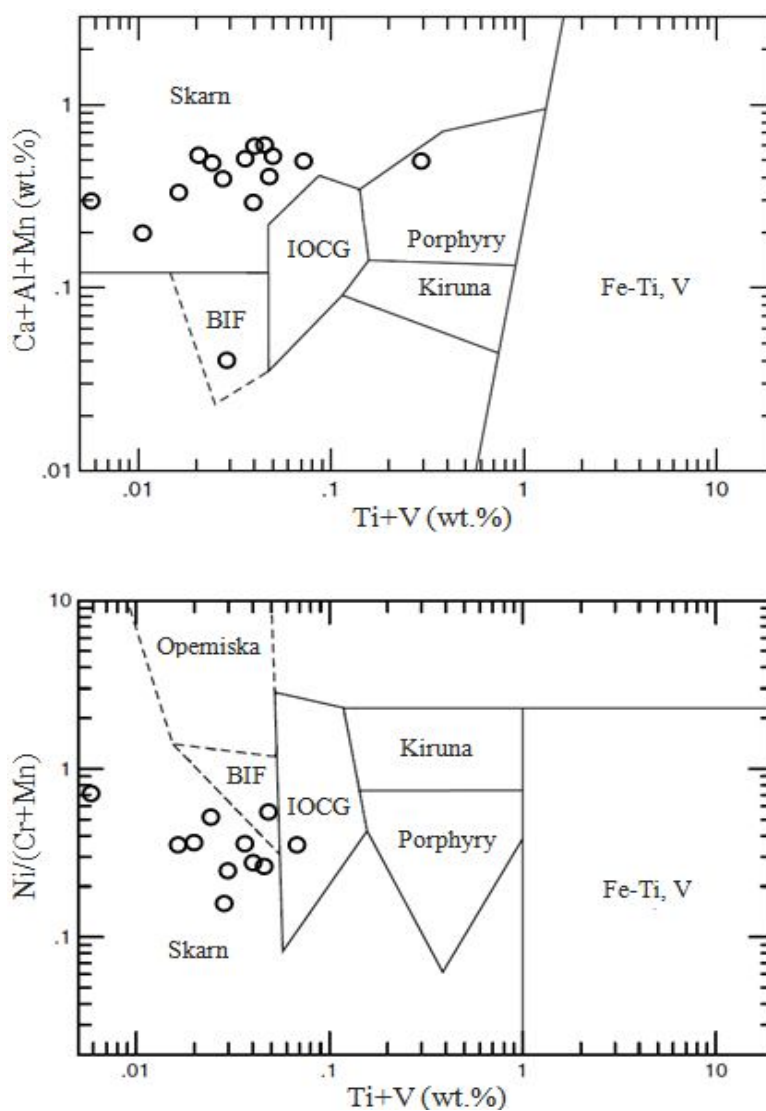
فراوانی Cr در ذخایر آهن می‌تواند از شاخص‌های تفکیک انواع ذخایر آهن باشد. مقدار Cr در ذخایر آهن ماگمایی کمتر از ۲۰ ppm، در ذخایر آهن رسوبی نوع راپتیان حدود ۲۵ ppm و در کانسارهای آهن گرمابی به حدود ۲۰۰ ppm می‌رسد (Nyström and Henriquez, 1994; Barker, 1995). مقدار کروم در نمونه‌های کانسنگ آهن گوزل‌دره از ۱۱۱/۷ تا ۱۵۶/۹ ppm متغیر بوده و میانگین آن در حدود ۱۳۴/۷ ppm است که نشان‌دهنده وابستگی این کانسار به انواع ذخایر آهن گرمابی است. با این حال بوکستروم (Bookstrom, 1977) معتقد است که مقدار کروم در کانسنگ‌های آهن گرمابی بسیار متغیر است. برای مثال مقدار Cr در کانسنگ مگنتیت - آپاتیت ال رومرال شیلی که دارای منشأ گرمابی است، بین ۳۰۰-۱۰ ppm متغیر است (Bookstrom, 1977). همچنین مقدار V در کانسنگ آهن گوزل‌دره بین ۵۹/۳-۹۳/۴ ppm متغیر است که کمتر از مقدار این عنصر در کانسارهای اورتوماگمایی آهن است (Frietsch, 1978). شعاع یونی V^{3+} بزرگ‌تر از Fe^{3+} است؛ ولی الکترونگاتیویته آن خیلی کمتر و انرژی پایداری میدان بلوری آن بیشتر است. این موضوع موجب فراوانی عنصر وانادیم در مگنتیت‌های تشکیل شده در مراحل اولیه تبلور ماگما می‌شود (Mason and Moore, 1982).

نسبت Cr/V در بیشتر ذخایر آهن ماگمایی و رسوبی کمتر از ۰/۱ است؛ در حالی که این نسبت در ذخایر آهن گرمابی بالاتر از ۱ است (Marschik and Fontbote, 2001). نسبت Cr/V در نمونه‌های کانسنگ آهن گوزل‌دره بین ۱/۲۱ تا حدود ۲/۶۴ متغیر است و میانگین آن در حدود ۱/۸۱ است که در محدوده کانسارهای آهن گرمابی قرار می‌گیرد.

مقدار TiO_2 و P_2O_5 در نمونه‌های کانسنگ مورد بررسی کمتر از حد تشخیص دستگاه (۰/۰۱ درصد) بوده و همین موضوع موجب عدم تشکیل آپاتیت و کانی‌های تیتانیم‌دار در این کانسار شده است. مقدار TiO_2 در ذخایر آهن ماگمایی نسبتاً بالاست (۰/۳ درصد در EL Laco شیلی و ۰/۶ درصد در کایرونا سوئد)؛ ولی در کانسارهای گرمابی آهن مانند کاراجاس برزیل

کانی‌های مگنتیت مورد بررسی اغلب در محدوده کانسارهای اسکارنی قرار می‌گیرد (شکل ۱۰). به علاوه، بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های مگنتیت کانسار گوزل‌دره بر روی نمودار TiO_2 در مقابل V_2O_5 (Hou et al., 2011) نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار نیز در محدوده کانسارهای اسکارنی و گرمایی قرار می‌گیرد (شکل ۱۱).

نمودارهای $\text{Ni}/(\text{Cr}+\text{Mn})$ در مقابل $\text{Ti}+\text{V}$ و $\text{Ca}+\text{Al}+\text{Mn}$ در مقابل $\text{Ti}+\text{V}$ برای تفکیک کانسارهای IOCG، کایرونا، مس پورفیری، BIF، اسکارن، آهن-تیتانیم و وانادیم طراحی شده‌اند (Dupuis and Beaudoin, 2011). بررسی ترکیب شیمیایی ۱۵ نقطه از دو نمونه کانی مگنتیت کانسار گوزل‌دره (جدول ۴) بر روی نمودارهای $\text{Ca}+\text{Al}+\text{Mn}$ در مقابل $\text{Ti}+\text{V}$ (Dupuis and Beaudoin, 2011) و $\text{Ni}/(\text{Cr}+\text{Mn})$ در مقابل $\text{Ti}+\text{V}$ (Dupuis and Beaudoin, 2011) نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی



شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های کانی مگنتیت کانسار آهن گوزل‌دره در نمودارهای $\text{Ca}+\text{Al}+\text{Mn}$ در مقابل $\text{Ti}+\text{V}$ (بالا) و $\text{Ni}/(\text{Cr}+\text{Mn})$ در مقابل $\text{Ti}+\text{V}$ (پایین). محدوده‌های مرجع از دوپوئز و بودوین (Dupuis and Beaudoin, 2011)

Fig. 10. Plot of $\text{Ca}+\text{Al}+\text{Mn}$ vs. $\text{Ti}+\text{V}$ (wt.%) (up) and $\text{Ni}/(\text{Cr}+\text{Mn})$ vs. $\text{Ti}+\text{V}$ (wt.%) (down) for magnetite mineral specimens from Gozaldarreh iron deposit. The reference areas are from Dupuis and Beaudoin (2011)

جدول ۳. ضرایب همبستگی پیرسون برای برخی از اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر جزئی در ۸ نمونه کانسنگ آهن گوزل‌دره

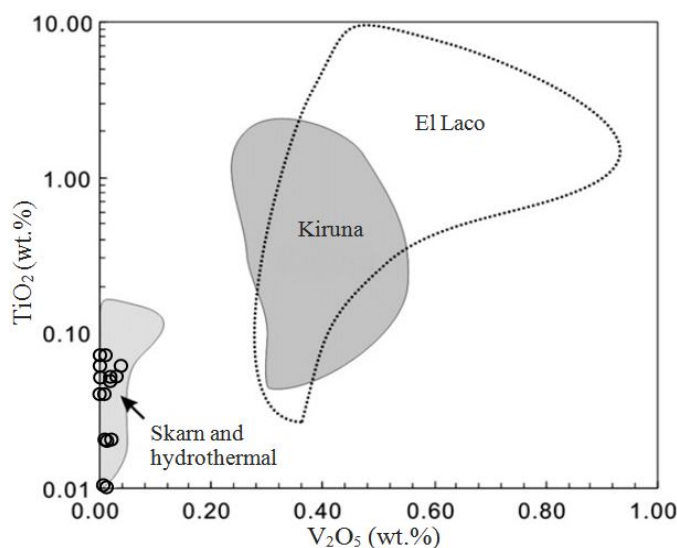
Table 3. Pearson's correlation coefficients for selected major oxides and trace elements in eight specimens of iron ores from Gozaldarreh deposit

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Mn	Cr	Ti	V	Zr	Sn	P	S	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni
Fe ₂ O ₃ [†]	-0.974	.510	.002	.965	.143	-.945	.897	.952	-.307	.021	-.292	.055	-.288	.096	.009	.117
SiO ₂		-.447	.031	-.909	-.128	.922	-.961	-.942	.393	-.057	.337	-.055	.345	.024	-.016	-.149
Al ₂ O ₃			-.121	.557	.641	-.645	.434	.418	-.220	-.667	-.498	-.299	-.468	-.442	-.572	-.626
Mn				.122	-.376	.010	.061	.239	-.144	-.228	-.518	-.234	-.446	-.122	-.019	.138
Cr					.264	-.893	.845	.952	-.270	-.126	-.390	.069	-.393	.079	-.128	.032
Ti						-.160	.157	.109	.081	-.559	-.302	.193	-.396	-.391	-.673	-.643
V							-.886	-.861	.436	.169	.422	.199	.401	.109	.162	.132
Zr								.897	-.571	-.101	-.543	-.089	-.559	-.254	-.159	.024
Sn									-.259	.019	-.401	.141	-.400	.043	.040	.202
P										.453	.679	.759	.646	.564	.493	.239
S											.784	.623	.765	.732	.937	.852
Cu												.546	.986	.785	.728	.515
Pb													.450	.537	.522	.494
Zn														.787	.762	.538
Ag															.715	.655
Co																.883

جدول ۴. نتایج تجزیه شیمیایی نقطه‌ای EMPA نمونه‌های کانی مگنتیت کانسنگ آهن گوزل‌دره (بر حسب درصد وزنی)

Table 4. Representative electron microprobe analysis (EMPA) of magnetite minerals from Gozaldarreh iron ore deposit (wt.%).

Point No.	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	FeO	CaO	NiO	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₂	TiO ₂
1-1	0.05	0.01	5.18	0	0.01	89.00	0.08	0.01	0.98	0.04	0.02	0.05	0.02	0.06
2-1	0.01	0	5.11	0	0.01	87.89	0.07	0.01	0.94	0	0.01	0.09	0.01	0.04
3-1	0.01	0	5.16	0	0.01	88.02	0.06	0.01	1.00	0	0.02	0.02	0.02	0.06
4-1	0.01	0	5.26	0	0	88.45	0.10	0	1.02	0	0	0.08	0.01	0.07
5-1	0	0.01	4.87	0	0.02	88.64	0.06	0.01	0.79	0.03	0.02	0	0	0.05
6-1	0.07	0	5.12	0	0.01	88.5	0.06	0.01	0.74	0.01	0.03	0.11	0	0.04
7-1	0.05	0	5.19	0	0.01	88.02	0.07	0.01	0.86	0.02	0.02	0.07	0	0.02
8-2	0.02	0.02	4.53	0.01	0.02	89.11	0.03	0.01	0.66	0.01	0.01	0.05	0	0.02
9-2	0.02	0	5.17	0	0	88.48	0.05	0	1.11	0.01	0	0.03	0	0.07
10-2	0.04	0	5.24	0	0.02	87.91	0.07	0.02	1.06	0.02	0.02	0.23	0	0.05
11-2	0.06	0	4.96	0.03	0	88.43	0.09	0	0.92	0.01	0.01	0.07	0	0.02
12-2	0.09	0.02	0.07	0	0.01	91.09	0.08	0.02	0.06	0.01	0.02	0.08	0.02	0.01
13-2	0.02	0	0	0	0.04	91.23	0.09	0.01	0	0	0	0.04	0.01	0.05
14-2	0.06	0.01	0	0	0.02	91.24	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0	0.01
15-2	0	0.02	0	0	0	91.02	0	0	0	0.02	0	0.03	0	0.05



شکل ۱۱. موقعیت نمونه‌های کانی مگنتیت کانسار آهن گوزل‌دره در نمودار TiO_2 در مقابل V_2O_5 . محدوده‌های مرجع از هو و همکاران (Hou et al., 2011).

Fig. 11. Plot of TiO_2 vs. V_2O_5 (wt.%) for magnetite mineral specimens from Gozaldarreh iron deposit. The reference areas are from Hou et al. (2011).

نتیجه‌گیری

عدسی و رگه‌ای با خلوص زیاد یافت می‌شود. مگنتیت کانه اصلی کانسنگ آهن گوزل‌دره است که در اسکارن پیش‌رونده به مقدار جزئی (مگنتیت پیش‌رونده) و اغلب در اسکارن پس‌رونده (مگنتیت پس‌رونده) تشکیل شده است. هماتیت، پیریت و کالکوپیریت کانی‌های فرعی مهم کانسنگ آهن گوزل‌دره هستند.

شواهد نشان می‌دهد که کانی‌سازی در کانسار آهن گوزل‌دره در سه مرحله انجام شده است: ۱- جای‌گیری توده گرانیتوئید گوزل‌دره و دگرگونی همبری سنگ‌های میزبان کربناتی و تشکیل مرمر با بافت گرانوبلاستیک و کانی‌های سیلیکات کلسیم (- منیزیم) بدون آب. در این مرحله، توالی پاراژنزی در سنگ‌آهک‌های خالص اغلب شامل گارنت-ولاستونیت-مرمر (کلسیت) است؛ در حالی که در سنگ‌های دولومیتی شامل گارنت-کلینوپیروکسن-مرمر است، ۲- متاسوماتیسم و جانشینی که در ادامه مرحله قبلی رخ داده و موجب تشکیل فراگیر کانی‌های سیلیکات کلسیم (- منیزیم) شده و با کانی‌سازی جزئی مگنتیت در اسکارن پیش‌رونده همراه است و ۳- سردشدن توده

نفوذ توده گرانیتوئید گوزل‌دره به درون سنگ‌های کربناتی سازندهای سلطانی و باروت موجب دگرگونی مجاورتی، تشکیل اسکارن و کانی‌سازی آهن همراه آن در محدوده کانسار اسکارن آهن گوزل‌دره شده است. گرانیتوئید گوزل‌دره شامل گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت و از نوع I است. این گرانیتوئید در محیط زمین‌ساختی کمان آتشفشانی و حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است و در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و دسته شوشونیتی قرار می‌گیرد. دگرسانی‌های سریسیتی، آرژیلیک، سیلیسی-کربناتی و کلریتی مهم‌ترین دگرسانی‌های توسعه‌یافته در توده گرانیتوئید گوزل‌دره هستند. گارنت، کلینوپیروکسن و ولاستونیت، کانی‌های تشکیل‌شده در اسکارن پیش‌رونده محدوده کانی‌سازی آهن گوزل‌دره هستند. اپیدوت، ترمولیت (-کتینولیت)، کلریت، سرپانتین، تالک، کلسیت و کوارتز در اسکارن پس‌رونده تشکیل شده‌اند و با مرحله اصلی کانی‌سازی آهن (مگنتیت پس‌رونده) در منطقه همراه هستند. کانی‌سازی آهن اغلب به شکل توده‌های نامنظم،

آزوریت شده و کانی‌ها و بافت‌های اولیه از پیش موجود را متلاشی می‌کند.

قدردانی

این مقاله مستخرج از پژوهشی است که با حمایت مالی دانشگاه پیام‌نور انجام شده است؛ لذا از تمامی افرادی که به نحوی در تصویب و اجرای آن نقش داشته‌اند، تشکر می‌شود. همچنین، نویسندگان از دقت نظر و پیشنهادهای سازنده داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی قدردانی می‌نمایند.

گرانیتوئید گوزل‌دره و سامانه گرمابی-ماگمایی وابسته به آن که با تشکیل کانی‌های اپیدوت، ترمولیت (-اکتینولیت)، سرپانتین، تالک، کلریت، کلسیت و کوارتز در اسکارن پس‌رونده همراه بوده و مسئول کانی‌سازی اصلی آهن (مگنتیت پس‌رونده) است. واکنش‌های پس‌رونده، در نهایت باعث جاننشینی کانی‌های سیلیکاتی غنی از کلسیم (-منیزیم) اسکارن پیش‌رونده توسط مجموعه‌ای از سیلیکات‌های فقیر از کلسیم، اکسیدها و سولفیدهای آهن و همچنین کربنات‌ها شده‌اند. عملکرد فرایندهای برون‌زاد و هوازادگی بر روی سامانه بالا موجب تشکیل کانی‌های هماتیت، گوتیت، لیمونیت، مالاکیت و

References

- Aghanabati, A., 2006. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)
- Andarz, F., 2006. Mineralogical study and ore controlling parameters of magnesian iron skarn mineralization at Arjin mineralized area, east of Zanzan (Zanzan province). M.Sc. thesis, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran, 197 pp. (in Persian)
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3): 605–626.
- Barker, D.S., 1995. Crystallization and alteration of quartz monzonite, Iron Spring mining district, Utah; relation to associated iron deposits. *Economic Geology*, 90(8): 2197–2217.
- Bookstrom, A.A., 1977. The magnetite deposit of El Romeral, Chile. *Economic Geology*, 72(6): 1101–1130.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
- Craig, R.J. and Vaughan, J.D., 1994. Ore microscopy and ore petrography. John Wiley and Sons, New York, 434 pp.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, 46(4): 319–335.
- Ebrahimi, M., Kouhestani, H. and Shahidi, E., 2015. Investigation on type and origin of iron mineralization at Mesgar occurrence, south of Zanzan, using petrological, mineralogical and geochemical data. *Journal of Economic Geology*, 7(1): 111–127. (in Persian with English abstract)
- Eftekhari Nezhad, J., Hajian, J., Hirayama, D.K., Houshmandzadeh, A., Nabavi, M., Samimi, J., Stöcklin, J. and Zahedi, M., 1994. Geological map of the Khoda Bandeh-Soltanieh quadrangle, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. In: B.J. Skinner (Editor), *Economic Geology 75th Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, pp. 317–391.
- Esmaili, M., 2006. Mineralogy, geochemistry and genesis of Shahbolaghi iron deposit (west of Zanzan). M.Sc. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 222 pp. (in Persian)
- Frietsch, R., 1978. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. *Economic Geology*, 73(4): 478–785.
- Haghighi Bardineh, S.N., Zarei Sahamieh, R., Zamanian, H. and Ahmadi Khalaji, A., 2018. Petrology, geochemistry and tectonic setting

- studies in magmatic complex generating the Takht Fe-skarn deposit, NE Hamedan. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 497–535. (in Persian with extended English abstract)
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341–2357.
- Hatami, P., Mokhtari, M.A.A., Ebrahimi, M. and Nabatian, G., 2016. Mineralogy and fluid inclusion study of Mirjan iron deposit, NW Zanjan. The 8th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Zanjan University, Zanjan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Hou, T., Zhang, Z.C. and Kusky, T., 2011. Gushan magnetite-apatite deposit in the Ningwu basin, Lower Yangtze River Valley, SE China: hydrothermal or Kiruna-type? *Ore Geology Reviews*, 43(1): 333–346.
- Karami, M., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2016. Lulak Abad iron occurrence, northwest of Zanjan: metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type iron mineralization in Central Iran. *Journal of Economic Geology*, 8(1): 93–115. (in Persian with extended English abstract)
- Khanmohammadi, N., Khakzad, A. and Izadyar, J., 2010. Mineralography, structural and textural studies and genesis of Zaker iron-apatite deposit (Northeast of Zanjan). *Journal of Geosciences, Geological Survey of Iran*, 19(76): 119–126. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M. and Khodaei, L., 2018. Mineralogy and electron microprobe studies of magnetite in the Sarab-3 iron ore deposit, southwest of the Shahrak mining region (east Takab). *Journal of Economic Geology*, 10(1): 267–293. (in Persian with extended English abstract)
- Marschik, R. and Fontbote, L., 2001. The Candelaria-Punta Del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn -Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*, 96(8): 1799–1826.
- Mason, B. and Moore, C.B., 1982. Principles of geochemistry. John Wiley, New York, 344 pp.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Erath Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.
- Mohammadi, Z., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2014. Goorgoor iron occurrence, northwest of Takab: metamorphosed volcano-sedimentary mineralization in Sanandaj-Sirjan zone. *Journal of Advanced Applied Geology*, 4(13): 20–32. (in Persian with English abstract)
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Rashidnejad Omran, N. and Daliran, F., 2012. Sorkhehdizaj apatite-iron oxide deposit as a Kiruna type: Mineralogy, texture and structure, alteration and comparative studies. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(4): 665–686. (in Persian with English abstract)
- Nabatian, G., Li, X.H., Honarmand, M. and Melgarejo, J.C., 2017. Geology, mineralogy and evolution of iron skarn deposits in the Zanjan district, NW Iran: Constraints from U-Pb dating, Hf and O isotope analyses of zircons and stable isotope geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 84(1): 42–66.
- Nabavi, M.H., 1976. Introduction to the geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 109 pp. (in Persian)
- Nyström, J.O. and Henriquez, F., 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna-type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology*, 89(4): 820–839.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer, Berlin, 1250 pp.
- Shahbazi, S., Ghaderi, M. and Rashidnejad Omran, N., 2015. Mineralization stages and iron source of Bashkand deposit based on mineralogy, structure, texture and geochemical evidence, southwest of Soltanieh. *Geosciences*, 24(95): 355–372. (in Persian with English abstract)
- Shimazaki, H., 1980. Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan. *Economic Geology*, 75(2): 173–183.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran; a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7): 1229–1258.
- Stöcklin, J., Nabavi, M. and Samimi, M., 1965. Geology and mineral resources of the

Soltanieh Mountains (northwest of Iran).
Geological Survey of Iran, Tehran, Report 2,
44 pp.

Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010.
Abbreviations for names of rock-forming
minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–
187.



Mineralogy, geochemistry and genesis of the Gozaldarreh iron skarn deposit, southeast Zanjan

Seyed Javad Moghaddasi^{1*}, Mohammad Ebrahimi² and Fereshteh Mohammadi¹

1) Department of Geology, Payame Noor University, Iran

2) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Submitted: Dec. 07, 2016

Accepted: Dec. 10, 2017

Keywords: *Iron skarn, mineralogy, geochemistry, Gozaldarreh, Zanjan*

Introduction

The Zanjan area hosts several iron deposits with small reserves which are currently active. This extended abstract describes the geology, mineralogy and geochemistry of the Gozaldarreh iron deposit located 44 km south of Zanjan. To further clarify the origin of Gozaldarreh mineralization, the associated Gozaldarreh granitoid intrusion and skarn were also subjected to detail petrography and geochemical studies including the granitoid type and genesis.

Materials and Methods

During several field works, fifty-eight samples were collected from different rock types exposed in the area including granitoid intrusion, skarn unit and the iron ore body. Thirty-five thin, thin-polished and polished sections were prepared and studied in order to study the mineralogy, texture and paragenetic sequences. Based on the petrography and microscopy results, seen granitoid samples and eight ore samples were selected for chemical analysis. The major oxides were analysed by x-ray fluorescence (XRF) at the Geological Survey of Iran and the FeO was measured using wet chemical methods (titration). Trace elements and rare earth elements were measured by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) at the West Lab in Australia.

Results

The intrusion of the Gozaldarreh granitoid into the carbonaceous rocks of the Soltaniyeh and Barout

Formations generated a contact metamorphism with a skarn developed and iron-oxide mineralization in the Gozaldarreh area. The Gozaldarreh granitoid is an I-type granite to grano-diorite and quartz-monzonite. The geochemistry of the Gozaldarreh granitoid suggests that this intrusion belongs to high-K calc-alkaline and shoshonite series of the volcanic arc of an active continental margin. The sericitic, argillic, silica-carbonate and chloritic alterations are the major alterations affected by the Gozaldarreh granitoid.

The garnet, clinopyroxene and wollastonite are the major minerals generated in the prograde skarn phase in the iron oxide mineralization area. The major iron-oxide mineralization stage has happened during the retrograde skarn phase along with epidote, tremolite-actinolite, chlorite, serpentine, talc, calcite and quartz. The iron-oxide mineralization is generally in the form of high grade irregular lenses and veins of magnetite with minor hematite, pyrite and chalcopyrite. A small volume of magnetite has also been deposited during the prograde skarn phase.

The evidences show that the Gozaldarreh ore mineralization took place in three stages: (1) intrusion of the Gozaldarreh granitoid and contact metamorphism of the carbonate host rocks and generating a marble with granoblastic texture and Ca-Mg silicates. The paragenetic sequence at this stage is garnet-wollastonite-calcite for carbonate rocks and garnet-clinopyroxene-calcite for dolomitic rocks, (2) metasomatism and replacement phase which created Ca-Mg silicates

*Corresponding authors Email: sjmoghad@pnu.ac.ir

and minor magnetite as part of a prograde skarn phase, (3) the Gozaldarreh granitoid cooling stage and generation of the hydrothermal-magmatic system. This retrograde skarn phase has generated the main magnetite ore along with epidote, chlorite, tremolite-actinolite, serpentine, talc, calcite and quartz. The poor Ca-silicates, Fe-oxides, Fe-sulfides and carbonates were also generated as final stages of this retrograde phase. The later reactions and weathering affected these primary mineral assemblages and created the secondary minerals such as hematite, goethite, limonite, malachite and azurite.

Discussion

As a result of the intrusion of the Gozaldarreh granitoid into the carbonates of Soltanieh (PC- C_s) and Barout Formations (C_b), a skarn unit has developed at the contact metamorphic zone. The petrography of the Gozaldarreh granitoid shows a granular to micro-granular texture with alkali feldspar, plagioclase, quartz and biotite as major rock forming minerals and amphibole, zircon and sphene as accessory minerals. Epidot, calcite and chlorite are also present as secondary minerals. The sericitic, argilic, silica-carbonate and chlorite assemblages are presenting the major alterations of the Gozaldarreh granitoid. The analyses of the granitoid samples classify the intrusion as an I-type granite to grano-diorite and quartz-monzonite. The Y-Nb and (Nb+Y)-Rb plots (Pearce et al., 1984) suggest that the Gozaldarreh granitoid is part of the volcanic arc granitic intrusions. The Th-Co plot (Hastie et al., 2007) is placing Gozaldarreh granitoid in the high-K calc-alkaline and Shoshonite series.

The comprehensive field work shows that the iron mineralization in the Gozaldarreh area is spatially associated with the granitoid skarn zone. The exoskarn is well developed in the region and is the major host for Fe-mineralization. The endoskarn which is mainly exposed at the vicinity of the granitoid, is less developed and consists of clinopyroxene, epidote, chlorite, calcite and garnet. The clinopyroxene and garnet are recognized as prograde and epidote, chlorite and calcite are retrograde minerals. The exoskarn

mainly consists of retrograde minerals such as epidote, chlorite, tremolite-actinolite, serpentine, talc, calcite, chrysotile and quartz. These retrograde minerals are mainly replaced the residue of prograde minerals such as clinopyroxene, garnet and wollastonite. The other major skarn-related phenomena in the area are the carbonate rocks recrystallization and pyrite-chalcopyrite-iron-oxide mineralization.

The Gozaldarreh iron ore exhibits different forms including massive, vein-type and disseminated iron-oxide mineralization. The ore bodies are mainly located in the exoskarn. Magnetite is the most abundant ore mineral followed by hematite, pyrite, chalcopyrite, limonite, malachite and azurite as minor minerals. The major gangue minerals are calcite, quartz, epidote, serpentine and chlorite.

The magnetite chemistry plot in the Ni/(Cr+Mn) vs Ti+V and Ca+Al+Mn vs. Ti+V diagrams (Dupuis and Beaudoin, 2011) showing the skarn origin for the Gozaldarreh deposit. The TiO₂-V₂O₅ diagram plot (Hou et al., 2011) for these samples also points to the skarn and hydrothermal origin.

References

- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, 46(4): 319–335.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341–2357.
- Hou, T., Zhang, Z.C. and Kusky, T., 2011. Gushan magnetite-apatite deposit in the Ningwu basin, Lower Yangtze River Valley, SE China: hydrothermal or Kiruna-type? *Ore Geology Reviews*, 43(1): 333–346.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.