



کانی‌شناسی و مطالعه ریز کاو الکترونی مگنتیت در کانسار آهن سراب-۳، جنوب غرب منطقه معدنی شهرک (شرق تکاب)

محمد معانی جو* و لیلا خدائی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۳/۱۶، پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۲۳

چکیده

کانسار آهن سراب-۳ در شرق شهرستان تکاب و در شمال پهنه سندیج-سیرجان واقع شده است. در اثر جای‌گیری توده نفوذی با ترکیب حدواسط تا اسیدی در سنگ‌های آهکی منطقه، کانه‌زایی آهن \pm سولفید در منطقه رخ داده است. تشکیل کانسار آهن سراب-۳ در سه مرحله دگرگونی، اسکارن‌زایی و سوپرژن صورت گرفته است و طبق شواهد، این کانسار مشکل از زیر پهنه‌های درون اسکارن و برون اسکارن شامل کانسنگ آهن \pm سولفید است. در مرحله دگرگونی، در اثر جای‌گیری توده نفوذی در سنگ‌های کربناتی، باعث دگرگونی سنگ‌های درون‌گیر و تبلور مجدد سنگ‌های کربناتی و تبدیل آنها به مرمر شده است. در ادامه، تبلور توده نفوذی، باعث تکامل فاز سیال هیدروترمال و نفوذ آن به داخل سنگ‌های درون‌گیر شده است. مرحله اسکارن‌زایی به دو مرحله پیش‌رونده و پس‌رونده تقسیم می‌شوند. در مرحله پیش‌رونده، واکنش این سیالات با سنگ میزبان، باعث تشکیل کانی‌های کالک سیلیکاته بی‌آب نظیر گارنت و کلینوپیروکسن شده است. در مرحله اسکارن پس‌رونده با تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی نظیر کاهش دما، کانی‌های کالک سیلیکاته بی‌آب به کانی‌های کالک سیلیکاته آبدار (ترمولیت-کتینولیت و اپیدوت)، فیلسیلیکاته (کلریت، سرپانتین، تالک و فلوگوپیت) تبدیل شده‌اند و کانی‌های اکسیدی (مگنتیت و هماتیت)، سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و کربناته (کلسیت) نیز تشکیل می‌شوند. به دنبال آن، فعالیت‌های تأخیری، موجب تشکیل رگه‌های کوارتز-کلسیت کانه‌دار در منطقه شده است. در مرحله سوپرژن نیز، طی فرآیند اکسایش در بخش‌های سطحی و کم عمق کانسار، هماتیت‌های مارتیتی، کانی‌های آکسی-هیدروکسیدی آهن، کالکوسیت، کولیت و کلریت (پنین) تشکیل شده است. بررسی‌های تجزیه نقطه‌ای الکترونی بر روی کانی‌های مگنتیت و هماتیت گویای مقادیر بالای متوسط MnO (۰/۰۹ درصد وزنی) و Al_2O_3 (۱/۵۹ درصد وزنی) و مقادیر پایین متوسط عناصر TiO_2 (۰/۰۳ درصد وزنی) و V_2O_5 (۰/۰۱ درصد وزنی) است. با توجه به شواهد کانی‌شناسی اسکارن و ژئوشیمی مگنتیت، کانه‌زایی آهن در همبری واحدهای کربنات و توده نفوذی، گویای خاستگاه اسکارنی کانسار آهن سراب-۳ است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، ریز کاو الکترونی، کانسار آهن، اسکارن، سراب-۳، شهرک

مقدمه

سنوزوئیک ایران مرکزی، سبب شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی

همبری به‌ویژه اسکارن‌های متعددی شده است (Karimzadeh

Somarin and Moayyed, 2002; Calagari and Hosseinzadeh, 2006; Boomeri et al., 2009;

کانه‌زایی آهن در پهنه ایران‌زمین در ارتباط با فازهای مختلف

زمین‌ساختی-ماگمایی و چرخه‌های رسوبی است. ماگماتیسم

نحوه کانه‌زایی کانسار آهن سراب-۳ مشخص شود. در این راستا، پس از جمع‌آوری اطلاعات مربوط به منطقه، بررسی‌های صحرایی انجام شد. در طی بررسی‌های صحرایی از توده معدنی، هاله‌های آلتراسیون و سنگ‌های دربرگیرنده کانسار در منطقه نمونه‌برداری به عمل آمد. تعداد ۷۰ نمونه سنگی از ماده معدنی و سنگ‌های اطراف آن برداشته شد. انتخاب و آماده‌سازی نمونه‌ها برای تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی، نازک-صیقلی، صیقلی و آنالیزهای شیمیایی و بررسی میکروسکوپی مقاطع گام بعدی این کار پژوهشی بوده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی بر روی ۲۲ مقطع نازک، ۳۰ مقطع نازک-صیقلی و ۱۰ مقطع صیقلی انجام شد. همچنین برای بررسی ژئوشیمی کانه مگنتیت و هماتیت، تعداد ۶ مقطع نازک صیقلی انتخاب و برای آنالیز ریز کواالکترونی^۱ به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران فرستاده شد تا بررسی دقیق‌تری بر روی آن انجام شود. تعداد ۲۳ نقطه از کانی‌های اکسید آهن (مگنتیت و هماتیت) با استفاده از دستگاه الکترون مایکروپروب، مدل Cameca Sx100 در شرایط ولتاژ ۱۵ kV و آمپر ۲۰ nA مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفت که نتایج حاصل از این آنالیز در جدول ۱ آمده است. همچنین برای تکمیل آزمایش‌ها و شناسایی کانی‌های محصول دگرسانی نیز تعداد ۶ نمونه پودر سنگ از مناطق دگرسان شده، برای مطالعات XRD تهیه شد.

زمین‌شناسی منطقه

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه یاسوکند (شکل ۲)، برون‌زدهای کرتاسه^۲ به‌عنوان قدیمی‌ترین سنگ‌های این ورقه در قسمت‌های جنوب غرب منطقه گسترش یافته که شامل فلیت و اسلیت‌های خاکستری تا سبز رنگ است. واحدهای چینه‌ای ائوسن^۳ با لایه‌های متناوبی از ماسه‌سنگ سبز تا قرمز و کنگلومرا بر روی رسوبات کرتاسه قرار گرفته است. برون‌زدهای الیگوسن^۴ متشکل از کنگلومرا و ماسه‌سنگ ضخیم تا متوسط لایه بخش‌هایی از جنوب غرب ورقه را پوشش می‌دهد. واحدهای گوناگون سازند قم^۵

(Maanijou and Salemi, 2015) که این ذخایر از دیرباز از نظر تنوع کانی‌شناسی و نیز توانایی اقتصادی مورد توجه زمین‌شناسان بوده است (Einaudi, 1977; Hammarstrom et al., 1989; Franchini et al., 2002; Meinert et al., 2005). آهن سراب-۳، در ۶۰ کیلومتری شرق شهرستان تکاب، در شمال شرق استان کردستان و در موقعیت ۴۷°۳۳' تا ۴۷°۳۲' طول جغرافیایی و ۳۶°۲۰' تا ۳۶°۲۱' عرض جغرافیایی قرار گرفته است که بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، جزو کمربند پلوتونیک-دگرگونی سنندج-سیرجان است (شکل ۱-۱). راه‌های دسترسی به معدن در شکل B-۱ نشان داده شده است. منطقه معدنی شهرک، شامل ۹ توده آهن رخنمون‌دار است که به صورت جدا از یکدیگر قرار دارند (Salemi, 2013; Maanijou and Salemi, 2015). کانسار سراب-۳ یکی از این ۹ توده مجموعه معدنی شهرک است. بررسی‌های مقدماتی و اکتشافی شامل بررسی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، اکتشافات ژئوشیمیایی و کانی‌سنگین توسط شرکت معدنی آجین در قالب گزارش اکتشافی انجام شده است (Pournik, 2007). شیخی (Sheikhi, 1995) و عزیزی (Azizi, 2003) به ترتیب زمین‌شناسی اقتصادی مجموعه ۹ توده معدنی شهرک و پروژنز سنگ‌های دگرگونی منطقه را بررسی کرده‌اند. کانسار آهن سراب-۳ با ذخیره احتمالی ۹ میلیون تن و متوسط عیار آهن کل ۵۴ درصد وزنی، توسط شرکت کیمیا معادن سپاهان (Kimia Maaden Sepahan Company., گزارش شده است. از آنجایی که مطالعات پژوهشی جامعی بر روی کانسار آهن سراب-۳ انجام نشده؛ لذا در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از بررسی‌های کانی‌شناسی، ساخت و بافت و شیمی کانسنگ آهن، منشأ آهن در منطقه سراب-۳ مورد بررسی قرار گیرد.

روش مطالعه

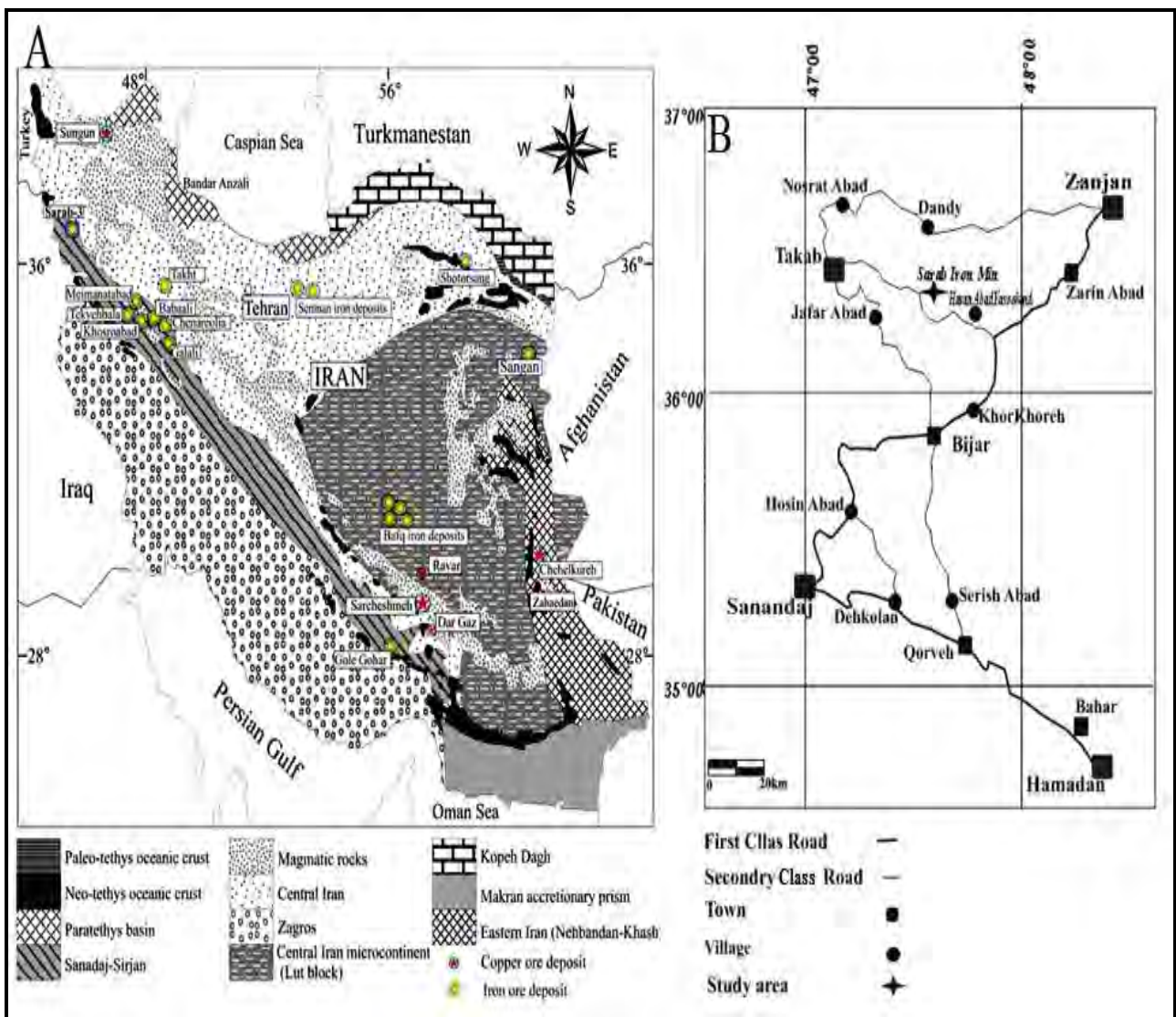
در این پژوهش سعی شده است تا با بررسی‌های میدانی و مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانی‌های اکسیدی مگنتیت و هماتیت

1. EPMA
2. Kmsh
3. Es, Ec

4. OLc
5. Om

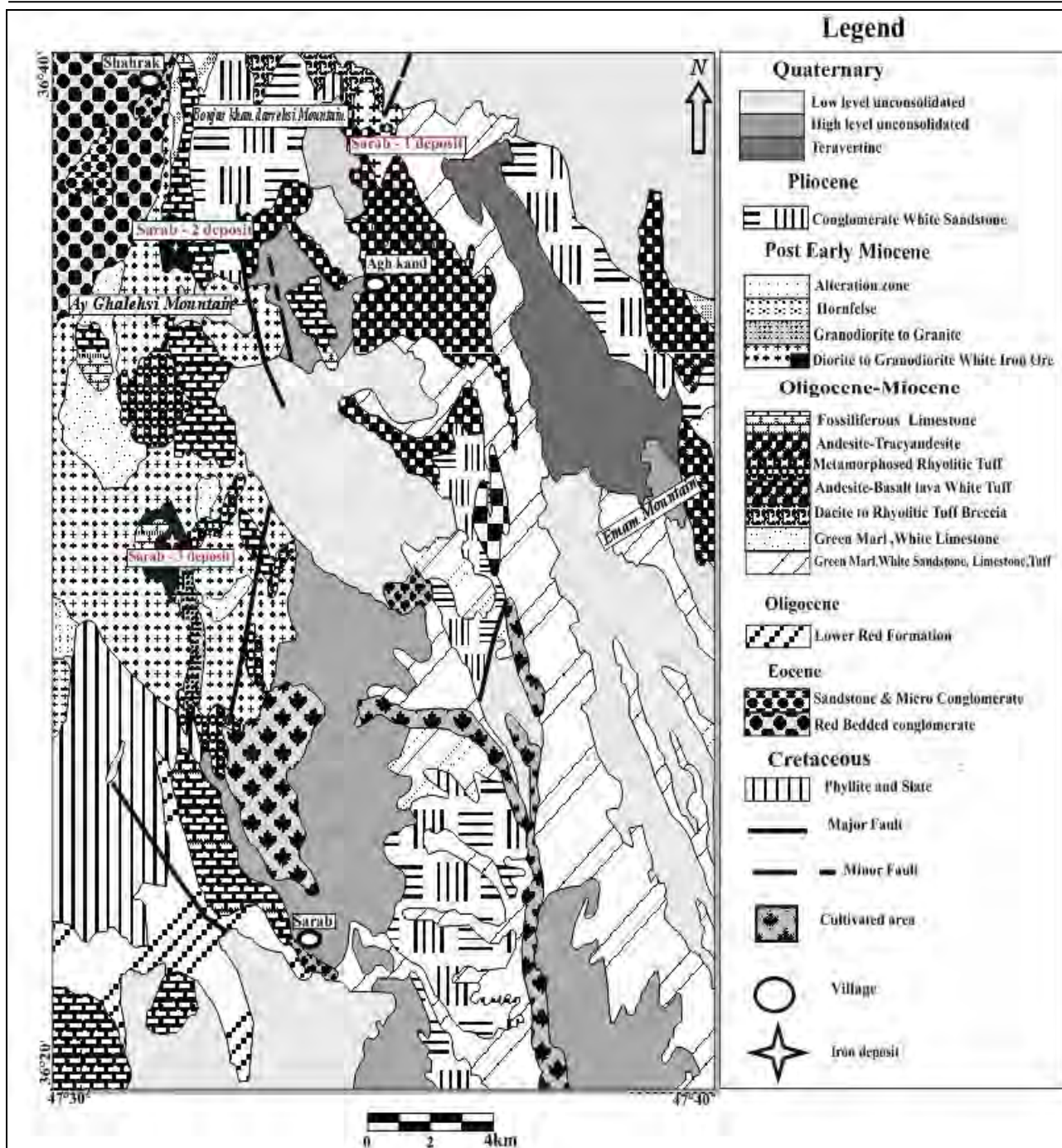
شده است. برون‌زدهای پلیوسن^۱ با واحد سنگی کنگلومرا همراه با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ با رخنمونی تقریباً وسیع در زیر نهشته‌های کواترنری منطقه به چشم می‌خورد. بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰ کانسار سراب-۳ (شکل ۳)، مشاهدات صحرائی، بررسی مغزه‌های حفاری و بررسی‌های سنگ‌نگاری، مهم‌ترین واحدهای سنگی منطقه مورد بررسی، توده نفوذی، سنگ‌های آهنکی و سنگ‌های اسکارنی است.

مشکل از مارن، آهک و سنگ‌های ولکانیکی نیز در منطقه رخنمون دارد. توده نفوذی دیوریت-گرانودیوریت و گرانودیوریت-گرانیت با سن تقریبی میوسن نیز قسمت زیادی از این منطقه را به خود اختصاص داده که در بخش‌هایی از منطقه، سنگ‌های دگرگونی کرتاسه و واحدهای سازند قم را قطع کرده است. در مواردی همبری این توده‌های نفوذی اسیدی-حدواسط با واحد کربناته کرتاسه موجب رخداد بخش اسکارنی غنی از آهن



شکل ۱. A: موقعیت کانسار آهن سراب-۳ در پهنه‌های ساختاری ایران (اصلاح‌شده از امامی و همکاران (Emami et al., 1993)، آق‌باتی (Aghanabati, 2004)، معانی‌جو و همکاران (Maanijou et al., 2012)) و B: راه‌های دسترسی به کانسار آهن سراب-۳

Fig. 1. A: The location of study Sarab-3 iron deposit in geological map of Iran (modified from Emami et al., 1993; Aghanabati, 2004; Maanijou et al., 2012), and B: Access roads to Sarab-3 iron deposit



شکل ۲. نقشه زمین شناسی کانسار آهن سراب-۳. با تغییرات از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ حسن آباد یاسوکند (Fenodi and Sayareh 2000)

Fig. 2. Geological map of Sarab-3 iron deposit with modification from Hasanabad Yasoukand geological map, scale 1: 100,000 (Fenodi and Sayareh, 2000)

توده نفوذی

بر اساس بررسی های انجام شده توسط خدائی (Khodaei, 2015) و استفاده از شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی توده نفوذی

منطقه مورد مطالعه دارای ترکیب حدواسط تا اسیدی شامل دیوریت-لوکودیوریت، مونزودیوریت-کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت تا گرانیت است.

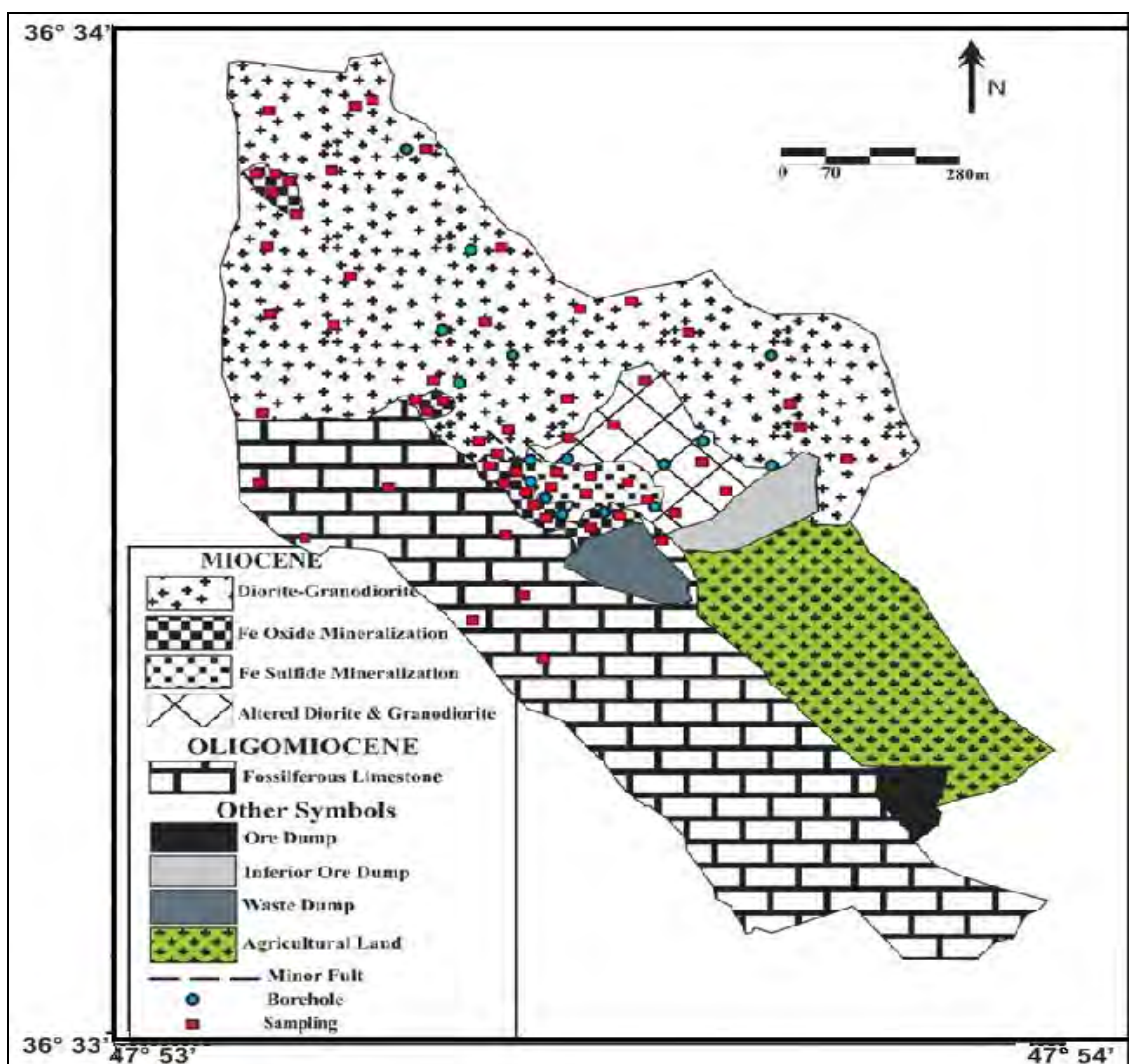
دیوریت- لوکودیوریت: بیشترین حجم سنگ‌های نفوذی منطقه را دیوریت- لوکودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۲ و ۳) که دارای ضریب رنگینی مزوکرات تا ملانوکرات هستند (شکل ۴-A).

مونزودیوریت- کوارتز مونزودیوریت: این سنگ‌ها در نمونه دستی، به رنگ سفید متمایل به خاکستری روشن هستند که گاه بر اثر دگرسانی اپیدوتی، متمایل به سبز دیده می‌شوند (شکل

۴-B).

گرانودیوریت- گرانیت: این سنگ‌ها گستردگی زیادی در منطقه مورد بررسی نداشته و در نمونه دستی دارای اندیس رنگینی مزوکرات تا لوکوکرات هستند.

گرانیت موجود در منطقه نیز احتمالاً آپوفیزهایی از توده اصلی بوده که بعد از مقداری تفریق از توده اصلی آن جدا شده است که ترکیب آن گرانودیوریت تا گرانیت مشخص شده است.



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده شده کانسار آهن سراب-۳ (Kimia Maaden Sepahan Company., 2011).

Fig. 3. Simiplified geological map of Sarab-3 deposit (Kimia Maaden Sepahan Company., 2011)

واحد سنگ آهکی

سنگ‌های آهکی منطقه با سن الیگومیوسن با رنگ کرم،

خاکستری تا قهوه‌ای روشن، در قسمت جنوب غرب منطقه قرار

گرفته‌اند (شکل ۲) و در برخی نقاط دارای ضخامتی حدود ۲۰۰

روند شمال غرب - جنوب شرق و شمال - جنوب) باشد (شکل H-۴) و این گسل‌ها احتمالاً نقشی مهم در مهاجرت محلول‌های کانه‌دار از عمق به سطح دارد و از مهم‌ترین کنترل‌کننده‌های کانی‌سازی در منطقه به‌شمار می‌روند.

سنگ‌نگاری

دیوریت - لوکودیوریت: بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، بافت غالب این سنگ‌ها گرانولار - میکروگرانولار، اینترگرانولار - اینترسرتال و بافت پورفیروئید است (شکل A-۵، B و C). کانی‌های اصلی این سنگ شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند و کلینوپیروکسن است. پلاژیوکلازها اغلب دارای زونینگ، ماکل پلی‌سنتیک و گاه ماکل کارلسباد هستند که تعدادی از آنها اپیدوتی، کلریتی و سرسیتی شده‌اند (شکل A-۵، B و C). هورنبلندهای سبز نیز تعدادی در حال تبدیل به اکتینولیت - ترمولیت و کلریت هستند (شکل A-۵ و B) و کلینوپیروکسن‌ها نیز اغلب اورالیتی شده‌اند. کانی‌های فرعی این سنگ، آلکالی فلدسپار، اسفن و کوارتز است. اپیدوت، سرسیت، کلریت، اکتینولیت - ترمولیت، اورالیت، کائولینیت و کلسیت نیز کانی‌های ثانویه این سنگ را تشکیل می‌دهد.

مونزودیوریت - کوارتز مونزودیوریت: بافت غالب این سنگ‌ها سابه‌درال گرانولار تا گرانولار و بافت پورفیری با زمینه‌ای دانه ریز است (شکل D-۵). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل: پلاژیوکلاز اغلب دارای ماکل پلی‌سنتیک و ساخت زونه با آثار دگرسانی پروپلیتی و سرسیتی؛ هورنبلند که در برخی نقاط به کانی‌های ثانویه نظیر اکتینولیت - ترمولیت، کلریت و اپیدوت تجزیه شده است؛ پتاسیم فلدسپار اغلب با ماکل کارلسباد با آثار دگرسانی به سرسیت و کائولینیت؛ کلینوپیروکسن (طبق نتایج XRD از نوع دیوپسید) با آثار دگرسانی اورالیتی و کلریتی (کلریت پنین) همچنین کوارتز که اغلب به صورت بلورهای بی‌شکل با حاشیه‌های انحلال یافته و خرد شده دیده می‌شود. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها عبارتند از: آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های

متر هستند (شکل C-۴)، عوامل دگرگونی موجود در منطقه رنگ این سنگ آهک‌ها را در برخی نقاط تغییر داده است، همچنین سنگ آهک‌هایی که در نزدیکی و در محل تماس با توده نفوذی هستند در اثر گرمای حاصل از توده نفوذی و پدیده اسکارن‌زایی و متاسوماتیسم به صورت متبلور و مرمری شده دیده می‌شوند (شکل D-۴). بیشترین حجم تشکیل شده کلسیت در منطقه مورد بررسی، مربوط به مرحله رگه‌ای همراه با کوارتز و کانه‌های سولفیدی به‌عنوان فاز تأخیری در شکستگی‌های زون اسکارنی و سنگ میزبان است (شکل E-۴).

واحد اسکارنی

از مهم‌ترین پدیده‌های کانی‌زایی در کانسار سراب-۳، تشکیل آهن با کانه اصلی مگنتیت است (شکل F-۴) که بر مبنای مشاهدات صحرائی، اغلب به شکل یک توده عدسی (شکل A-۴) با ذخیره حدود ۸/۵ میلیون تن سنگ آهن مگنتیتی با میانگین عیار آهن کل، ۵۳/۷۴ درصد و گوگرد معادل ۸/۵۹ درصد و ۱۴ هزار تن سنگ آهن هماتیتی با میانگین عیار آهن کل ۵۸/۵۹ و گوگرد ناچیز حدود ۰/۵ درصد است (Kimia Maaden Sepahan Company, 2011). کانه‌زایی آهن در منطقه مورد بررسی در بین سنگ‌های آهکی و توده نفوذی منطقه تشکیل شده است (شکل G-۴ و H) و چنین به نظر می‌رسد که در اثر جای‌گیری توده نفوذی در آهک‌های منطقه، این سنگ‌ها دچار دگرگونی و متاسوماتیسم شده‌اند (شکل G-۴ و H). تأثیرات دمایی و متاسوماتیک حاصل از این نفوذ و به‌دنبال آن ورود سیالات گرمایی در سنگ‌های کربناتی میزبان سبب تبلور دوباره سنگ‌های کربناتی، تشکیل کانی‌های اسکارنی و کانی‌زایی آهن با غنای بیشتر به صورت دیرزاد (اپی‌ژتیک) و تشکیل هاله‌های دگرسان لیمونیتی، هماتیتی و کلریتی - اپیدوتی شده است (شکل G-۴ و H). فرآیندهای زمین‌ساختی در منطقه فعال بوده؛ به طوری که واحدهای سنگی منطقه دارای درزه، شکاف و خردشدگی هستند که می‌تواند ناشی از گسل‌های منطقه (که اغلب دارای

اوپیک. سرسیت، اپیدوت، کلریت (بر اساس نتایج XRD بیشتر از نوع کلینوکلر) اورالیت، کلسیت، کائولینیت (بر اساس نتایج XRD)، سرپنتین-تالک (محصول دگرسانی، آمفیبول، کلینوپیروکسن و کلریت) کانی‌های ثانویه سنگ را تشکیل می‌دهند.

گرانودیوریت: بافت غالب این سنگ‌ها، گرانولار دانه متوسط تا دانه‌ریز و در برخی مقاطع بافت پورفیری هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌ستتیک و گاه ساختار زونینگ؛ آلکالی فلدسپارها با ماکل کارسباد و در برخی نقاط کائولینیتی و کوارتز و هورنبلند هستند. کانی‌های فرعی این سنگ، دیوپسید با آثار دگرسانی پروپیلیتی و اورالیتی، بیوتیت، آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های اوپیک است. اپیدوت، کلریت، سرسیت، کائولینیت، کلسیت و اورالیت نیز کانی‌های ثانویه این سنگ است (شکل ۵-E).

گرانیت: بافت غالب این سنگ‌ها گرانولار تا میکروگرانولار است و کانی‌های تشکیل‌دهنده آنها نیز شامل کوارتز به صورت بی‌شکل با لبه‌هایی خرد شده با خاموشی موجی، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت است. زیرکن، آپاتیت، اسفن و مگنتیت نیز به عنوان کانی‌های فرعی این سنگ محسوب می‌شود. کائولینیت، سرسیت و کلریت نیز کانی‌های ثانویه این سنگ است.

واحد سنگ آهکی

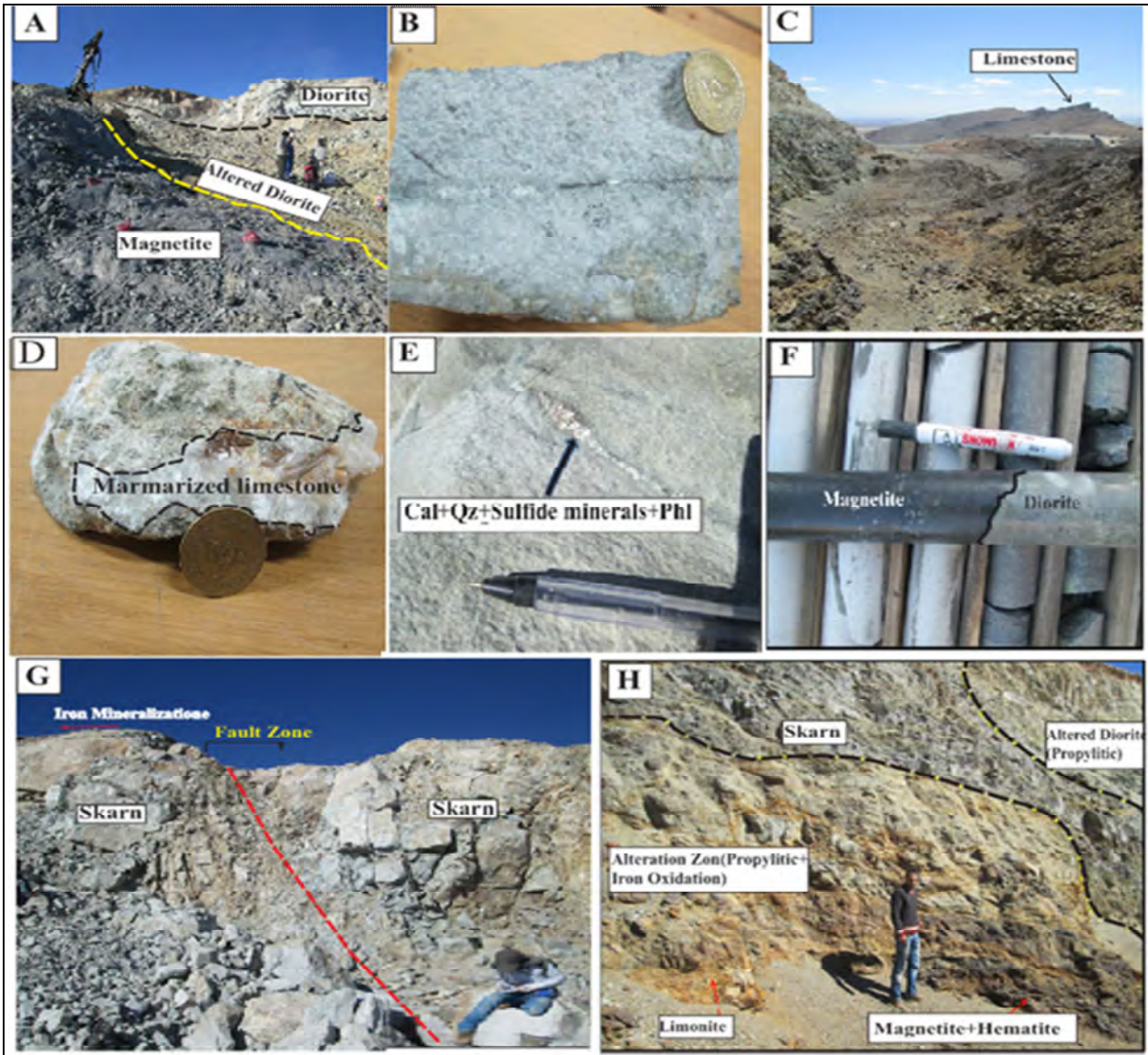
در بررسی‌های میکروسکوپی سنگ آهک‌های منطقه از دانه‌های کلسیت تقریباً هم‌بعد با بافت موزاییکی تشکیل شده‌اند که بین بلورهای مگنتیت قرار گرفته و کمی بعد از کانی‌زایی مگنتیت تشکیل شده است. همچنین ماکل کلسیت‌های منطقه مورد بررسی به صورت تیغه‌های نازک تا کمی پهن دیده می‌شود (شکل ۶-A و B).

سنگ‌های اسکارنی

سنگ‌های منطقه مورد بررسی بیشتر آمفیبول (ترمولیت-

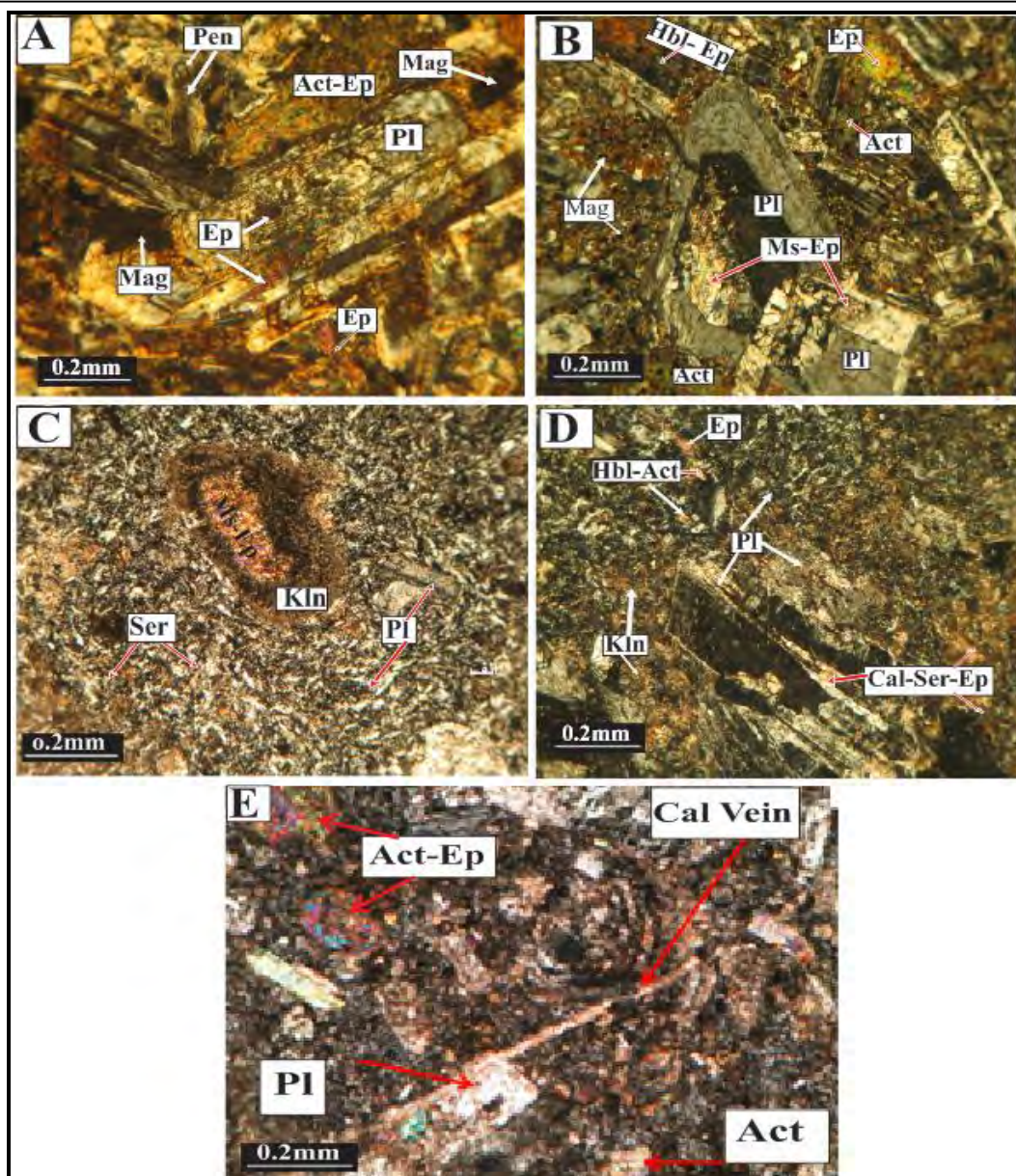
کانه نگاری

مگنتیت: مگنتیت به عنوان یک شاخص مهم پتروژن و یک کانی ردیاب با کاربردی وسیع در بررسی‌های ژئوفیزیکی، سنگ‌شناسی آذرین، مطالعات محل تشکیل و اکتشاف مواد معدنی استفاده می‌شود (Lindsley, 1976; Grant, 1985; Ghiorso and Sack, 1991; Razjigaeva and Naumova, 1992; McClenaghan, 2005; Dupuis and Beaudoin, 2011). مگنتیت به عنوان اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانه فلزی منطقه سراب-۳ است که بیش از ۸۵ درصد کانسنگ را به خود اختصاص داده است و به صورت بلورهای بی‌شکل با ابعاد مختلف (۱۰۰ تا ۶۰۰ میکرون) و بافت توده‌ای، دانه پراکنده، رگه‌ای، شکافه پرکن، کاتا کلاستیک و بافت تجمعی^۱ در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود (شکل ۷-A، B و C). از نظر ژنتیکی در نمونه‌ها دو نسل از مگنتیت قابل مشاهده است. نسل اول، مگنتیت‌هایی با بافت توده‌ای تا موزاییکی که به مقدار فراوان در زمینه قرار گرفته‌اند و اولین فاز ته‌نشست را در منطقه تشکیل می‌دهد (شکل ۷-A و D). نسل دوم، مگنتیت‌هایی با رنگ خاکستری متوسط به صورت نواری باریک در اطراف هماتیت‌ها و یا بر روی مگنتیت‌های اولیه قرار گرفته‌اند (شکل ۷-A).



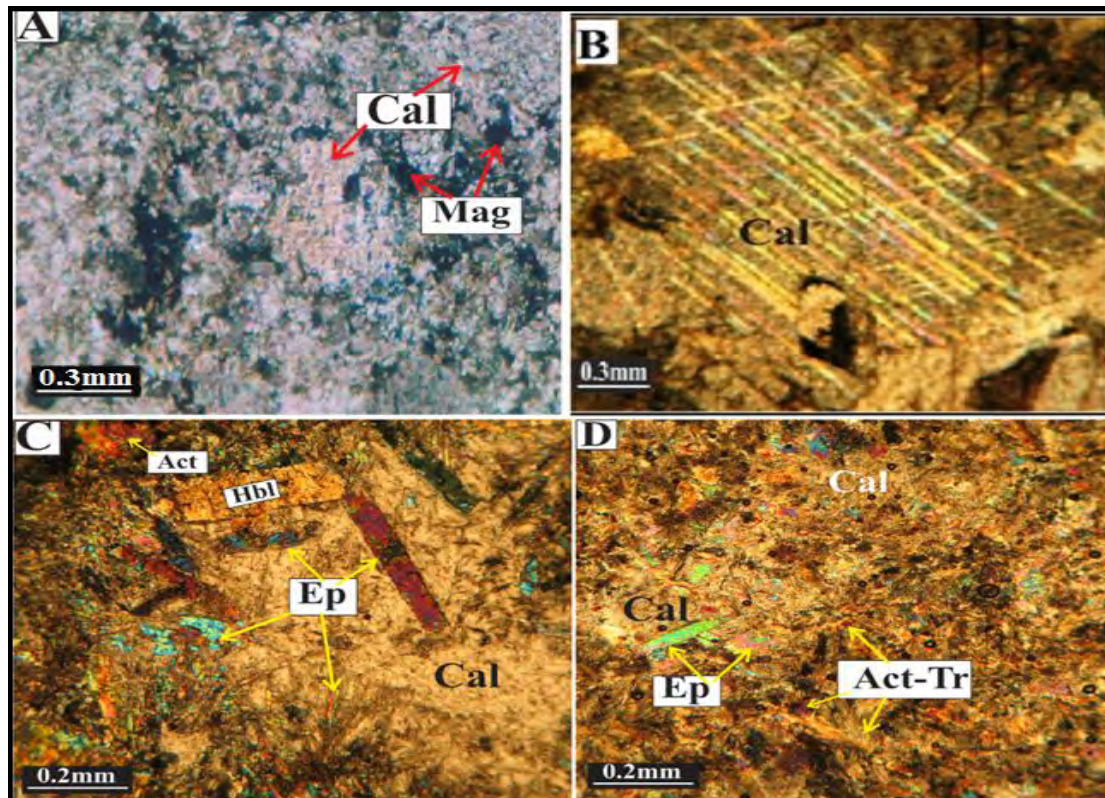
شکل ۴. تصاویر صحرایی و نمونه دستی از بخش‌های مختلف کانسار آهن سراب، شامل: A: کنتاکت کانه‌زایی آهن به صورت مگنتیت و توده نفوذی دیوریتی در کانسار سراب-۳، دیوریت در مناطق دور از کانی‌زایی سالم‌تر و در نزدیک کانسنگ دگرسانی شدیدی را نشان می‌دهد (دید به سمت شرق)، B: نمونه دستی از مونزودیوریت‌های کانسار آهن سراب-۳، C: دورنمایی از آهک‌های کانسار سراب-۳ (دید به سمت جنوب شرق)، D: نمونه دستی از بخش آهک مرمری کانسار سراب-۳، E: رگه‌چه‌های کلسیت-کوارتز همراه با کانه‌های سولفیدی و فلوگوپیت، در شکستگی‌های زون اسکارنی، F: نمونه‌ای از مغزه‌های حفاری کانسار سراب-۳ که کانه‌زایی مگنتیت درون دیوریت‌های منطقه را نشان می‌دهد، G: تصویری از زون اسکارنی منطقه و ارتباط کانسنگ مگنتیتی-هماتیتی با واحدهای دیگر کانسار و دگرسانی‌های مجاور آن (دید عکس به سمت شمال شرق) و H: تشکیل زون اسکارنی در مجاورت ماده معدنی در کانسار سراب ۳ (دید عکس به سمت شمال غرب). (Cal: کلسیت، Phl: فلوگوپیت، Qz: کوارتز).
علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 4. Landscapes and hand specimens photographs of different parts of Sarab-3 deposit, including: A: Contact of iron mineralization in the form of magnetite, with diorite intrusive in Sarab-3 deposit, Diorite far from ore mineralization are more fresh and at the near show strong alteration (view to east), B: The hand specimen of monzodiorite in Sarab-3 iron deposit, C: Landscape of limestone at Sarab-3 deposit (view to southeast), D: The hand specimen of the marmorized limestone at Sarab-3 deposit, E: Calcite-quartz vein-veinlets with sulphide minerals and phlogopite, in fractures os skarn zone, F: A core sample of Sarab-3 deposit that shows magnetite mineralization in diorite regional, G: . Landscape of skarn zone and relationship of magnetite-hematite ore with other units and alterations (view to northeast), and H: Forming of skarn zone at the contact of ore in Sarab-3 deposit (view to northwest). (Cal: calcite, Phl: phlogopite, Qz: quartz). Abbreviations of minerals from Whitney and Evans (2010)



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های نفوذی موجود در کانسار آهن سراب-۳. A: نمونه لوکودیوریت با بافت اینترگرانولار؛ پلاژیوکلازها به سرسیت و اپیدوت (در مرکز) و کلریت (پنین) تجزیه شده‌اند، B: دیوریت با بافت گرانولار- اینترگرانولار. زونینگ، دگرسانی اپیدوتی- سرسیتی و خردشدگی (وجود نیروهای زمین‌ساختی) در پلاژیوکلاز قابل مشاهده است، C: کائولینیتی، اورالیتی و سرسیتی‌شدن در میکرودیوریت با بافت پورفیری، D: مونزودیوریت با بافت پورفیری؛ تزریق کلسیت در میان سطوح ماکل پلی‌سنتتیک پلاژیوکلاز و E: گرانودیوریت با بافت پورفیری. (کلیه تصاویر در نور XPL. Amp: آمفیبول، Hbl: هورنبلند، Act: اکتینولیت، Pl: پلاژیوکلاز، Ep: اپیدوت، Ser: سرسیت، Chl: کلریت، Ms: مسکویت، Kln: کائولینیت، Mag: مگنتیت، Cal: کلسیت). علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 5. Photomicrographs of intrusives rocks of Sarab-3 iron deposit. A: Lucodiorite with intergranular texture; plagioclase were altered to sericite and epidote (center) and chlorite (pennine), B: Diorite with granular- intergranular texture. Zoning, epidotization-sericitic alteration and fracturing (from tectonic forces) visible in plagioclase, C: Kaolinization, uralitization and sericitic alterations in micro-diorite with porphyry texture, D: Monzodiorite with porphyry texture, injection of calcite in the twinning of the plagioclase, and E: Granodiorite with porphyry texture. (All photomicrographs in XPL. Amp: amphibole, Hbl: hornblende, Act: actinolite, Pl: plagioclase, Ep: epidote, Ser: sericite, Chl: chlorite, Kln: kaolinite, Ms: muscovite, Mag: magnetite, Cal: calcite) Abbreviations of minerals from Whitney and Evans (2010)

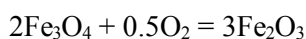


شکل ۶. A و B: تصویر میکروسکوپی از کلسیت‌های کانسار سراب-۳. C و D: تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های اسکارنی منطقه (حضور کانی‌های کالک‌سیلیکاته در مجاورت کلسیت). (کلیه تصاویر در نور XPL. Cal: کلسیت، Act: اکتینولیت، Mag: مگنتیت، Tr: ترمولیت، Ep: اپیدوت، Hbl: هورنبلند). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 6. A and B: Photomicrographs of calcite at Sarab-3 deposit. C and D: Photomicrograph of the skarn rocks of the area (presence of calc-silicate minerals in adjacent to calcite). (All photomicrographs in XPL. Cal: calcite, Act: actinolite, Mag: magnetite, Tt: tremolite, Ep: epidote, Hbl: hornblende). Abbreviations of minerals from Whitney and Evans (2010)

تبدیل شده و همراه با سایر اکسیدهای آهن آبدار مشاهده می‌شود. بر اساس نظر ماک و کبرال (Mucke and Cabral, 2005)، مارتیتی شدن به‌عنوان یک فرآیند تشکیل کانه در نظر گرفته شده است که در اثر افت دما و طی فرآیند زیر تشکیل می‌شود.

واکنش ۱:



پیریت: پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در منطقه است که بیش از ۶ درصد کانسنگ را شامل می‌شود و بر اساس بررسی‌های کانه‌نگاری، پنج نسل از این کانی تشخیص داده شد. پیریت‌های نسل اول به‌صورت توده‌ای و بی‌شکل با اندازه‌های

هماتیت: هماتیت‌های تشکیل شده در کانسار سراب-۳ با اختصاص حدود ۲ درصد کانسنگ به دو صورت هماتیت‌های اولیه و ثانویه (با ابعاد ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون) دیده می‌شود. هماتیت‌های اولیه یا هیپوزن معمولاً در بخش زیرین کانسنگ و همراه با مگنتیت دیده می‌شوند که در مقاطع میکروسکوپی، بافت صفحه‌ای و تیغه‌ای از خود نشان می‌دهد (شکل ۷-۱) و هماتیت‌های ثانویه طی فرآیند سوپرژن در پهنه‌های اکسیدی کانسنگ رخ داده است که در حواشی و بین بلورهای مگنتیت در حال دگرسانی و طی پدیده مارتیت شدن به‌وجود آمده است (شکل ۷-۲). در قسمت‌های سطحی کانسنگ، شدت هوازدگی بالاست؛ به‌گونه‌ای که هماتیت‌ها به گل اخرا

متفاوت (۵۰ میکرون تا ۱ میلی‌متر) به صورت هم‌یافت و هم‌رشد با مگنتیت دیده می‌شود (شکل E-۷). پیریت‌های نسل دوم، پیریت‌های ملنیکویتی با بافت شاخص کلو فرم (با اندازه ۱۰۰ تا ۳۰۰ میکرون) هستند (شکل F-۷). این نسل از پیریت در دمای کمتری نسبت به پیریت‌های نسل قبل خود تشکیل شده است. پیریت‌های نسل سوم به دو صورت صورت رگه-رگه‌چه‌ای که کانسنگ مگنتیتی را قطع کرده است و شکل‌های بلوری نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار که فضاهای خالی و شکستگی‌های کانسنگ مگنتیتی را پر کرده اند، دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها این نوع پیریت تحت تأثیر فعالیت‌های مرتبط با گسلش و پهنه بُرشی قرار گرفته است و حالت خردشدگی از خود نشان می‌دهد (شکل H و F-۷). پیریت‌های نسل چهارم، (با اندازه ۱۰۰ تا ۴۰۰ میکرون) به صورت اذخالی‌های با برجستگی تقریباً بالا در داخل پیرویت دیده می‌شود (شکل G-۷). پیریت‌های نسل پنجم نیز همراه با کالکوپیریت و فلوگوپیت در رگه‌های تأخیری کوارتز-کلسیت با ضخامت‌های مختلف، در حد چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر دیده می‌شود که در اثر نفوذ سیال‌های گرمابی ثانویه در شکستگی‌های سنگ میزبان و واحد اسکارنی ایجاد شده است (شکل E-۴).

پیرویت و آرسنوپیریت: پیرویت در سطح بسیار کم دیده می‌شود؛ ولی در اعماق، فراوانی بیشتری دارد. بنا بر عقیده رامدور (Ramdohr, 1980) فراوانی پیریت و مارکاسیت در سطح و وفور پیرویت در اعماق، وضعیتی است که در کانسارهای متاسوماتیک دیده می‌شود. این کانی فلزی حدود ۴ درصد کانسنگ را به خود اختصاص داده است و در بررسی‌های میکروسکوپی پیرویت به صورت توده‌ای و کاملاً بی‌شکل با ابعاد ۴۰۰ میکرون تا ۳ میلی‌متر شکاف‌ها و فضاهای خالی موجود در کانسنگ را پر می‌کند (شکل C-۷ و G). آرسنوپیریت با فراوانی بسیار اندک یکی دیگر از فازهای سولفیدی کانسار است. این کانه به رنگ سفید با ته‌رنگ زرد کم‌رنگ، شکل بلوری کشیده و ناهمسان‌گردی قوی به صورت درهم‌رشدی با پیریت دیده می‌شود (شکل I-۷). طبق نظر

بارتون و اسکینر (Barton and Skinner, 1979) ترکیب آرسنوپیریت تحت عملکرد fS_2 و دما در سیستم سه‌تایی Fe-As-S انجام می‌شود. هنگامی که آرسنیک در پیریت به حد بالایی برسد (۲۰-۳۰ درصد وزنی)، در آن هنگام آرسنوپیریت به صورت یک فاز مستقل جدا می‌شود و در ادامه به دلیل تجمع آرسنیک در ساختمان آرسنوپیریت و کاهش مقدار آن در سیال گرمابی و برعکس افزایش میزان سولفور شرایطی مناسب برای تشکیل پیرویت است. اسکات (Scott, 1974)، به‌طور خاص ژئوترموبارومتری آرسنوپیریت را در سیستم آهن-آرسنیک-گوگرد در محدوده دمایی ۳۶۳ تا ۶۸۸ درجه سانتی‌گراد مورد بررسی قرار داد. طبق پژوهش‌های بارتون و اسکینر (Barton and Skinner, 1979) در بازه دمایی ۴۹۱-۶۸۸ درجه سانتی‌گراد آرسنوپیریت با پیرویت و محلول جامد آرسنیک-گوگرد همزیست است و در ۳۶۳-۴۹۱ درجه سانتی‌گراد آرسنوپیریت می‌تواند با پیریت، آرسنیک و محلول جامد آرسنیک-گوگرد یافت شوند. در دمای بالاتر از ۶۸۸ درجه سانتی‌گراد آرسنوپیریت همراه با پیرویت و لالینزیت است و در دمای پایین‌تر از ۳۶۳ درجه سانتی‌گراد آرسنوپیریت همراه با پیریت یافت می‌شود. در منطقه مورد بررسی آرسنوپیریت به صورت هم‌رشد با پیریت در مقاطع مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده دمای پایین‌تر از ۳۶۳ درجه سانتی‌گراد برای تشکیل این کانی است.

کالکوپیریت و کانی‌های مس‌دار: کالکوپیریت از فازهای سولفیدی ثانویه و فرعی است که حدود ۱ درصد از حجم کانسنگ را اشغال کرده است و در حضور سایر کانی‌ها کاملاً بی‌شکل است و تمایل به پر کردن فضاهای خالی در درون یا پیرامون پیریت، پیرویت، مگنتیت و کانی‌های باطله را دارد. گاهی نیز به صورت اذخالی‌هایی در داخل پیریت و در مواردی نیز به صورت رگه‌چه‌هایی پیریت و پیرویت را قطع می‌کند. این کانی فلزی در بررسی‌های میکروسکوپی دارای ابعاد ۱۰ تا ۲۰۰ میکرون است. در برخی از مقاطع بررسی شده، بلورهای کالکوپیریت از حاشیه در حال تبدیل به کالکوسیت و کولیت

حجم زیادی کاتیون‌های Fe، Si، Mg به درون این سنگ‌ها باعث کربن‌زدایی (خروج CO₂) و گسترش سیلیکات‌های کلسیمی غنی از آهن بدون آب می‌شود. واکنش‌های کربن‌زدایی اغلب باعث کاهش حجم و شکستگی در سنگ می‌زبان می‌شود. این شکستگی‌ها همراه با شکستگی‌های حاصل از فشار جای‌گیری توده نفوذی و فشار سیال‌های حاصل از آن، سبب می‌شود تا در راستای مرز همبری، معابری برای ورود سیال‌ها به درون سنگ‌های درون‌گیر ایجاد شود. این شکستگی‌ها می‌تواند معابری برای حرکت سریع‌تر محلول‌های گرمابی و زمینه‌ای برای اختلاط آنها با آب‌های جوی فراهم کند. آندرادیت به‌عنوان یک کانی سیلیکات کلسیمی بدون آب در ذخایر اسکارن آهن در اثر واکنش سیالات گرمابی آهن‌دار با سنگ میزبان کلیستی تشکیل می‌شود. آندرادیت در محیط‌های اسکارنی معمولاً در دمای ۳۰۰ تا ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد و در (Einaudi and Burt, 1982; XCO₂ = ۰٫۶-۰٫۱) پایدار است (Harriss and Einaudi, 1982). با کاهش دما و افزایش XCO₂، اغلب آندرادیت به مجموعه کانی‌های کوارتز، کلسیت و مگنتیت تجزیه می‌شود. همچنین تشکیل نشدن ولاستونیت در این مرحله احتمالاً گویای دمای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد طی تشکیل آندرادیت در منطقه است؛ زیرا کوارتز و کلسیت تنها زمانی برای تشکیل ولاستونیت با هم ترکیب می‌شوند که به طریقی فوگاسیته CO₂ در محیط کاهش یابد (Bucher and Frey, 1994). در این مرحله به‌طور عمده کانی‌زایی صورت نمی‌گیرد؛ اما زمینه را برای مرحله بعد آماده می‌کند (Einaudi et al., 1981).

مرحله پس‌رونده: این مرحله خود شامل دو زیر مرحله پیشین و پسین است:

مرحله پس‌رونده پیشین: بر اساس پژوهش‌های پارک و مک دیارمید (Park and MacDiarmid, 1975) هنگام کاهش دمای سیستم، واکنش به‌صورت عکس عمل کرده و به تشکیل ترکیبات آهن دو ظرفیتی (سولفیدی، کربناتی و سیلیکات‌های آهن‌دار) طی مراحل بعدی منجر می‌شود.

هستند که این تبدیل در شرایط اکسیدی و در اثر فرآیندهای سوپرژن انجام می‌شود. این دو کانی مس‌دار نیز کمتر از ۰/۲ درصد کانسنگ را به‌خود اختصاص داده است و در مقاطع نیز با اندازه ۱۰۰ میکرون تا یک میلی‌متر دیده می‌شود (شکل ۷-۱). به‌طور کلی، مگنتیت، پیریت، پیروتیت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت و همتایت‌های صفحه‌ای، کانی‌های فلزی اولیه و کالکوسیت، کولیت و همتایت‌های مارتیتی نیز کانی‌های فلزی ثانویه منطقه را تشکیل می‌دهند.

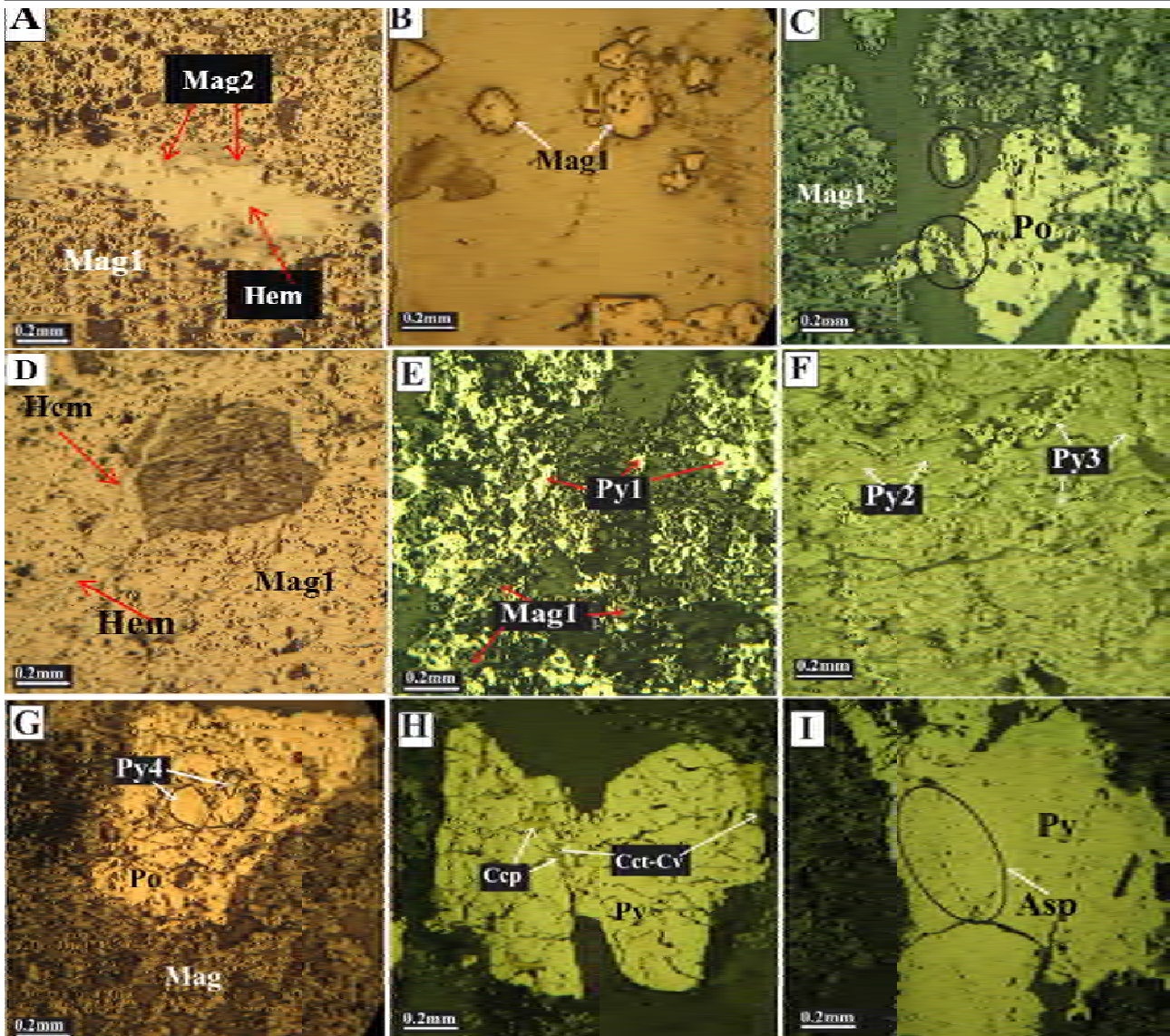
بحث

شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانسنگ و توالی هم‌یافتی

با توجه به مشاهدات صحرائی و بررسی‌های میکروسکوپی و آزمایشگاهی، کانی‌زایی کانسار سراب-۳ به سه مرحله دگرگونی، متاسوماتیسم (اسکارن‌زایی) و سوپرژن قابل تفکیک است. مرحله اسکارن‌زایی به سه مرحله پیش‌رونده، پس‌رونده و مرحله رگه‌ای تقسیم می‌شود:

مرحله دگرگونی: معمولاً در اثر تزریق توده‌های آذرین بزرگ به یک منطقه، ابتدا در نتیجه شار حرارتی، دگرگونی ایزوشیمیایی و دگرسانی بای متاسوماتیک در سنگ‌های درون‌گیر به‌وجود می‌آید. در کانسار آهن سراب-۳ نیز، حرارت بالای توده نفوذی موجب دگرگونی و تبلور مجدد کربنات‌های منطقه و تشکیل مرمر شده است. در ادامه، تبلور توده نفوذی باعث تکامل فاز سیال هیدروترمال و نفوذ آن به داخل سنگ‌های درون‌گیر شده است.

مرحله اسکارن پیش‌رونده: در این مرحله، واکنش سیالات گرمابی با سنگ‌های میزبان باعث تشکیل کانی‌های کالک سیلیکاته بی‌آب از جمله دیوپسید و آندرادیت (بر اساس نتایج XRD) شده است. طبق نظر مینرت (Meinert, 1992) گارنت‌ها اغلب در مجاور همبری توده نفوذی و سنگ میزبان و کانی‌های پیروکسن در فاصله دورتر از همبری توده تشکیل می‌شوند. هم‌زمان با تبلور تدریجی توده نفوذی سراب-۳ و ورود محلول‌های گرمابی به درون سنگ میزبان و آزاد شدن



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی از کانه‌های کانسار سراب-۳. A: هماتیت‌های صفحه‌ای همراه با مگنتیت‌های نسل ۱ و ۲. B: مگنتیت با بافت جزیره‌ای (در میزبان کلسیت به صورت شکل‌های بلوری خودشکل)، C: مگنتیت‌های نسل اول با بافت تجمعی (تجمع بلورهای مگنتیت در اطراف پیروتیت)، D: مارتیتی شدن در مگنتیت، E: پیریت‌های نسل اول (Py1) به صورت هم‌یافت با مگنتیت، F: پیریت‌های ملنیکویتی نسل دوم (Py2) با بافت کولفرمی که توسط پیریت‌های رگه‌ای نسل سوم (Py3) قطع شده است، G: پیریت‌های نسل چهارم (Py4) به صورت ادخال با برجستگی بالا در میزبان پیروتیت، H: تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت‌های سراب-۳ که از حاشیه توسط کوولیت و کالکوسیت در حال جاننشینی است و I: آرسنوپیریت با شکل بلوری کشیده به صورت هم‌رشدی با پیریت. (کلیه تصاویر در نور PPL. Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت، Po: پیروتیت، Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Cv: کوولیت، Asp: آرسنوپیریت). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 7. Photomicrographs of ore minerals at Sarab-3 deposit. A: Tabular hematites, with generations 1 and 2 of magnetite, B: Magnetite with island texture (in calcite host developing as euhedral crystals), C: First generation of magnetite with aggregated texture (aggregation of magnetite crystals around pyrrhotite), D: Martitization of magnetite, E: First generation of pyrite (Py1) as paragenesis with magnetite, F: Melnikovity pyrites of second generation (Py2) with the colloform texture which are cut by pyrite vein of third generation (Py3), G: Fourth generation of pyrite (Py4) as inclusion with high relief in the pyrrhotite, H: Chalcopyrite in Sarab-3 deposit that replaced from the edge by covellite and chalcocite, and I: Arsenopyrite with a diamond-like crystals that have intergrowth with pyrite. (All photomicrographs in PPL. Mag: magnetite, Hem: hematite, Po: pyrrhotite, Py: pyrite, Ccp: chalcopyrite, Cct: Chalcocite, Cv: covellite, Asp: arsenopyrite). Abbreviations of minerals from Whitney and Evans (2010)

کلسیم آبدار و بدون آب تشکیل شده در مرحله قبلی اسکارن‌زایی توسط سیال‌های نسبتاً دما پایین، مجدداً دستخوش دگرسانی شده و به مجموعه‌ای از کانی‌ها شامل کلریت، کوارتز، سرسیت، فلوگوپیت، سرپنتین-تالک و کانی‌های رسی در امتداد درزه و شکستگی‌ها تبدیل شده است. طی مرحله پایانی فعالیت سیال گرمابی، رگه-رگه‌های کلسیت-کوارتز همراه با پیریت، کالکوپیریت و فلوگوپیت در شرایط احیایی، pH پایین و دمای اندک در سنگ میزبان و زون اسکارنی تشکیل شده‌اند.

کانی‌زایی سوپرژن: در این مرحله، عملکرد فرآیندهای اکسایش موجب تشکیل کانی‌های دگرسانی از کانی‌های تشکیل شده در مرحله اصلی کانه‌زایی شده‌اند؛ به طوری که طی فرآیند اکسایش در بخش‌های سطحی و کم عمق کانسار، هماتیت‌های مارتیتی، کانی‌های اُکسی-هیدروکسیدی آهن، کالکوسیت، کولیت و کلریت تشکیل شده است. به طور کلی توالی هم‌یافتی کانسار آهن سراب-۳ را می‌توان با در نظر گرفتن ارتباط کانه‌زایی و دگرسانی و کانی‌های باطله در منطقه به شکل ۸ نمایش داد.

دگرسانی: بر پایه مشاهدات صحرایی، بررسی‌های پتروگرافی و نتایج تجزیه XRD مهم‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده در کانسار سراب-۳ عبارتند از: دگرسانی سنگ‌های آذرین و دگرسانی سنگ‌های کربناته. دگرسانی سنگ‌های کربناته در مطالب بالا زیر عنوان اسکارن پیش‌رونده و پس‌رونده توضیح داده شد و دگرسانی سنگ‌های نفوذی منطقه نیز شامل دگرسانی فلیک، پروپلیتیک و آرژیلیک است.

دگرسانی فلیک: طبق بررسی‌های میکروسکوپی، پلاژیوکلازها به طور عمده به سرسیت تبدیل شده‌اند. در مواردی نیز سرسیت به صورت پرکننده فضاها خالی است که نشان‌دهنده بالا بودن میزان ترکیبات قلیایی نظیر پتاسیم در ترکیب سیال گرمابی است (شکل ۴) و به اعتقاد گیلبرت و پارک (Guilbert and Park, 1997) هرچه ترکیب سنگ میزبان، بازیک‌تر باشد، میزان کلریت از سرسیت بیشتر است و

هم‌زمان با کاهش تدریجی دمای سیستم و احتمالاً ورود آب‌های جوی به چرخه سیستم اسکارنی موجب دگرسانی پس‌رونده در مجموعه کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب و تشکیل کانی‌های اکسیدی (مگنتیت، هماتیت)، سولفیدی (پیریت + کالکوپیریت پروتیت و آرسنوپیریت) کربناتی (کلسیت-دولومیت) و شکل‌گیری کانی‌های سیلیکات کلسیم آبدار با کلسیم کمتر (اپیدوت، ترمولیت-کتینولیت، هورنبلند) شده است. وجود اپیدوت نشان‌دهنده تأثیر محلول‌های آهن‌دار بر سنگ میزبان است که دامنه پایداری آن در دماهای پایین با افزایش فوگاسیته اکسیژن، روند افزایشی می‌یابد (Shimazaki, 1980; Berman et al., 1985; Shelly, 1993). تشکیل کتینولیت و ترمولیت نیز در این مرحله احتمالاً در نتیجه دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها زیر شرایط فوگاسیته بالای CO₂ صورت گرفته است (Deer et al., 1992). به عقیده سینجویی و زا (Singoyi and Zaw, 2001) وجود کانی‌های دما بالای بدون آب (پروکسن، گارنت و ولاستونیت) و مجموعه‌های کم دمای آبدار بعدی (اپیدوت و کلریت) بیانگر جایگزینی توده‌های نفوذی درون سنگ‌های آهکی میزبان است. این امر به تشکیل اسکارن‌های مرحله پیش‌رونده و مرحله پس‌رونده انجامیده است. فراوانی و تقدم شکل‌گیری کانی‌های اسکارنی کلسیکی (دیوپسید، آندرادیت، اپیدوت) نسبت به کانی‌های منیزیم‌دار (سرپانتین، تالک، فلوگوپیت) بیانگر فعالیت بالای کلسیم نسبت به منیزیم در طول شکل‌گیری اسکارن است. بر اساس پژوهش‌های لنتز (Lentz, 2005)، نیرانن و همکاران (Niiranen et al., 2005) و والانس و همکاران (Vallance et al., 2009) تغییرات شیمیایی ناشی از واکنش سیال کانه‌ساز با سنگ میزبان در سیستم‌های اسکارنی، در نتیجه نبود تعادل دمایی میان سیالات ماگمایی دما بالا با آهن‌نگ سردشدگی پایین و سنگ‌های دربرگیرنده ایجاد می‌شود که این پدیده موجب اختلاف در ترکیب شیمیایی سیال‌ها و نهشته شدن آهن و فلزهای همراه و تشکیل یون H⁺ می‌شود.

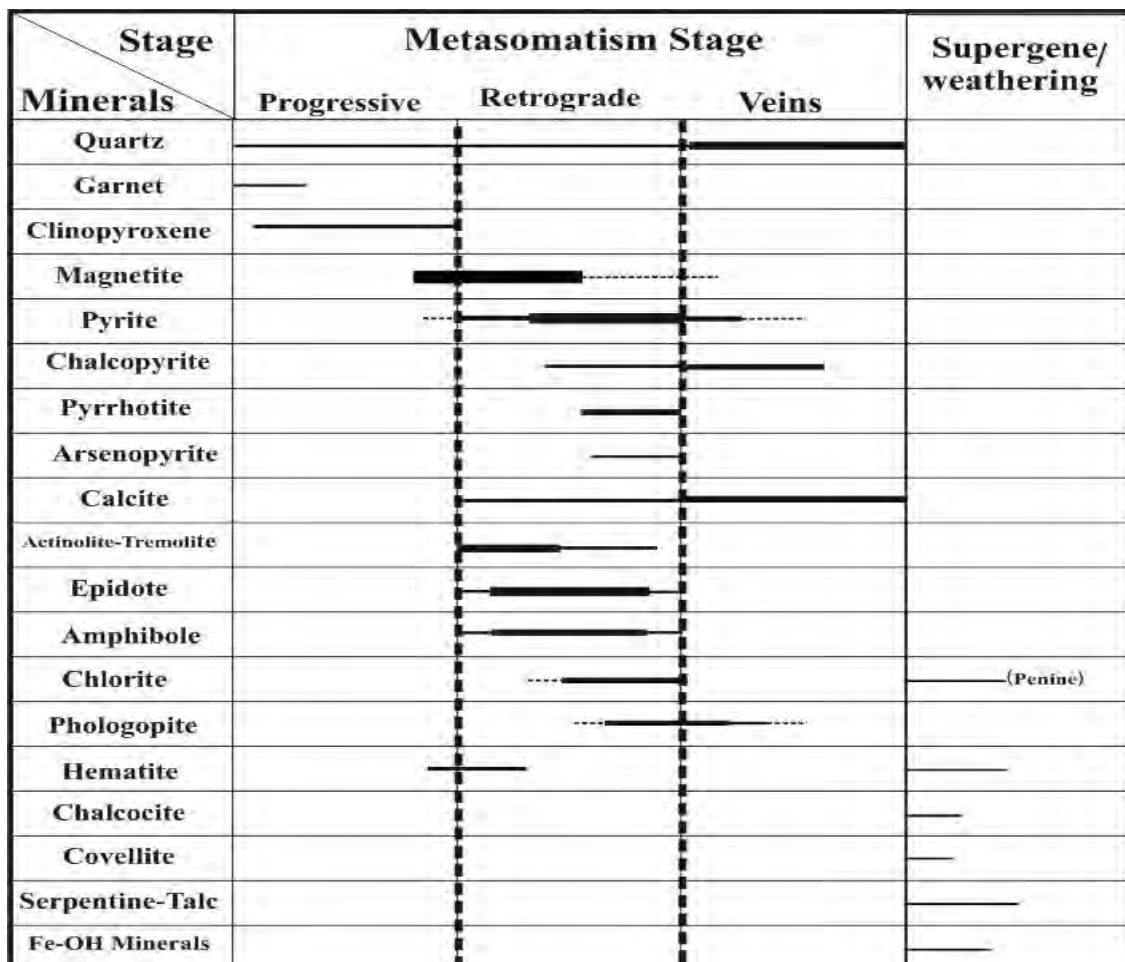
مرحله پس‌رونده پسین: در طول این مرحله، سیلیکات‌های

پروپیلیتیک در نسبت‌های پایین W/T (سنگ/آب) تشکیل می‌شود. این دگرسانی ابتدا از کانی‌های فرو منیزیم‌دار مانند پیروکسن و آمفیبول آغاز شده و سپس پلاژیوکلازها به صورت پراکنده و پرکننده فضای خالی و نیز به صورت جانشینی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در بیشتر مقاطع بررسی شده، کلریت در اثر دگرسانی آمفیبول، کلینوپیکروکسن و فلوگوپیت به وجود آمده که بیشتر از نوع کلینوکلر به رنگ سبز تا زرد است. **دگرسانی آرژیلیک (رسی):** در منطقه مورد بررسی به رنگ زرد تا قهوه‌ای با ضخامت حدوداً ۳ متر با ترکیب کائولینیت (بر اساس نتایج XRD) در سنگ‌های آذرین دیده می‌شود (شکل ۹-B).

هرچه سنگ میزبان فلیسیک‌تر باشد، نسبت کلی سرسیت به کلریت بیشتر است.

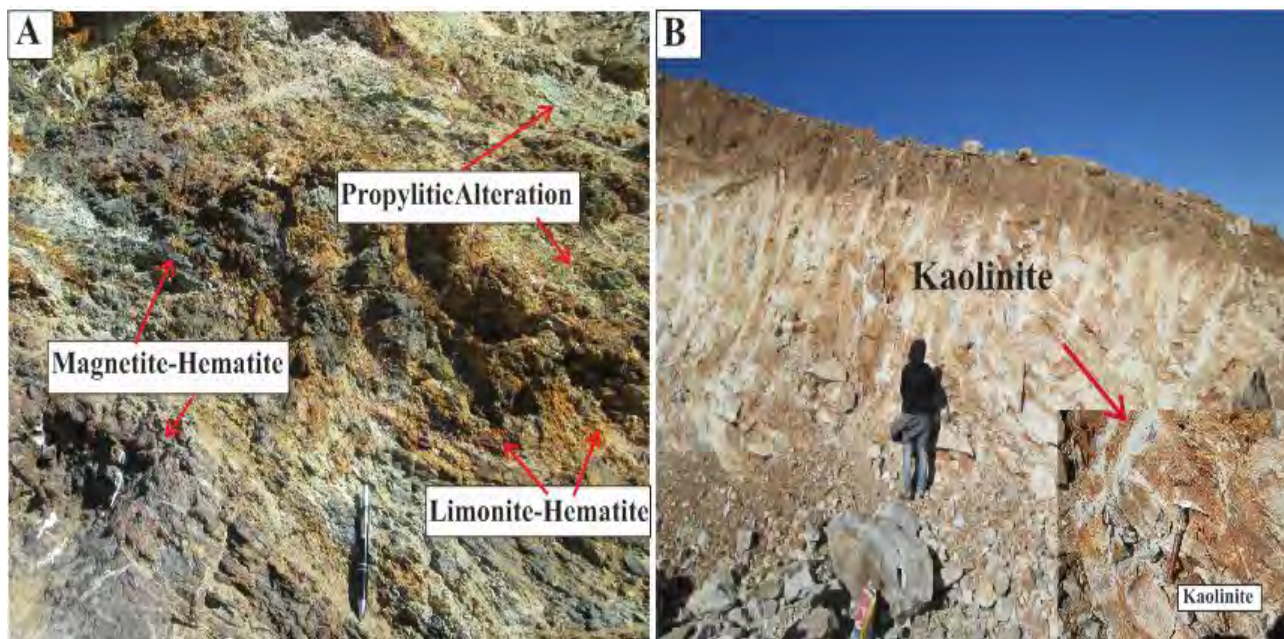
دگرسانی پروپیلیتیک: نوعی از دگرسانی همراه با زایش اپیدوت، کلریت و کربنات است. دگرسانی پروپیلیتیک در کانسار سراب-۳ به صورت هاله سبز رنگ در خارجی‌ترین بخش کانسار، در سنگ‌های دیوریتی - گرانودیوریتی دیده می‌شود. این دگرسانی در نتیجه واکنش محلول‌های غنی از Fe, Mg, Ca و Al با سنگ میزبان رخ داده است.

(شکل ۹-A). طبق پژوهش رید (Reed, 1997)، دگرسانی



شکل ۸. توالی هم‌یافتی کانی‌ها در کانسار سراب-۳

Fig. 8. Paragenetic sequence of minerals at Sarab-3 deposit



شکل ۹. A: دگرسانی پروپیلیتیک در سنگ میزبان در مجاورت توده معدنی و B: رخنمون سطحی از دگرسانی آرژیلیک در کانسار سراب-۳ (دید عکس به شمال)

Fig. 9. A: Propylitic alteration in host rocks adjacent to the ore body, and B: Surface exposure of argillic alteration at Sarab-3 deposit (view to to the north)

شیمی کانی‌ها

مگنتیت: مگنتیت به‌عنوان عضوی مهم و اساسی در انواع ذخایر آهن مانند ذخایر آهن اسکارنی، ذخایر اکسید آهن-مس-طلا^۱ و کایرونا، آهن نواری^۲ و ذخایر آهن ماگمایی با اکسید آهن-تیتان بالا وجود دارد (Minert et al. 2005; Dupuis and Beaudoin, 2011; Huberty et al., 2012; Nadoll et al., 2014; Dare et al., 2014; Hu et al., 2015) آنالیزهای میکروپروب و تصاویر میکروسکوپ الکترونی از کانه‌های مگنتیت کانسار سراب-۳ در جدول ۱ و شکل ۱۰ آورده شده است.

همبستگی برخی عناصر نسبت به آهن در شکل ۱۱ آمده است. تغییرات اکسید عناصر Ca، Al، Mn و Mg در برابر آهن به‌صورت همبستگی منفی دیده می‌شود که این امر می‌تواند به‌دلیل تمرکز و جانشینی این عناصر در ساختار کانی‌های اکتینولیت، ترمولیت، اپیدوت، فلوگوپیت و کلسیت باشد که

همراه با کانی مگنتیت و هماتیت مشاهده می‌شود. در بررسی‌های ژئوشیمیایی، میزان Cr در کانسارهای ماگمایی بین 3-20 ppm (کانسارهای نظیر: Choghart, El Laco ~3 ppm, Kiruna ~6.5 و ~16.5 ppm) در ذخایر آهن رسوبی نوع راپتان حدود 25 ppm و ذخایر آهن گرمابی تا 200 ppm (Igarape Bahia ~138 ppm, Sossego ~200 ppm) Iron Belt ~136.5 ppm, Candelaria ~66.7 ppm (Chile) ثبت شده است. مقدار کروم در مگنتیت‌های کانسار سراب-۳ اغلب بیش از 100 ppm بوده که از این نظر مشابه ترکیب ذخایر آهن گرمابی است. همچنین مقدار عنصر V در ذخایر آهن ماگمایی در مقایسه با انواع ذخایر گرمابی و رسوبی بسیار بالاست (Kiruna = 1000-2000 ppm و El Laco ~1193 ppm) و محتوای عنصر Ti در آن پایین بوده و مقدار آن بین 100 تا 1000 ppm و گاه تا 500 ppm متغیر است (Nystrom and Henriquez, 1994; Barker, 1995);

1. IOCG
2. BIF

کانسارهای آهن مقایسه‌شده است و طبق مقادیر، مشاهده می‌شود که بیشترین تطابق را با ذخایر منشأ اسکارنی وجود دارد.

شوارتز و ملچر (Schwartz and Melcher, 2004) با بررسی گسترده بر روی شیمی مگنتیت کانسارهای آهن فلام سنگال (گوتو، بوبوتی، گوبوریا، کاراکان)^۱ به این نتیجه رسیدند که مگنتیت‌های اندواسکارن کاراکان غلظت پایینی از اکسید عناصر V_2O_5 , TiO_2 , Cr_2O_3 دارند و این شاخصه‌ای برای مگنتیت‌های اسکارن و سنگ‌هایی با درجه دگرگونی کم است (Frost, 1991). غلظت TiO_2 , Cr_2O_3 و V_2O_5 در مگنتیت آذرین از گرانودیوریت کانسار بوبوتی و آندزیت کانسار گوبوریا (با منشأ آذرین) بالاتر است. بر اساس نمودار شیمی مگنتیت ذخایر بررسی‌شده آهن، (شکل ۱۳)، کانسار سراب-۳ با وجود مقدار پایینی از اکسید عناصر V , Cr (شکل ۱۳-A) و Ti , V (شکل ۱۳-B) در مگنتیت‌های خود، بیشترین شباهت شیمی را با اندواسکارن کاراکان و آگزواسکارن گوتو دارند.

مقایسه کانسار سراب-۳ با برخی کانسارهای آهن در ایران و جهان

برای مقایسه شباهت‌ها و تفاوت‌های بین اسکارن سراب-۳ و سایر کانسارهای اسکارنی موجود در منطقه و دنیا، ویژگی‌های زمین‌شناسی چندین کانسار اسکارنی از جمله ویژگی‌های مربوط به سنگ میزبان، توده نفوذی و کانه‌زایی و نظایر آن جمع‌آوری و در جدول ۳ فهرست‌شده است. به‌طور کلی می‌توان گفت شباهت‌های کلی از نظر زایشی و کانی‌شناسی بین کانسار اسکارن سراب-۳ و سایر کانسارهای اسکارنی از این نوع در منطقه و دنیا وجود دارد. کانسار آهن سراب-۳ از نظر سن، ترکیب توده نفوذی و کانه‌زایی شباهت زیادی با کانسارهای اسکارنی موجود در منطقه آذربایجان (انجرد و پهناور) دارد.

Tallaricoet al., 2005; Marschik et al., 2008; Monteiro et al., 2008). حضور کانی‌های کالکوپیریت، کوولیت و کالکوسیت در کانسنگ مگنتیتی، باعث تمرکز Cu در ساختمان این کانی‌ها و در نتیجه شیب منفی این اکسید در برابر آهن است. مگنتیت به‌طور معمول می‌تواند میزبانی برای محدوده‌ای از عناصر کمیاب باشد. بنابراین می‌تواند به‌عنوان شاخصی برای کشف منشأ کانسار استفاده شود (Dare et al., 2012; Nadoll et al., 2012; Nadoll et al., 2014). اساس بررسی‌های EPMA انجام‌شده در کانی مگنتیت، دوپیوس و بودین (Dupuis and Beaudoin, 2011) نموداری ارائه کردند که در آن انواع ذخایر آهن از یکدیگر متمایز می‌شوند. طبق این نمودار (شکل ۱۲-A و B) ویژگی‌های بارز برای هر نوع کانساری مشخص است که می‌توان به‌طور خلاصه چنین بیان کرد: شیمی مگنتیت در کانسارهای آهن نوع کایرونا مقادیر بالاتری از Ti و V و تمرکز نسبتاً پایینی از عناصر Al , Mn و Ca در مقایسه با ذخایر نوع اسکارن و IOCG نشان می‌دهد. مگنتیت‌های کانسنگ‌های آهن آپاتیت‌دار به‌وسیله Cr بسیار پایین و محتوای بالای V مشخص می‌شوند (Nystrom and Henriquez, 1994). در نمونه‌های تجزیه‌شده از کانسار سراب-۳ مقدار Ti و V کم و مقدار Al و Mn بالایی مشاهده می‌شود که همین امر سبب قرارگیری آن در محدوده ذخایر نوع اسکارن می‌شود (شکل ۱۲-A و B). کانسارهای اسکارن دارای Ti و V کمتری نسبت به سایر کانسارها هستند که به‌علت مقادیر متغیر در میزان Mn و Ni در ساختار خود، محدوده وسیعی را در نمودار دوپیوس و بودین (Dupuis and Beaudoin, 2011) به‌خود اختصاص داده‌اند. کانسارهای آهن نواری با کانسارهای اسکارنی کمی هم‌پوشانی دارند و تمایز آنها معمولاً با مقدار V کم و Cr بالا در آهن رسوبی مشخص می‌شود (Frietsch, 1973). از ویژگی‌های بارز کانسارهای IOCG، داشتن مگنتیت‌هایی با Ti پایین است که از این دیدگاه با ذخایر اسکارن هم‌پوشانی دارد.

در جدول ۲، شیمی مگنتیت در کانسار سراب-۳ با سایر

1. Goto, Boboti, Guebouria, Karakaen

جدول ۱. نتایج آنالیز میکروپروب کانی‌های اکسیدی (مگنتیت، هماتیت) در کانسار آهن سراب-۳. (Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت) علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010). همه اکسیدها و عناصر بر حسب % وزنی است.

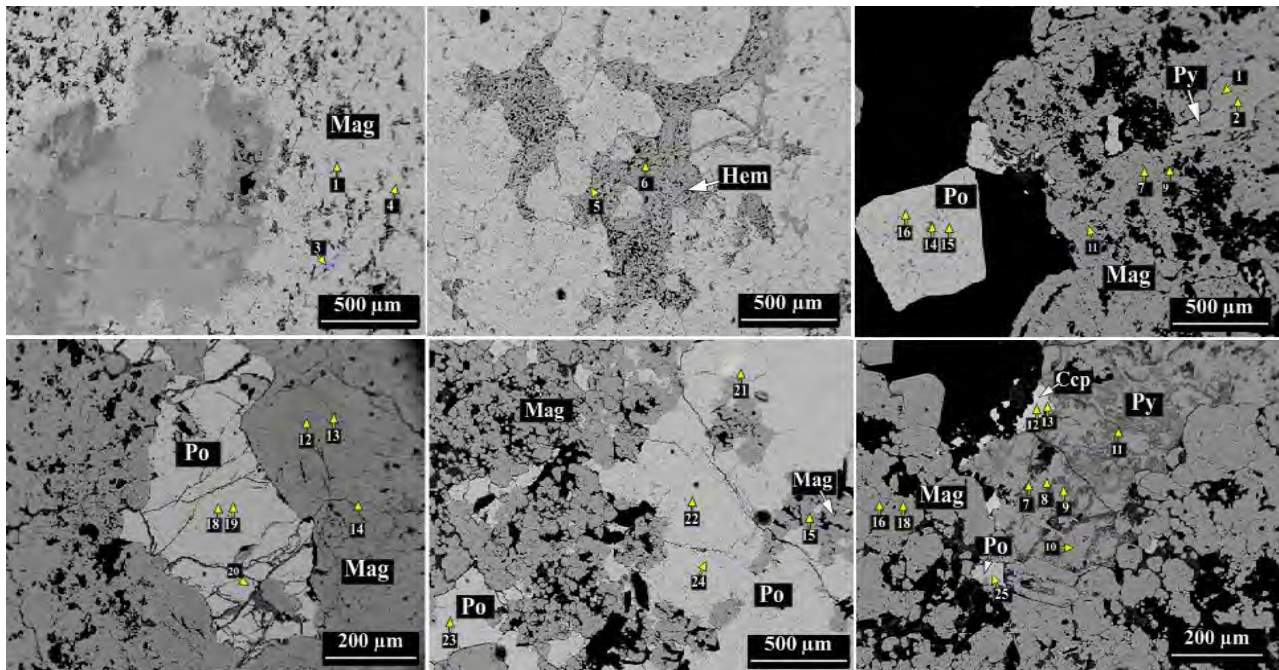
Table 1. The results of microprobe analysis of oxide minerals (magnetite, hematite) in Sarab-3 iron deposit, (Mag: magnetite, Hem: hematite). Abbreviations of minerals from Whitney and Evans (2010). All oxides and elements are in wt. %.

Point	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Mineral	Mag	Mag	Mag	Mag	Hem	Hem	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag
Al₂O₃	1.93	0.6	1	2.82	1.89	2.23	1.17	0.93	1.42	0.55	1.44	1.08
CaO	0.04	0.04	0.01	0.06	0.57	0.49	0.06	0.04	0.07	0.06	0.04	0.03
Cr₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0
CuO	0	0	0.01	0	0	0.01	0	0.03	0	0	0.04	0.01
FeO	29.45	29.8	31.04	25.73	-	-	30.86	30.07	31.1	30.68	30.61	27.68
Fe₂O₃	66.05	68.52	67.47	69.17	77.54	78.08	66.76	67.67	66.58	67.17	66.71	64.71
MgO	0.88	0.8	0	3.95	0	1.01	0	0.65	0	0	0.28	0.96
MnO	0.09	0.05	0.08	0.41	0.01	0	0.03	0.03	0	0	0.01	0.59
NiO	0	0	0	0	-	-	0	0	0	0	0	0
P₂O₅	0	0	0.07	0	0.02	0	0.05	0	0.02	0.07	0	0.02
SO₃	0.05	0.02	0	0.02	0.47	0.4	0	0.02	0	0.02	0.02	0.02
SiO₂	0.41	0.04	0.02	0.02	3.19	3.53	0.15	0.09	0.26	0.11	0.11	0.04
TiO₂	0	0	0	0.03	0.03	0	0	0.07	0.03	0.02	0.05	0.05
V₂O₅	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0	0.02	0.02	0.07	0.02	0	0.02
Total	98.92	99.62	99.74	102.2	83.74	85.75	99.1	99.62	99.55	99.25	99.31	95.21
Number of ions on the basis of 4 (O)												
Point	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Mineral	Mag	Mag	Mag	Mag	Hem	Hem	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag
Al	1.02	0.32	0.53	1.49	1	1.18	0.62	0.49	0.75	0.29	0.76	0.57
Ca	0.03	0.03	0.01	0.04	0.41	0.39	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02
Cr	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0.01	0	0
Cu	0	0	0.01	0	0	0.01	0	0.02	0	0	0.03	0.01
Fe²⁺	0.94	0.95	0.99	0.77	-	-	0.99	0.96	0.99	0.99	0.98	0.92
Fe³⁺	1.89	1.97	1.95	1.87	1.78	1.74	1.93	1.94	1.92	1.96	1.92	1.94
Mg	0.53	0.48	0	2.38	0	0.61	0	0.39	0	0	0.17	0.58
Mn	0.07	0.04	0.06	0.32	0.01	0	0.02	0.02	0	0	0.01	0.46
Ni	0	0	0	0	nd	nd	0	0	0	0	0	0
P	0	0	0.03	0	0.01	0	0.02	0	0.01	0.03	0	0.01
S	0.02	0.01	0	0.01	0.19	0.16	0	0.01	0	0.01	0.01	0.01
Si	0.19	0.02	0.01	0.01	1.49	1.65	0.07	0.04	0.12	0.05	0.05	0.02
Ti	0	0	0	0.02	0.02	0	0	0.04	0.02	0.01	0.03	0.03
V	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.04	0.01	0	0.01
Total	4.51	3.35	3.61	6.92	4.92	5.74	3.71	3.91	3.9	3.4	3.99	4.57

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز میکروپروپ کانی‌های اکسیدی (مگنتیت، هماتیت) در کانسار آهن سراب-۳. (Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت) علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010). همه اکسیدها و عناصر بر حسب % وزنی است.

Table 1 (Continued). The results of microprobe analysis of oxide minerals (magnetite, hematite) in Sarab-3 iron deposit, (Mag: magnetite, Hem: hematite). Abbreviations of minerals from Whitney and Evans (2010). All oxides and elements are in wt.%.

Point	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Mineral	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag
Al₂O₃	2.27	1.19	2.83	4.08	0.77	1.13	2.57	0.47	1.7	0.77	1.95
CaO	0.13	0.01	0.06	0.03	0.06	0.11	1.23	0.1	0.01	0	0.03
Cr₂O₃	0	0	0.01	0.03	0	0	0.01	0	0	0	0
CuO	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01	0	0.03
FeO	26.66	28.39	27.8	23.44	30.07	30.38	29.47	31.25	30.36	30.76	30.36
Fe₂O₃	65.34	68.82	63.18	62.97	65.59	65.38	66.39	68.66	65.17	67.37	64.4
MgO	3.02	1.99	1.53	4.43	0	0	1.26	0.03	0.13	0.1	0.02
MnO	0.72	0.05	0.01	0.01	0.01	0.04	0.06	0.01	0.03	0.01	0
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01
P₂O₅	0	0	0.07	0.02	0.05	0.07	0.14	0	0	0	0.02
SO₃	0	0.02	0.15	0.05	0.07	0.02	0.25	0	0	0	0
SiO₂	0.45	0.11	2.76	5.9	0.15	0.19	0.34	0.11	0.04	0.02	0.11
TiO₂	0	0.07	0.03	0.07	0	0.12	0.02	0.05	0.04	0.05	0.03
V₂O₅	0	0.04	0.04	0	0.02	0	0.04	0	0.02	0	0
Total	98.18	100.5	98.47	101	96.8	97.45	101.7	100.6	97.51	99.08	96.96
Number of ions on the basis of 4 (O)											
Point	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Mineral	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag
Al	1.2	0.63	1.5	2.16	0.41	0.6	1.36	0.25	0.9	0.41	1.03
Ca	0.09	0.01	0.04	0.02	0.04	0.08	0.88	0.07	0.01	0	0.02
Cr	0	0	0.01	0.02	0	0	0.01	0	0	0	0
Cu	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01	0	0.02
Fe²⁺	0.84	0.84	0.86	0.67	0.99	0.99	0.92	0.99	0.99	0.99	0.99
Fe³⁺	1.85	1.93	1.76	1.62	1.95	1.93	1.84	1.97	1.91	1.96	1.9
Mg	1.82	1.2	0.92	2.67	0	0	0.76	0.02	0.08	0.06	0.01
Mn	0.56	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.05	0.01	0.02	0.01	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01
P	0	0	0.03	0.01	0.02	0.03	0.06	0	0	0	0.01
S	0	0.01	0.06	0.02	0.03	0.01	0.1	0	0	0	0
Si	0.21	0.05	1.29	2.76	0.07	0.09	0.16	0.05	0.02	0.01	0.05
Ti	0	0.04	0.02	0.04	0	0.07	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02
V	0	0.02	0.02	0	0.01	0	0.02	0	0.01	0	0
Total	6.57	4.77	6.53	10.01	3.54	3.84	6.01	3.39	3.99	3.47	4.06



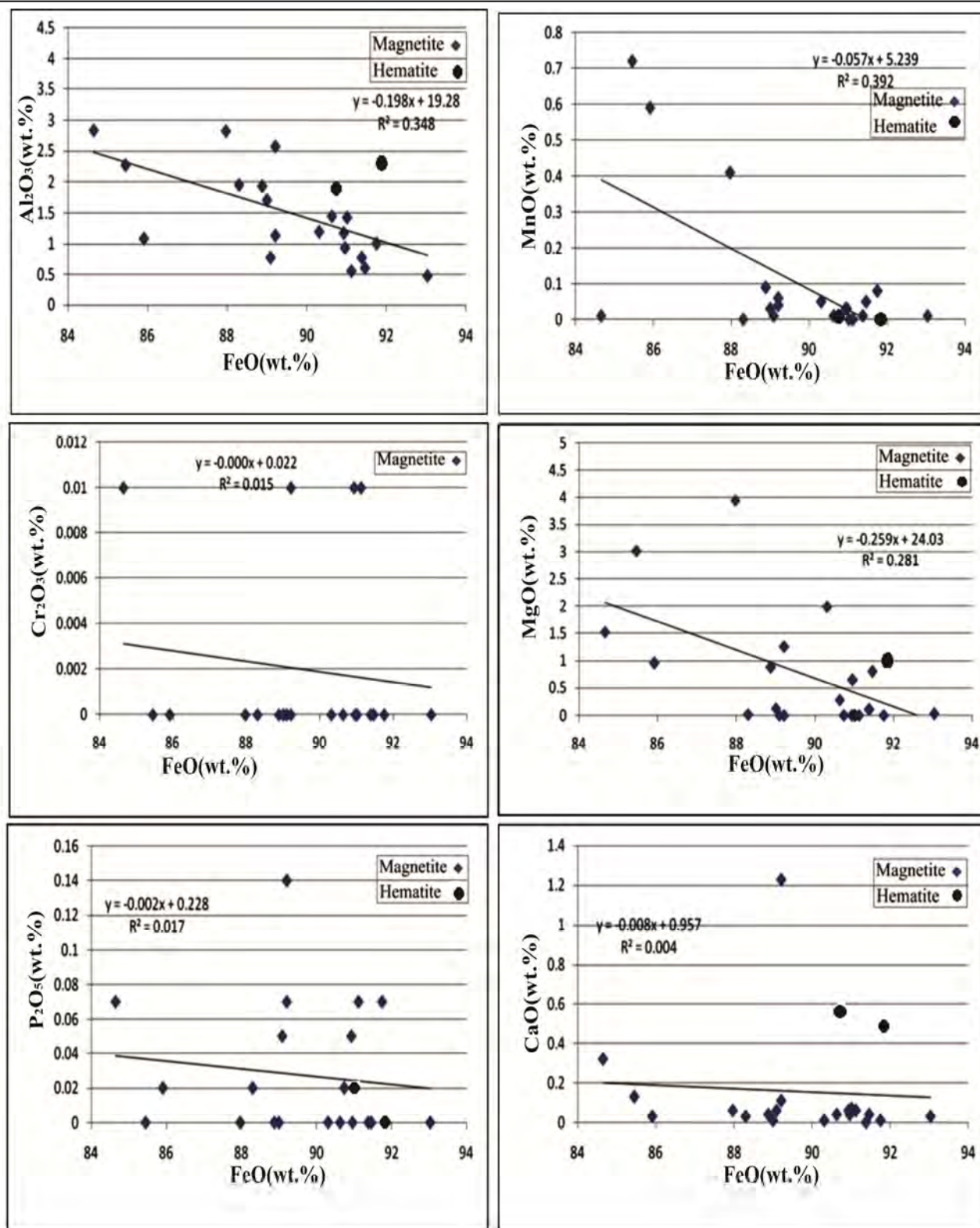
شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از مجموعه کانی‌های مگنتیت (Mag) و هماتیت (Hem) کانسار آهن سراب-۳. (شماره‌های داخل مربع، شماره نقاط پروب‌شده از کانه است که در جدول ۱ نتایج آنالیز هر نقطه آورده شده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 10. Backscattered electron images of magnetite (Mag) and hematite (Hem) mineral assemblages at Sarab-3- Iron deposit. (Numbers in the square are the numbers of probed points and the results of the analysis in these points presented at the table 1). Abbreviations from Whitney and Evans (2010)

جدول ۲. مقادیر کمینه، بیشینه و میانگین درصد عناصر در کانه مگنتیت انواع کانسارهای آهن و مقایسه شیمی مگنتیت در کانسار سراب-۳ با انواع شیمی مگنتیت سایر کانسارهای آهن مورد بررسی توسط دوپویس و بودین (Dupuis and Beaudoin, 2011)

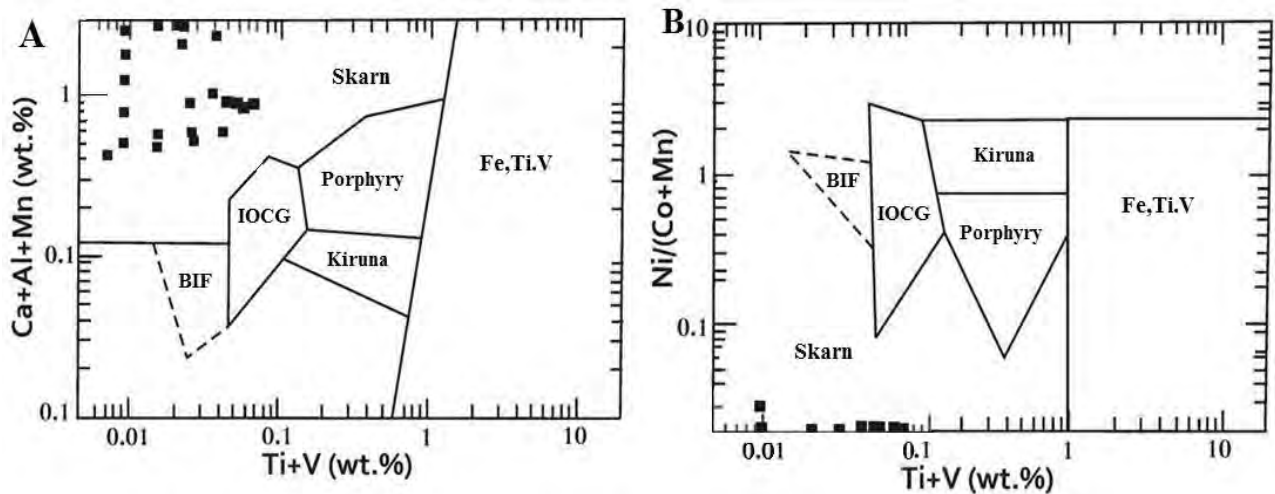
Table 2. Levels of maximum, minimum and average of the elements percent in the magnetite ore in different types of iron deposits and chemical comparison of magnetite in Sarab-3 deposit with other iron deposits studied by Dupuis and Beaudoin (2011). na = not analysed, n= number of analysed

Deposit Type	Value	Si (wt.%)	Al (wt.%)	Mg (wt.%)	Ti (wt.%)	Mn (wt.%)	Ca (wt.%)	K (wt.%)	Cr (wt.%)	Zn (wt.%)	Cu (wt.%)	Ni (wt.%)	V (wt.%)
IOCG (n=11)	Mean	0.163	0.109	0.171	0.042	0.045	0.025	0.009	0.013	0.043	0.044	0.25	0.039
	Min	0.008	0.025	0.007	0.003	0.01	0.004	0.002	0.005	0.033	0.024	0.018	0.008
	Max	0.555	0.247	0.175	0.131	0.128	0.119	0.028	0.077	0.054	0.093	0.031	0.116
Kiruna (n=7)	Mean	0.047	0.053	0.057	0.154	0.037	0.014	0.005	0.012	0.047	0.034	0.048	0.238
	Min	0.01	0.018	0.005	0.009	0.514	0.011	0.002	0.008	0.04	0.023	0.02	0.062
	Max	0.119	0.1	0.191	0.431	0.101	0.022	0.01	0.018	0.065	0.064	0.116	0.479
BIF (n=4)	Mean	0.138	0.036	0.013	0.014	0.018	0.009	0.003	0.021	0.061	0.031	0.029	0.015
	Min	0.02	0.014	0.007	0.009	0.015	0.003	0.002	0.014	0.034	0.024	0.025	0.011
	Max	0.296	0.056	0.018	0.022	0.022	0.015	0.005	0.041	0.084	0.047	0.039	0.022
Skarn (n=15)	Mean	0.2	0.18	0.431	0.035	0.149	0.061	0.008	0.03	0.064	0.058	0.028	0.06
	Min	0.009	0.025	0.005	0.003	0.01	0.004	0.003	0.004	0.042	0.034	0.021	0.008
	Max	0.638	0.692	2.623	0.171	0.445	0.308	0.033	0.367	0.112	0.335	0.069	0.708
Sarab-3 deposit	Mean	0.328	0.84	0.551	0.07	0.076	0.103	na	0.002	na	0.006	0.000	0.009
	Min	0.01	0.25	0	0	0	0	na	0	na	0	0	0
	Max	2.76	2.16	2.67	0.07	0.56	0.88	na	0.01	na	0.03	0.01	0.04



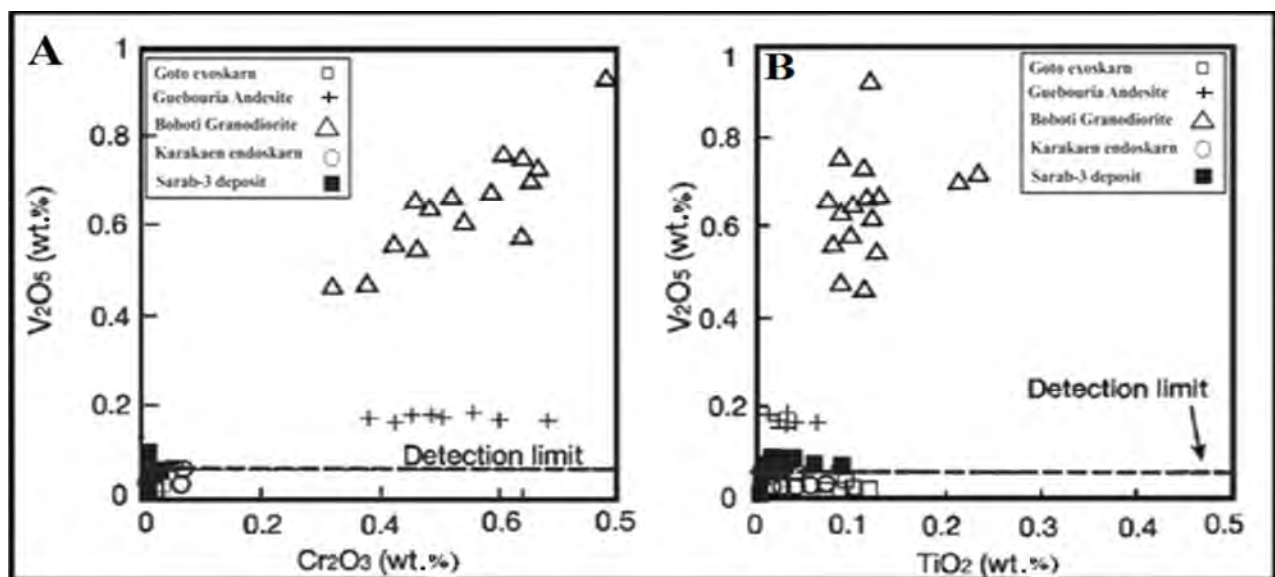
شکل ۱۱. همبستگی بین اکسید عناصر اصلی و جزئی با اکسید آهن در نمونه‌های تجزیه نقطه‌ای مگنتیت و هماتیت از کانسار سراب-۳ (R^2 = ضریب همبستگی خطی)

Fig 11. Correlation between the major and minor oxides with iron oxide in microprobed samples of magnetite and hematite in Sarab-3- deposit (R^2 =linear regression index)



شکل ۱۲. A و B: نمودار تفکیک‌کننده منشأ انواع کانسارهای آهن از دوپیوس و بودین (Dupuis and Beaudoin, 2011)، بر حسب آنالیز EPMA کانی‌های اکسیدی آهن (مگنتیت و هماتیت). طبق این نمودارها، نمونه‌های کانسار آهن سراب-۳ در محدوده اسکارن قرار می‌گیرند.

Fig. 12. A and B: Discrimination diagrams for origin of iron deposits of Dupuis and Beaudoin (2011), on the basis of EPMA analysis of iron oxides (hematite and magnetite). According to these diagrams, samples of Sarab-3- iron plot within the skarn.



شکل ۱۳. مقایسه کانسار آهن سراب-۳ با چندین کانسار آهن در ایالات سنغال بر اساس شیمی مگنتیت‌های آن. A: نمودار اکسید وانادیوم در برابر اکسید کروم در مگنتیت‌های کانسار گوتو، بوبوتی، گوبوریا، کاراکان توسط شوارتز و ملچر (Schwartz and Melcher, 2004)؛ نمونه‌های کانسار سراب-۳ با کروم و وانادیوم کم در نزدیکی کانسار کاراکان و گوتو قرار گرفته‌اند و B: نمودار اکسید عناصر وانادیوم در مقابل تیتانیوم در مگنتیت از شوارتز و ملچر (Schwartz and Melcher, 2004)؛ نمونه‌های کانسار سراب-۳ در نزدیکی نمونه کانسارهای اسکارنی کاراکان و گوتو قرار گرفته‌اند.

Fig. 13. Comparison of Sarab-3 iron deposit with several deposits in Senegal states based on magnetite chemistry. A: Diagrams of V_2O_5 versus Cr_2O_3 in magnetites of Karakanh, Boboty, Goto and Goborya deposits by Schwartz and Melcher (2004). The samples of Sarab-3 deposit with a low value of Cr and V are located near the Goto and Karakanh skarn deposits, and B: The V_2O_5 versus TiO_2 diagram in magnetite from Schwartz and Melcher (2004), Samples of Sarab-3 deposit are plotted near the Goto exoskarn and Karakanh endoskarn samples.

جدول ۳. مقایسه ویژگی‌های کانسار سراب-۳ با سایر کانسارهای اسکارنی مشابه در سطح منطقه و دنیا

Table 3. Comparison of Sarab-3 deposit characteristics with other similar skarn deposits in the region and the world

References	Ore minerals	Retrograde minerals	Progressive minerals	Skarn zones	Related intrusion	Host rock	Deposit
Mollai et al., 2009	Magnetite, pyrite, chalcopyrite, chalcocite, bornite	Epidote, tremolite-actinolite, quartz calcite, chlorite and clay	Garnet and pyroxene	Endo- and exoskarn	Granodiorite (Oligocene)	Meta-volcanic and carbonate rocks (Cretaceous)	Mazreah (Iran)
Hosseinzadeh, 1999	pyrite, chalcopyrite, chalcocite, magnetite and molybdenite	Epidote, tremolite-actinolite, quartz calcite, chlorite and clay	Garnet and pyroxene	Endo- and exoskarn	Quartz monzonite (Oligocene)	Carbonate rocks, plitic and sub volcanic (Upper Cretaceous)	Anjerd (Iran)
Siahcheshm, 2002	Magnetite, pyrite, martite and goethite	Epidote, tremolite-actinolite, quartz calcite, chlorite and clay	Garnet and pyroxene	Endo- and exoskarn	Quartz diorite (Oligocene)	Limestone and marl (Upper Cretaceous)	Pahnavar (Iran)
Ferdowsi, 2011	Magnetite, pyrite, Chalcopyrite and tetrahedrite	Epidote, tremolite-actinolite, quartz calcite and chlorite	Garnet and pyroxene	Endo- and exoskarn	Quartz monzonite (Oligocene)	Impure carbonate and detrital rocks (Upper Cretaceous)	Kamtel (Iran)
Xu and Lin 2010	Magnetite, pyrite, Chalcopyrite and pyrrhotite	Amphibole, epidote, chlorite, calcite and quartz	Garnet, pyroxene, albite, apatite and scapolite	Exoskarn	Granite and tonalite (Hercynian)	Carbonate and volcanic rocks (Devonian)	Mengku (China)
Oyman, 2010	Magnetite, pyrite, chalcopyrite, chalcocite, molybdenite	Epidote, amphibole, plagioclase, orthoclase, quartz, calcite and chlorite	Diopside, garnet and scapolite	Exoskarn	Granodiorite	Lenticular carbonate and hornfels	Ayazmant (Turkey)
Khodaei, 2015	Magnetite, hematite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, arsenopyrite, covellite	Epidote, tremolite-actinolite, quartz, calcite, chlorite, clay, phlogopite serpentine	Garnet and pyroxene	Endo- and exoskarn	Diorite, monzodiorite - quartzmonzodiorite, granodiorite-Granite (Miocene)	Carbonate rocks (Oligocene)	Sarab-3 (Iran)

نتیجه‌گیری

حدواسط تا اسیدی به‌عنوان عاملی مهم در تشکیل محلول‌های گرمابی و فرآیند متاسوماتیسم و کانی‌زایی و به‌دنبال آن تشکیل رگه‌های گرمابی کوارتز-کلسیت کانه‌دار در شکستگی‌های واحد اسکارنی و سنگ میزبان است. نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای کانی‌های مگنتیت و هماتیت کانسار سراب-۳، نشان می‌دهد که در نمونه‌ها مقدار Ti و V پایین و مقدار Mn و Al بالاست که همین امر سبب قرارگیری نمونه‌ها در نمودارهای تمایزکننده کانسارهای آهن، در محدوده اسکارن می‌شود و منشأ کاپرونا را در تشکیل کانسار رد می‌کند. همچنین مقایسه کانسار با چند کانسار آهن در ایران و جهان، شباهت‌های ژئوشیمی مگنتیت را با کانسار نوع اسکارنی تأیید می‌کند.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه بوعلی سینا و ایمیدرو انجام شده است و بدین وسیله از آنها تشکر و قدردانی می‌شود. علاوه بر این از شرکت کیمیا معدن سپاهان که در طی مراحل انجام پژوهش همکاری نمودند، سپاسگزاری می‌شود.

مگنتیت به‌عنوان کانه اصلی کانسار، همراه با هماتیت، پیریت، پیرویت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، کوولیت و کالکوسیت مهم‌ترین کانی‌های فلزی منطقه را تشکیل می‌دهند. مگنتیت‌های کانسار سراب ۳ در دو نسل شکل گرفته‌اند، نسل اول، مگنتیت‌هایی با بافت توده‌ای تا موزاییکی که اولین فاز ته‌نشست در منطقه را تشکیل می‌دهد و مگنتیت‌های نواری نسل دوم که بر روی مگنتیت‌های نسل اول و اطراف هماتیت‌ها جای گرفته‌اند. هماتیت نیز در دو نسل اولیه و ثانویه (حاصل هوازدگی مگنتیت) ایجاد شده است و فازهای سولفیدی پس از تشکیل مگنتیت به‌وجود آمده‌اند که از این میان، پیریت مهم‌ترین کانه سولفیدی منطقه است که در پنج نسل به‌ترتیب با بافت توده‌ای، ملنیکویتی، رگه-رگه‌چهای، ادخال و رگه‌های کانه‌دار تأخیری شکل گرفته است. عمده‌ترین کانی غیر فلزی منطقه کلسیت است که همراه با کانی‌های کالک سیلیکاته شامل دیوپسید، اکتینولیت، اپیدوت و آندرادیت همراه با کلریت، کوارتز، سرپانتین و فلوگویت مهم‌ترین کانی‌های باطله کانسار سراب-۳ را تشکیل می‌دهد. مهم‌ترین دگرسانی‌های دیده‌شده در منطقه شامل آرژیلیک، پروپیلیتیک و فیلیک است. توده نفوذی با ترکیب

References

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp.
- Azizi, H., 2003. Petrogenesis of contact metamorphic rocks and related Fe skarn in Shahrakarea, east of Takab. M.Sc. Thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, 134 pp. (in Persian with English abstract)
- Barker, D. S., 1995. Crystalization and alteration of quartz monzonite iron springs mining district, Uta: relation to association iron deposits. *Economic Geology*, 90(8): 2197-2217.
- Barton, P.B.JR. and Skinner, B.J., 1979. Sulfide mineral stabilities. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit*. John Wiley and Sons, New York, pp. 278-403.
- Berman, R.G., Brown, T.H. and Greenwood, H.J., 1985. An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃-TiO₂-H₂O-CO₂. Atomic Energy of Canada, Chalk River, Report 377, 62 pp.
- Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D.R., 2009. The Miduk porphyry Cu deposit, Kerman, Iran: A geochemical analysis of the potassic zone including halogenelement systematics related to Cu mineralization processes. *Journal of Geochemical Exploration*, 103(1): 17-29.
- Bucher, K. and Frey, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks, 6th edition complete revision of winkler's textbook. Springer Science, London, 428 pp.

- Calagari, A.A. and Hosseinzadeh, G., 2006. The Mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the Sungun-Chayriver, East-Azarbaidjan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4-6): 423–438.
- Dare, S.A.S., Barnes, S.J. and Beaudoin, G., 2012. Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: implications for provenance discrimination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 88(1): 27–50.
- Dare, S.A., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E. and Potvin-Doucet, C., 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Mineralium Deposita*, 49(7): 785–796.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals. Longman, Harlow, Wiley, New York, 712 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.
- Einaudi, M.T., 1977. Petrogenesis of copper-bearing skarn at the Mason Valley mine, Yerington district, Nevada. *Economic Geology*, 72(5): 769–795.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary, 24(3): 317–391.
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 77(4): 745–754.
- Fenodi, M. and Sayerh, A.R., 2000. Geological map of Hasanabad Yasoukand, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Ferdowsi, R., 2011. The Study of metasomatic alteration in the around granitoids intrusion Kamtelkharvana- Eastern Azarbaijan. M.Sc. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran, 123 pp. (in Persian with English abstract).
- Franchini, M.B., Meinert, L.D. and Vallés, J.M., 2002. First occurrence of ilvaite in a Au skarn deposit. *Economic Geology*, 97(5): 1119–1126.
- Frietsch, R., 1973. The Origin of the Kiruna iron ores. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 95(4): 375–380.
- Frost, B.R., 1991. Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. In: D.H. Lindsley (Editor), *Reviews in Mineralogy. Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, Washington, PP. 469–487.
- Ghiorso, M.S. and Sack, O., 1991. Thermochemistry of the oxide minerals. In: D.H. Lindsley (Editor), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. Mineralogical Society, America, pp. 221–264.
- Grant, F.S., 1985. Aeromagnetism, geology and ore environments, I. magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: An overview. *Geoexploration*, 23(3): 303–333.
- Guilbert, J.M. and Park, C.F., 1997. *The Geology of ore deposits*. W.H. Freeman and Company, Oxford and New York, 985 pp.
- Hammarstrom, J.M., Orris, G.J., Bliss, J.D. and Theodore, T.G., 1989. A Deposit Model for Gold-Bearing Skarns; Fifth Annual V.E. McKelvey Forum on Mineral and Energy Resources. United States Geological Survey Circular, 1035(1): 27–28.
- Harriss, N.B. and Einaudi, M.T., 1982. Skarn deposits in the Yeringtin, Nevada: Metasomatic skarn evolution near Ludwig. *Economic Geology*, 77(4): 877–898.
- Hosseinzadeh, Gh., 1999. Investigation of copper skarn-type deposit, Anjerd, northeastern of Ahar. M.Sc. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran, 118 pp. (in Persian with English abstract)
- Hu, H., Lentz, D., Li, J., McCabral, T., Zhao, X. and Hall, D., 2015. REE equilibration processes in magnetite from iron skarn deposits. *Economic Geology*, 110(1): 1–8.
- Huberty, J.M., Konishi, H., Heck, P.R., Fournelle, J.H., Valley, J.W. and Xu, H., 2012. Silician magnetite from the Dales Gorge Member of the Brockman Iron Formation, Hamersley Group, Western Australia. *American Mineralogist*, 97(1): 26–37.
- Karimzadeh Somarin, A. and Moayyed, M., 2002. Granite and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 20(3): 127–138.
- Kimia Maaden Sepahan Company., 2011. Simplified geological map of Sarab-3 deposit, scale 1:1000. Geological Survey of Iran.
- Khodaei, L., 2015. Mineralogy and geochemistry of Sarab-3 Fe deposit (Shahrak, East of Takab). M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University,

- Hamedan, Iran, 164 pp. (in Persian with English abstract)
- Lentz, D.R., 2005. Mass-balance analysis of mineralized skarn systems: Implications for replacement processes, carbonate mobility, and permeability evolution. In: J. Mao and F.P. Bierlein (Editors), *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Proceedings of the Biennial SGA Meeting, Beijing, China, pp. 421–424.
- Lindsley, D.H., 1976. The Crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe–Ti oxides. In: D. Rumble III (Editor), *Oxide Minerals*. Review Mineral, Mineral Society, America, pp. L1–L60.
- Maanijou, M., Rasa, E. and Lentz, D., 2012. Petrology, geochemistry, and stable isotope studies of the Chehelkureh Cu–Zn–Pb deposit, Zahedan, Iran. *Economic Geology*, 107(4): 683–712.
- Maanijou, M. and Salemi, R., 2015. Mineralogy, chemistry of magnetite and genesis of Korkora-1 iron deposit (East of Takab). *Journal of Economic Geology*, 6(2): 355–376. (in Persian with English abstract)
- Marschik, R., Spikings, R. and Kuscu, I., 2008. Geochronology and stable isotope signature of alteration related to hydrothermal magnetite ores in Central Anatolia, Turkey. *Mineralium Deposita*, 43(1): 111–124.
- McClenaghan, M.B., 2005. Indicator mineral methods in mineral exploration: geochemistry, exploration environment analysis. *Geological Society of London*, 5(3): 233–245.
- Meinert, L.D., 1992. Skarn and skarn deposits. *Geosciences Canada*, 19(4): 145–162.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *Economic geology 100th anniversary volume*. Society of Economic Geologists, Colorado, pp. 299–336.
- Mollai, H., Sharma, R. and Pe-PiPer, G., 2009. Copper mineralization around the Ahar (NW Iran): evidence for evolution and the origin of the skarn ore deposit. *Ore Geology Reviews*, 35(3–4): 401–414.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Hitzman, M.W., Juliani, C., Filho, C.R.S. and Carvalho, E.R., 2008. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajas Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 34(3): 317–336.
- Mucke, A. and Cabral, A.R., 2005. Redox and nonredox reactions of magnetite and hematite in rocks. *Chemie der Erde*, 65(3): 271–278.
- Nadoll, N., Angerer, Th., Mauk, J., French, D. and Walshe, J., 2014. The Chemistry of hydrothermal magnetite: A Review. *Ore Geology Reviews*, 61(1): 1–32.
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Hayes, T.S., Koenig, A.E. and Box, S.E., 2012. Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States. *Economic Geology*, 107(6): 1275–1292.
- Niiranen, T., Manttari, I., Poutiainen, M., Nicholas, H.S. and Jodie, A., 2005. Genesis of Palaeoproterozoic iron skarns in the Misi region, northern Finland. *Mineralium Deposita*, 40(2): 192–217.
- Nyström, J.O. and Henriquez, F., 1994. Magmatic features of iron ore of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology*, 89(4): 820–839.
- Oyman, T., 2010. Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe–Cu skarn deposition in Ayvalik, (Balıkesir), Turkey. *Ore Geology Reviews*, 37(3): 175–201.
- Park, Jr. C.F. and Mac Diarmid, R.A., 1975. Ore deposits. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 529 pp.
- Pournik, P., 2007. Evaluation of ore reserve of Shahrak Fe deposit report. Sabanour Steel Providing Material Company, Tehran, Internal Report 1, 350 pp. (in Persian)
- Ramdohr, P., 1980. *The Ore minerals and their intergrowths*. Pergamon Press, Oxford, 1205 pp.
- Razjigaeva, N.G. and Naumova, V.V., 1992. Trace element composition of detrital magnetite from coastal sediments of Northwestern Japan Sea for provenance study. *Journal of Sedimentary and Petrology*, 62(5): 802–809.
- Reed, M.H., 1997. Hydrothermal alteration and its relationships to ore fluid composition. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley, London, pp. 303–358.

- Salemi, R., 2013. The study of fluid inclusion and geochemistry of Korkora-1 iron deposit (Shahrak, east Takab). M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, 186 pp. (in Persian with English abstract)
- Schwartz, M.O. and Melcher, F., 2004. The Falémé iron district, Senegal. *Economic Geology*, 99(5): 917–939.
- Scott, S.D., 1974. Experimental methods in sulfide synthesis. In: P.H. Ribbe (Editor), *Sulfide Mineralogy*. Mineralogical Society, American, pp. S1–S38.
- Sheikhi, R., 1995. Economic geology study of Shahrak Fe deposit, east of Takab. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 161 pp. (in Persian with English abstract)
- Shelly, D., 1993. *Microscopic study of igneous and metamorphic rock*. Chapman and Hall, London, 630 pp.
- Shimazaki, H., 1980. Characteristics of skarn deposits and related magmatism in Japan. *Economic Geology*, 75(2): 173–183.
- Siahcheshm, K., 2002. Mineralogy, alteration and metasomatic evolution of Pahnava skarn deposit (east of Siahroud). M.Sc. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran, 139 pp. (in Persian with English abstract)
- Singoyi, B. and Zaw, K., 2001. A petrological and fluid inclusion study of magnetite–scheeliteskarn mineralization at Kara, northwestern Tasmania: implications for ore genesis. *Chemistry Geology*, 173:(1–3): 239–253.
- Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositsin, N., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. and Rego, J.L., 2005. Geology and shrimp U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajas copper–gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) example of iron–oxide Cu–Au–(U–REE) mineralization. *Economic Geology*, 100(1):7–28.
- Vallance, J., Fontboté, L., Chiaradia, M., Markowski, A., Schmidt, S. and Vennemann, T., 2009. Magmatic-dominated fluid evolution in the Jurassic Nambija gold skarn deposits (southeastern Ecuador). *Mineralium Deposita*, 44(4): 389–413.
- Whitney, D.L. and Evans, B.V., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Xu, G. and Lin, X., 2010. Geology and geochemistry of the Changlongshanskarn iron deposit, Anhui province, China. *Ore Geology Reviews*, 16(1): 91–106.



Mineralogy and electron microprobe studies of magnetite in the Sarab-3 iron Ore deposit, southwest of the Shahrak mining region (east Takab)

Mohammad Maanijou* and Leila Khodaei

Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Submitted: June 5, 2016

Accepted: Dec. 13, 2016

Keywords: Mineralogy, electron microprobe, iron deposit, skarn, Sarab-3, Shahrak

Introduction

There is an iron mining complex called Shahrak 60 km east of the Takab town, NW Iran. The exploration in the Shahrak deposit (general name for all iron deposits of the area) started in 1992 by the Foolad Saba Noor Co. and continued in several periods until 2008. The Shahrak deposit is comprised of 10 ore deposits including Sarab-1, Sarab-2, Sarab-3, Korkora-1, Korkora-2, Shahrak-1, Shahrak-2, Shahrak-3, Cheshmeh and Golezar deposits (Sheikhi, 1995) with a total 60 million tons of proven ore reserves. The Fe grade ranges from 45 to 65% (average 50%). The ore reserves of these deposits are different. Sarab-3 ore deposit with 9 million tons of 54% Fe and 8.95% S is located at the northeast of Kurdistan and in the Sanandaj-Sirjan structural zone at the latitude of 36°20' and longitude of 47°32'.

Materials and methods

Sixty thin-polished, polished and thin sections are made for the study of mineralogy and petrology, and among them six thin-polished sections were selected for EPMA (Electron Probe Micro Analysis) on magnetite and hematite. EPMA was performed using the Cameca Sx100 electron microprobe at the Iran Mineral Processing Research Center (IMPRC) with wavelength-dispersive spectrometers.

Results and discussion

Based on field observations and petrographic studies, lithologic composition of intrusion

(Miocene age) ranges within the diorite-leucodiorite, monzodiorite-quartz monzodiorite, granodiorite-granite. With the intrusion of those igneous bodies into carbonate rocks of the Qom Formation, contact metamorphism was formed. The formation of Sarab-3 iron deposit occurred at the three stages of metamorphism, skarnification and supergene. Based on field geology of the deposit, it is composed of endoskarn, exoskarn including Fe ore±sulfides. At the metamorphic stage, after intrusion of intrusive bodies in carbonate rocks, recrystallization took place and marble was formed. With more crystallization of magma, evolved hydrothermal fluids intruded into host rocks. Skarnification occurred at the two stages of progressive and regressive. At the progressive stage, the reaction of fluids and host rocks turned to the formation of anhydrous calc-silicate minerals such as garnet and clinopyroxene. At the regressive stage with the change of physicochemical conditions like decreasing temperature, these minerals converted to hydrous silicates (tremolite-actinolite, epidote) and phyllosilicates (chlorite, serpentine, talc, and phlogopite). Also, minerals such as oxides (magnetite and hematite), sulfides (pyrite and chalcopyrite) and calcite were formed. At a late stage, with activations of fluids, quartz-calcite mineralized veins formed. At the supergene stage, the oxidation process leads to the formation of alteration minerals from the main mineralization. Although there are magnesian minerals in the skarn, its main composition is calcic. The shape of the deposit is lentoid to horizontal and in some

*Corresponding authors Email: mohammad@basu.ac.ir

places bed formed along with some alteration halos. The ore minerals include low Ti-magnetite (with an average of 0.02 wt % Ti), hematite and sulfide minerals such as pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite. Magnetite is the most important mineral with disseminated, vein, open-space filling, aggregate, accumulation, island and cataclastic textures. The magnetite at Sarab-3 is generated in 2 stages: At the first stage, magnetite has mass to mosaic textures that indicate the first phase of deposition in the area and at the second stage magnetite is gray magnetites that are placed as narrow bands around hematite or on the primary magnetite. Hematite in the area is formed either as hypogene hematite with plate or blade texture that is formed before the formation of early magnetite or supergene hematite that itself is formed due to alteration and weathering of magnetite in the superficial and shallow part of the deposit. In the surface area of the deposit, ore minerals are strongly altered to mixtures of oxide and hydroxide minerals like hematite, limonite and goethite which changed the color of the ore body to yellow, deep orange, red and brown. Pyrites are the most important sulfide minerals in the area that are formed in five stages respectively, mass texture (Py1), Melnikovity (py2), vein-veinlet (py3), inclusion (py4), and mineralized veins (py5). Sericitization, calcitization, serpentinization, chloritization, epidotization, uralitization, argilitization, propylitization and actinolitization are the important alterations in the area from which chloritization-epidotization and calcitization in the ore and propylitic and argilitization alteration in the plutonic rocks are dominant. The EPMA analytical results on 23 points on magnetite and hematite mineral suggest that the amounts of TiO_2

and V_2O_5 (0.03 wt % and 0.01 wt % in average, respectively) are low in contrast to MnO and Al_2O_3 (0.09 wt % and 1.59 wt % on the average, respectively). Therefore, it fits in the skarn ore deposit domain on Ni/(Cr+Mn) versus Ti+V and Ca+Al+Mn versus Ti+V discrimination diagrams of iron ore deposits (Dupuis and Beaudoin, 2011). High Mn in the rock samples of Sarab-3 may have resulted from the substitution of Fe by Mn in magnetite and hematite structure that can be a sign of hydrothermal skarn. Manganese, Al, Cu, Mg, and Ca show a negative correlation with Fe that may have resulted from the concentration and the substitution of these elements in tremolite-actinolite, epidote, chlorite, calcite, phlogopite and chalcopyrite. According to the chemistry of magnetite and plotting them on V_2O_5 versus TiO_2 and V_2O_5 versus Cr_2O_3 diagrams, it can be recognized that the samples of the Sarab-3 deposit resemble to exoskarn magnetite of Goto and endoskarn Karakaen deposit of Senegal. Mineralogical and geochemical evidence from ore, the occurrence of iron in contact with the carbonates and calc silicates such as garnet, pyroxene, secondary calcite, epidote and chlorite suggest iron skarn genesis for the Sarab-3 deposit.

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.
- Sheikhi, R., 1995. Economic geology study of Shahrak Fe deposit, east of Takab. M.Sc.Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 161 pp. (in Persian with English abstract)