Journal of Economic Geology
2009-2010, No. 1 (Vol. 1)
ISSN 2008-7306

مجله زمین شناسی اقتصادی
سال ۱۳۸۸، شماره ۱ (جلد ۱)
صفحه : ۱۹ تا ۴۶

ژئوشیمی و خاستگاه کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، جنوب‌خاوری زنجان

قاسم نباتیان[1]، مجید قادری[1]، نعمت‌اله رشیدنژاد عمران[1]، فرحناز دلیران[2]

۱ - *بخش زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران*

۲ - *مؤسسه علوم زمین کاربردی، دانشگاه کارلسروهه، کارلسروهه، آلمان*

دریافت مقاله: 1388/2/25، نسخه نهایی: 1388/5/7

چکیده

کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج در 32 کیلومتری جنوب‌خاوری زنجان قرار گرفته است. این محدوده در پهنهٔ ساختاری البرز باختری- آذربایجان و در زیرپهنهٔ طارم قرار دارد. در محدودهٔ سرخه‌دیزج، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی با ترکیب تراکیت- تراکی آندزیت، الیوین بازالت و سنگهای آذرآواری توف برش و لاپیلی توف مربوط به ائوسن می‌باشد که تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق کوارتزمونزونیتی، مونزونیتی و گرانیتی با سن ائوسن پایانی- الیگوسن آغازین در این توالی نفوذ کرده است. تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق منطقه، ویژگیهای گرانیت نوع I را دارد و ماگماتیسم منطقه، مشخصات نوع کوه‌زایی و مربوط به قوسهای ماگمایی را نشان می‌دهد. کانه‌زایی در این منطقه، عمدتاً در سه بخش (A, B و C) برونزد یافته است که در سنگ میزبان تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق تشکیل شده‌اند. ویژگیهای مربوط به این سه بخش از نظر سنگ میزبان، کانی‌شناسی، دگرسانی، ساخت و بافت و محتوای فلزی مشابه است. در داخل سنگهای آتشفشانی نیز کانه‌زایی به‌صورت رگه‌ای و با وسعت کم مشاهده می‌شود که ویژگیهای مشابه با سه بخش قبلی را دارد. مادهٔ معدنی به شکل رگه‌ای بوده و بافت کانسنگ‌ها از نوع داربستی، توده‌ای، نواری، برشی و رگه- رگچه‌ای است. مهمترین کانیهای موجود در این کانسار شامل مگنتیت (با Ti پایین) و آپاتیت بوده که به مقدار کم، کانیهای سولفیدی از جمله کالکوپیریت، بورنیت و پیریت همراه آنها می‌باشند. کانیهایی از جمله ایلمنیت، اسپینل (مگنتیت تیتان‌دار)، گالن و اسفالریت به مقدار جزئی به‌همراه کانیهای قبلی تشکیل شده‌اند. کانیهای سوپرژن از جمله کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، کوولیت، هماتیت و گوتیت در اثر فرآیندهای هوازدگی و سوپرژن تشکیل شده‌اند. دگرسانیهای فلدسپات پتاسیم، اکتینولیتی، آرژیلیک، سریسیتی، سیلیسی، تورمالینی و کلریتی- اپیدوتی از دگرسانیهای اصلی در این کانسار هستند که وسعت دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک از سایر دگرسانیها بیشتر است. مطالعات انجام شده بر روی عناصر نادر خاکی، بیانگر غنی‌شدگی این کانسار از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. الگوی REE آپاتیت، مگنتیت و سنگهای دربرگیرنده، مشابه هم بوده و ارتباط ماگمایی را بین آنها نشان می‌دهد. همچنین محتوای REE آپاتیت نسبت به سنگهای دربرگیرنده و مگنتیت بالاتر است. در مطالعات سیالات درگیر از کانی آپاتیت که دارای دو نسل است، استفاده شد. مطالعهٔ ویژگیهای کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، بیانگر تشکیل این کانسار از سیالات ماگمایی غنی از Fe, P و REE می‌باشد. مقایسهٔ مهمترین ویژگیهای کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج (از جمله محیط تکتونیکی، سنگ میزبان، کانی‌شناسی، دگرسانی، ساخت و بافت و ژئوشیمی) با ویژگیهای تیپ‌های مختلف کانه‌زایی آهن در دنیا، نشان داده است که کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج بیشترین شباهت را با کانسارهای اکسید آهن آپاتیت‌دار تیپ کایرونا دارد که این کانسارها زیرگروه کانسارهای تیپ اکسید آهن- مس- طلای هیدروترمال (IOCG) می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: *کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار، توده نفوذی نیمه‌عمیق، کانسارهای تیپ IOCG زیرگروه تیپ کایرونا، سرخه‌دیزج، طارم، زنجان.*

[1]مسؤول مکاتبات mghaderi@modares.ac.ir

مقدمه

پراکندگی کانسارهای آهن در ایران از لحاظ زمانی منحصر به دورۀ خاصی از تاریخ زمین‌ساختی نیست. با پیدایش و شکل‌گیری پوستۀ ایران در پروتروزوئیک پسین و عملکرد و ادامۀ فعالیتهای زمین‌ساختی- ماگمایی تاکنون، کانی‌سازی آهن به موازات آنها رخ داده است، به طوری که روند این کانی‌سازی را از زمان پروتروزوئیک پسین تا میوپلیوسن می‌توان پی‌گیری کرد. قابل توجه است که ذخایر آهن تشکیل شده در پروتوزوئیک پسین- کامبرین پیشین، نسبت به کانی‌زایی زمانهای دیگر نمود آشکارتری دارد [1].

قربانی (1381)، فازهای فلززایی در ایران را به چهار فاز تقسیم کرده که در زیر به آنها اشاره شده است:

کانی‌سازی آهن در پروتروزوئیک پسین-کامبرین پیشین

همگام با فاز ماگمایی پروتروزوئیک پسین، در بازه زمانی 620 تا 530 میلیون سال پیش که تا کامبرین پیشین ادامه یافته، تعداد قابل توجهی ذخیرۀ آهن تشکیل شد. این ذخایر رابطه مستقیم یا غیرمستقیم با سنگهای ماگمایی و آتشفشانی- رسوبی این زمان دارند که در نقاط مختلف ایران آثار آنها را می‌توان دید.

کانسارهای آهن این زمان، از نظر پیدایش زمانی و منشأ به دو دسته تقسیم می‌شوند:

1- کانسارهایی با خاستگاه آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی متعلق به پروتروزوئیک پسین که گاه تا کامبرین پیشین ادامه می‌یابند که عبارتند از:

کانسارهای آتشفشانی- رسوبی ناحیۀ بافق (فاز اول کانی‌سازی در منطقه بافق) مانند کانسار آهن و منگنز ناریگان و بخش افقی کانسار آهن میشدوان، کانسارهای آهن آتشفشانی- رسوبی محور سلطانیه- مهاباد، ذخایر آهن آتشفشانی- رسوبی در پیوند با سنگهای سری هرمز و آتشفشانهای وابسته در منطقه بندرعباس و جزایر جنوب‌شرقی آن و ذخایر آهن آتشفشانی که آمیخته با سنگهای آتشفشانی قره‌داش می‌باشند.

2) کانسارهای آهن با خاستگاه ماگمایی: از این کانسارها به عنوان کانسارهایی با خاستگاه متاسوماتیسم نیز یاد شده است. این کانسارها در ناحیه بافق، سیرجان گل‌گهر یافت می‌شوند و بزرگترین ذخایر آهن ایران را تشکیل می‌دهند. در حقیقت این کانسارها را باید به فاز ماگمایی (از نوع نفوذی) پس از فاز آتشفشانی که سنگهای سازند ریزو و دزو را به وجود آورده، نسبت داد.

ناحیه متالوژنی بافق در ایران مرکزی، ذخایر آهن آپاتیت‌دار تیپ کایرونا که به عنوان رده جهانی (World-class) تیپ کایرونا (Kiruna type) معروف هستند، سنگهای ماگمایی غنی از آپاتیت که به نام آپاتیتیت (Apatitite) معروف است، ذخایر REE, Th-U, Pb-Zn و اخیراً کانی‌زایی Cu(Au) [2] را شامل می‌شوند. این کانی‌زایی‌ها در ارتباط با رخدادهای ماگمایی درون قاره‌ای که همراه با ریفت شدگی ایران مرکزی در درون گندوانا (Gondwanaland) می‌باشد. فرآیندهای ماگمایی نیمه‌عمیق تا ولکانیکی در این منطقه همراه با ماگماتیسم Bimodal ریولیتها و بازالتهای اسپیلیتی شده و فرآیند متاسوماتیسمی ناحیه‌ای می‌باشند. ذخایر آهن در بافق در درون سنگهای دگرسان شدۀ ریولیتی قرار دارند. این ذخایر به‌طور عمده دارای مگنتیت توده‌ای فقیر از Ti-V، با مقدار جزئی هماتیت هستند که آپاتیت همراه آنهاست [3].

کانی‌سازی آهن در پالئوزوئیک- تریاس پیشین

پالئوزوئیک پسین از نظر کانی‌سازی آهن در ایران، در مقایسه با فاز پروتروزوئیک پسین- کامبرین پیشین کم‌مایه‌تر بوده، به طوری که تنها چند کانسار کوچک از جمله کانسار آهن کلات ناصر در شرق قائن در منطقه آهنگران، کانسار آهن و منگنز هنشک در منطقه ده‌بید فارس، کانسار آهن ظفرآباد در کردستان، کانسار آهن ماسوله با خاستگاه رسوبی متعلق به پرمین و کانسار آهن ناحیه سنقر را در ایران می‌توان به این زمان نسبت داد.

کانی‌سازی آهن در مزوزوئیک

کانسارهای آهن این برهه زمانی، بیشتر در پهنه شمالی سنندج- سیرجان شناخته شده‌اند. کانسارهای آهن، به طور عمده دارای خاستگاه آتشفشان‌زاد و ماگمایی- اسکارنی هستند. از این کانسارها می‌توان به کانسارهای آهن منطقه همدان که شامل کانسارهای باباعلی، چنار بالا و گلالی (منطقه قروه) ، کانسار آهن شمس‌آباد با سن کرتاسه پیشین در جنوب غربی اراک و همه کانسارهای آهن و منگنز محور ملایر اصفهان که در سنگهای کرتاسه جای دارند، اشاره کرد.

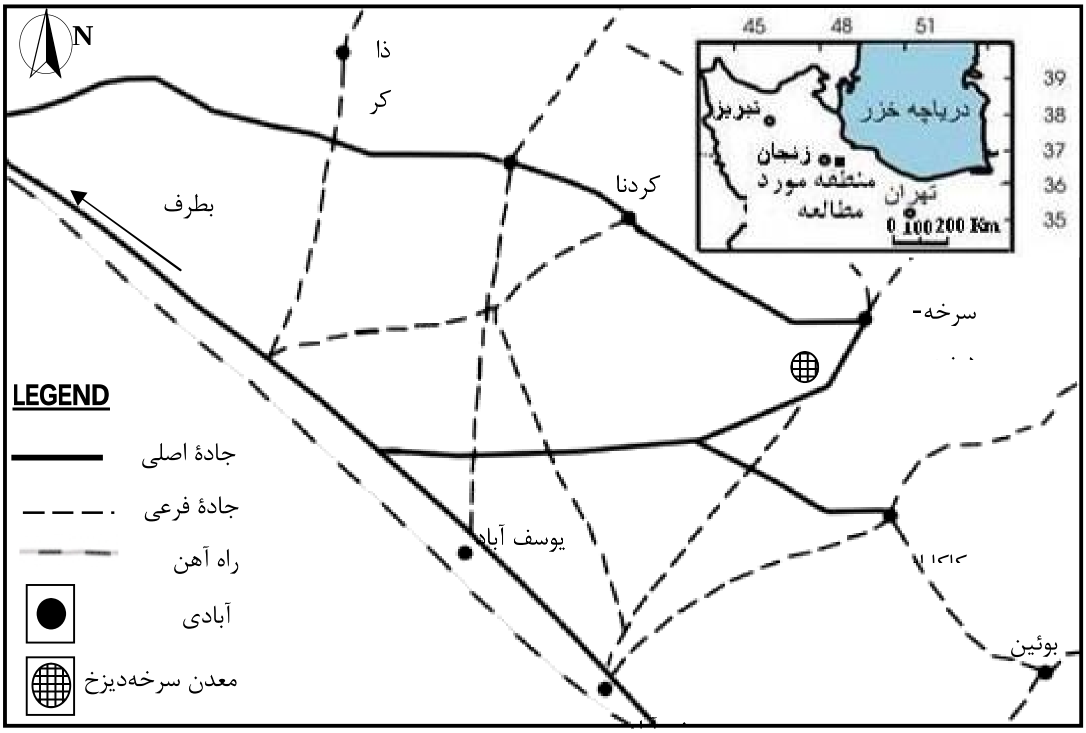
کانی‌سازی آهن در ترشیاری

این کانسارها در پیوند با ماگماتیسم ترشیاری با گسترش فراوان در ایران تشکیل شده‌اند. کانسارهای آهن ترشیاری از ائوسن پیشین تا اوایل کواترنر قابل پی‌گیری است. کانسارهای این زمان، همگی دارای خاستگاه ماگمایی می‌باشند. این کانسارها پراکندگی زیادی نسبت به کانسارهای آهن فازهای قدیمی‌تر دارند، که علت آن، گسترش فراوان فعالیتهای آتشفشانی و پلوتونیسم این زمان است. از کانسارهای آهن این دورهٔ زمانی می‌توان به کانسارهای آهن در زون ارومیه-دختر، کانسارهای آهن در شرق ایران و کانسار آهن ماگمایی در زون البرز اشاره کرد. در ارتباط با ماگماتیسم الیگومیوسن در زون البرز غربی، تعدادی کانسار آهن تشکیل شده است که می‌توان به کانسارهای آهن سمنان در البرز شرقی، کانسارهای آهن سرخه‌دیزج و مورایه در کوه‌های طارم اشاره کرد.

تاکنون وجود ذخایر اکسید آهن آپاتیت‌دار صرفاً در ایران مرکزی و به همراه سازند ساغند، سری ریزو و هم‌ارزهای آن گزارش شده است [4]. شناخت چنین پتانسیلهایی در البرز غربی- آذربایجان، به‌ویژه در بخش آتشفشانی- نفوذی آن می‌تواند زمینه مناسبی را برای اکتشاف چنین ذخایری در دیگر نواحی واحد زمین‌ساختی البرز غربی- آذربایجان فراهم آورد که از نظر آهن و آپاتیت و همچنین از نظر عناصر نادر خاکی ارزشمند است. در این مقاله، ویژگیهای ژئوشیمیایی و ژنز کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج مورد بررسی قرار گرفته است.

کانسار آهن سرخه‌دیزج در 32 کیلومتری جنوب‌خاوری زنجان و در شمال‌خاوری آزادراه تهران- زنجان در 2 کیلومتری جنوب‌باختری روستای سرخه‌دیزج قرار گرفته است (شکل 1). مختصات جغرافیایی معدن عبارت از 48 درجه و 50 دقیقه طول خاوری و 36 درجه و 35 دقیقه عرض شمالی است.

گسترهٔ مورد مطالعه در کمربند زمین‌شناسی- ساختاری البرز و زیرپهنهٔ طارم قرار دارد و بر اساس تقسیم‌بندی نبوی (1355)، منطقه مورد مطالعه در پهنه البرز- آذربایجان قرار می‌گیرد که بی‌تردید ویژگیهای عمومی این پهنه را داراست.



شکل ۱. موقعیت و راه دسترسی به معدن آهن سرخه‌دیزج، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰

زمین‌شناسی

بر اساس نقشهٔ 1:100000 طارم [5]، بخش اصلی رخنمونهای سنگی این ناحیه را نهشته‌های آذرآواری، جریانهای گدازه و لایه‌های رسوبی ائوسن تشکیل داده است. توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق، با سن الیگوسن و یا جوانتر، سری ائوسن را قطع کرده‌اند. رسوبات ائوسن چین خورده‌اند و راستای محوری آنها شمال‌باختری- جنوب‌خاوری تا خاوری- باختری است.

سری ائوسن رشته‌کوههای البرز در منطقه طارم، به دو عضو کردکند و آمند تقسیم شده است. عضو کردکند شامل واحدهای رسوبی- آتشفشانی ائوسن هم‌ارز با بخشهای زیرین سازند کرج است. ترکیب سنگ‌شناسی آن مادستون، آذرآواری و گدازه فراوان است. بیشتر سنگهای آتشفشانی از نوع آندزیتی و ریولیتی بوده، در حالی‌که ترکیب بازالتی در آنها کم است. عضو آمند به طور عادی بر روی نهشته‌های کردکند قرار گرفته است. این عضو، برخلاف عضو کردکند، بیشتر از سنگهای آتشفشانی با ترکیب آندزیت، تراکیت، تراکی‌آندزیت، سنگهای آذرآواری و مقداری مادستون و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. در منطقهٔ معدنی سرخه دیزج، سنگهای آتشفشانی ائوسن، واحد Eka5 از سری سنگهای آتشفشانی عضو آمند می‌باشند (شکل 2). این واحد دامنهٔ ترکیب تراکیت- تراکی آندزیت، الیوین بازالت و سنگهای آذرآواری توف برش و لاپیلی توف دارد (شکل 3) که تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب کوارتز ونزونیت، مونزونیت و گرانیت (ائوسن پایانی- الیگوسن) در آن نفوذ کرده است.

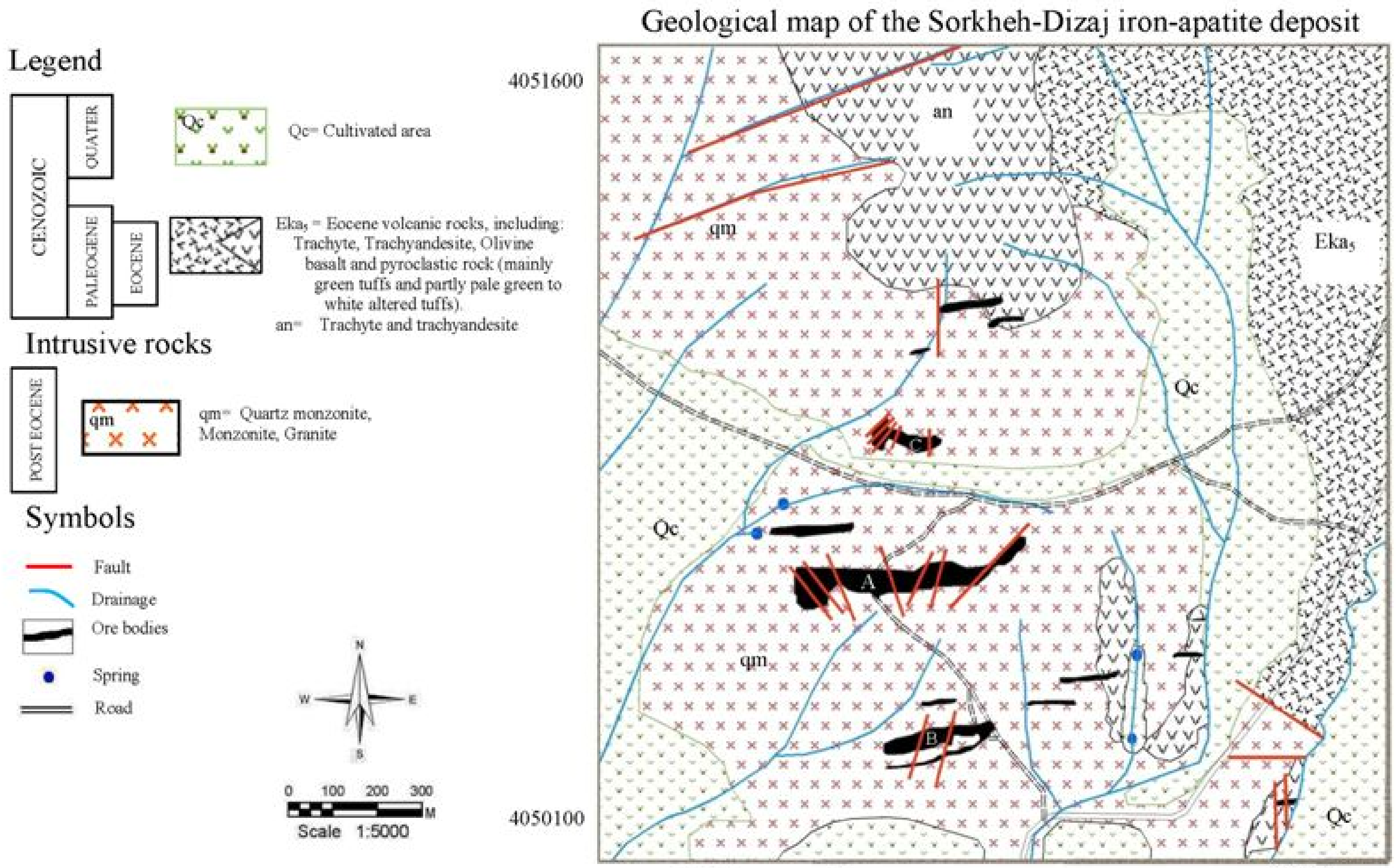
توده نفوذی نیمه‌عمیق بافت گرانولار دارد و کانیهای پلاژیوکلاز شکل‌دار (آلبیت و الیگوکلاز)، فلدسپات آلکالن (بیشتر ارتوز آرژیلی شده)، کوارتز و کانیهای مافیک (شامل بیوتیت کلریتی شده و پیروکسن از نوع دیوپسید و اوژیت) کانیهای اصلی تشکیل‌دهنده سنگ هستند. مهمترین و بیشترین کانیهای فرعی این سنگ مگنتیت و آپاتیت بوده که به همراه کانیهای اصلی در پلاژیوکلاز و پیروکسن، نشان دهندهٔ غنی بودن ماگمای اولیه نسبت به عناصر مذکور است. نهشته‌های کواترنری در نتیجه فرسایش کوهها و به‌وسیلهٔ رودخانه‌ها و سیلابها به‌صورت پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه در کنار رودخانه‌ها و دامنه ارتفاعات تشکیل یافته و در دامنه‌های پرشیب واریزه‌ها شکل گرفته است.

مگنتیت و آپاتیت علاوه بر این که در متن سنگ دیده می‌شوند به صورت ادخال در داخل کانیها، از جمله کانیهای پیروکسن، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار وجود دارند (شکل4 الف، ب). علاوه بر این، کانی پیروکسن به همراه مگنتیت نیز به صورت ادخال در درون پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل 4پ). البته بلورهای آپاتیتی هم وجود دارد که کانیهای سنگ‌ساز از جمله پیروکسن و پلاژیوکلاز را قطع کرده‌اند. در شکل4ت وجود ادخالهایی از کانیهای مذکور نمایش داده شده است.

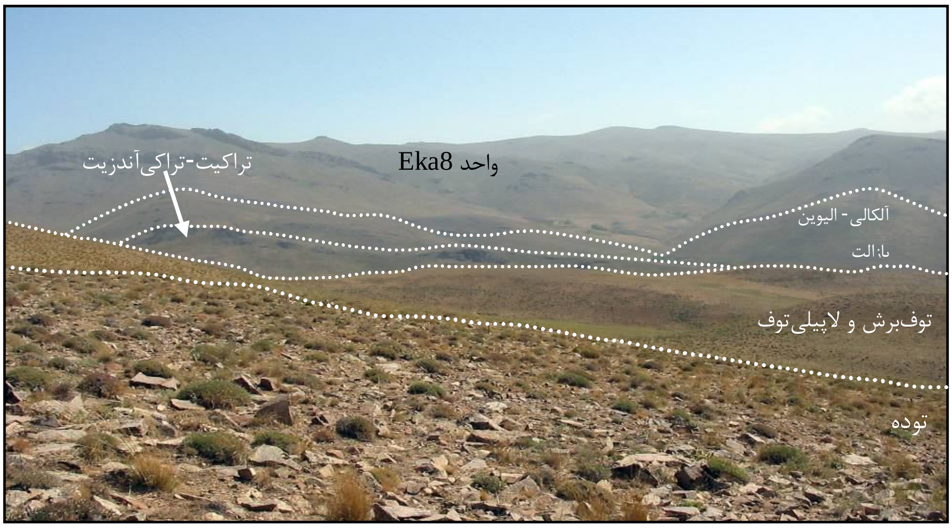
کانه‌زایی

کانه‌زایی در این محدوده، بیشتر به‌صورت رگه‌ای، در داخل توده نفوذی نیمه‌عمیق و سنگهای آتشفشانی ائوسن (بخش آمند سازند کرج) روی داده است. ماده معدنی در این منطقه از سیستم گسلی تبعیت کرده و کانه‌زایی در داخل پهنه‌های گسلی، و در قسمت فوقانی تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق رخ داده است. امتداد کانه‌زایی در کل محدودهٔ معدنی خاوری- باختری بوده که شیب آن حدود 45 تا 50 درجه به سمت شمال، متمایل است. در واقع، در این منطقه یک سیستم گسلش یا شکستگی کانه‌دار وجود دارد.

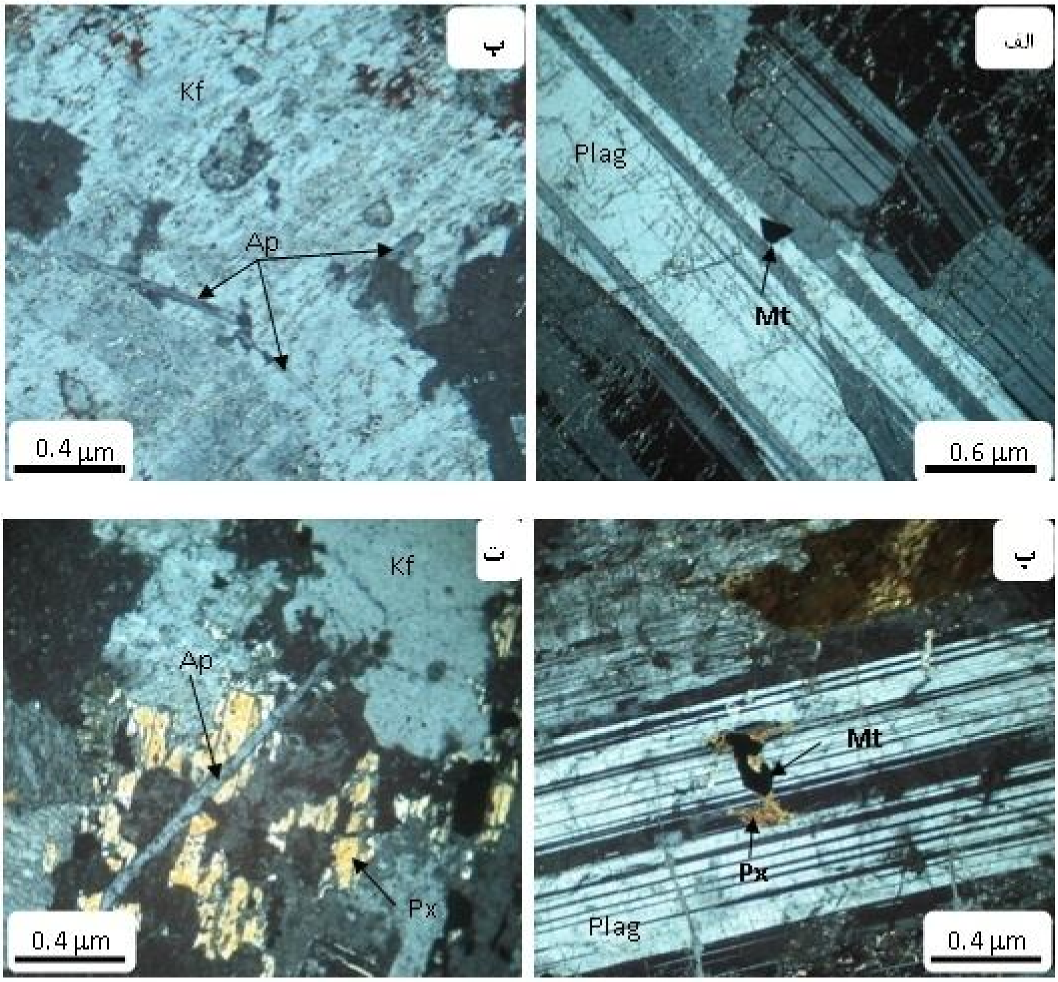
در محدودهٔ مورد مطالعه، کانسنگ اکسید آهن آپاتیت‌دار، در سه نقطه یا در سه بخش روی داده است که از جنوب‌خاوری تا شمال‌باختری به‌ترتیب آنها را A ،B و C می‌نامیم (شکل 5). تمام ویژگیهای این سه بخش از لحاظ کانی‌شناسی، بافت و ساختی و دگرسانی شبیه به هم است. وسعت گسترش رگه معدنی در این سه بخش متفاوت بوده، به طوری که ضخامت آنها از رگه- رگچه‌های در حد سانتی‌متر تا 10 الی 15 متر و طول آنها حداکثر تا 200 متر در تغییر است. همان‌گونه که در نقشه زمین‌شناسی- معدنی 1:5000 این محدوده مشاهده می‌شود، یک سری رگه‌های اکسید آهن آپاتیت‌دار با وسعت کمتر، با همان امتداد کانه‌زایی (خاوری- باختری)، بیشتر در داخل سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن روی داده‌اند که از لحاظ کانی‌شناسی و ساخت و بافت شبیه بخشهای قبلی کانسار است.



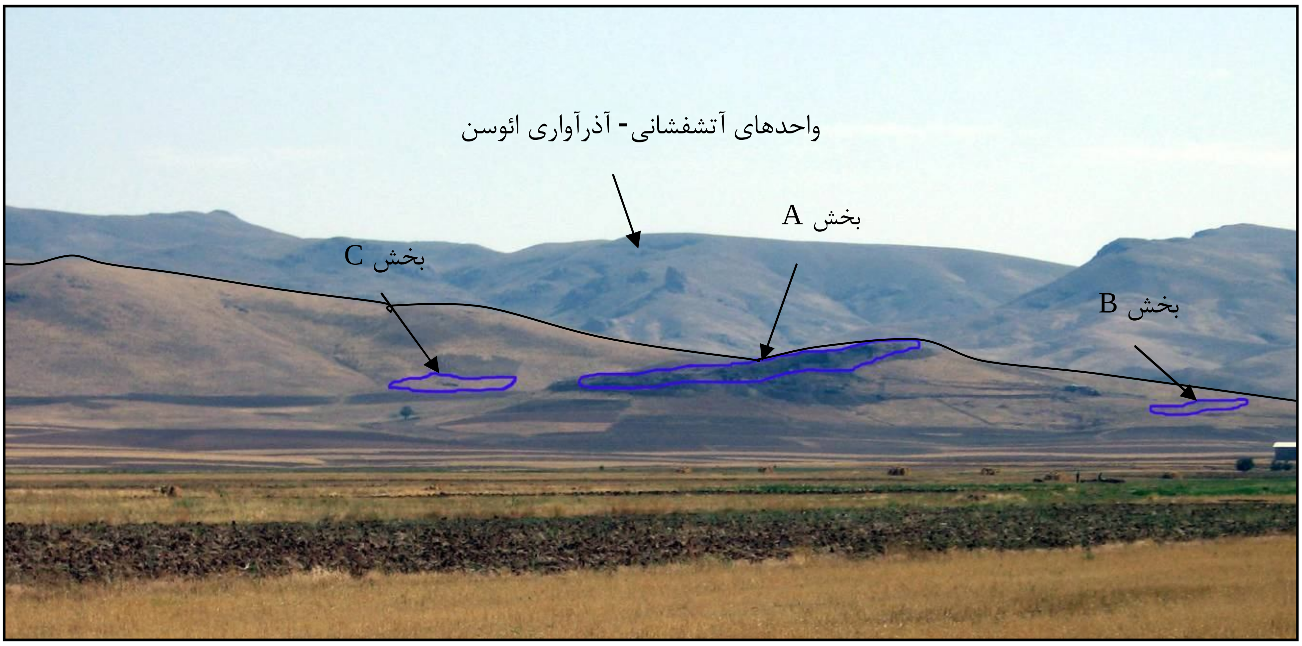
شکل۲.نقشه زمین شناسی-معدنی محدوده سرخه دیزج[۶]
بخش های A،B و C کانسار در نقشه مشخص شده است



شکل 3. دورنمایی از زیرواحدهای آذرآواری و آتشفشانی ائوسن در منطقه سرخه‌دیزج (دید به‌سوی شمال).



شکل ۴. ادخال کانی‌های مگنتیت، آپاتیت و پیروکسن در داخل کانی‌های سنگ ساز تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق (XPL).
الف) ادخال مگنتیت (Mt) در پلاژیوکلاز (Plag)؛ ب) ادخال آپاتیت (Ap) در آلکالی فلدسپار (Kf)؛ ج) ادخال مگنتیت (Mt) به همراه پیروکسن (Px) در پلاژیوکلاز (Plag)؛ د) بلور آپاتیتی (Ap) که کانی پیروکسن (Px) و آلکالی فلدسپار. (Kf) را قطع کرده است.



شکل5. نمایی از بخشهای کانه‌زایی A، B و C در کانسار سرخه‌دیزج که در درون و قسمت بالایی تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق قرار دارند (دید به‌سوی شمال‌خاوری).

کانی‌شناسی و ساخت و بافت

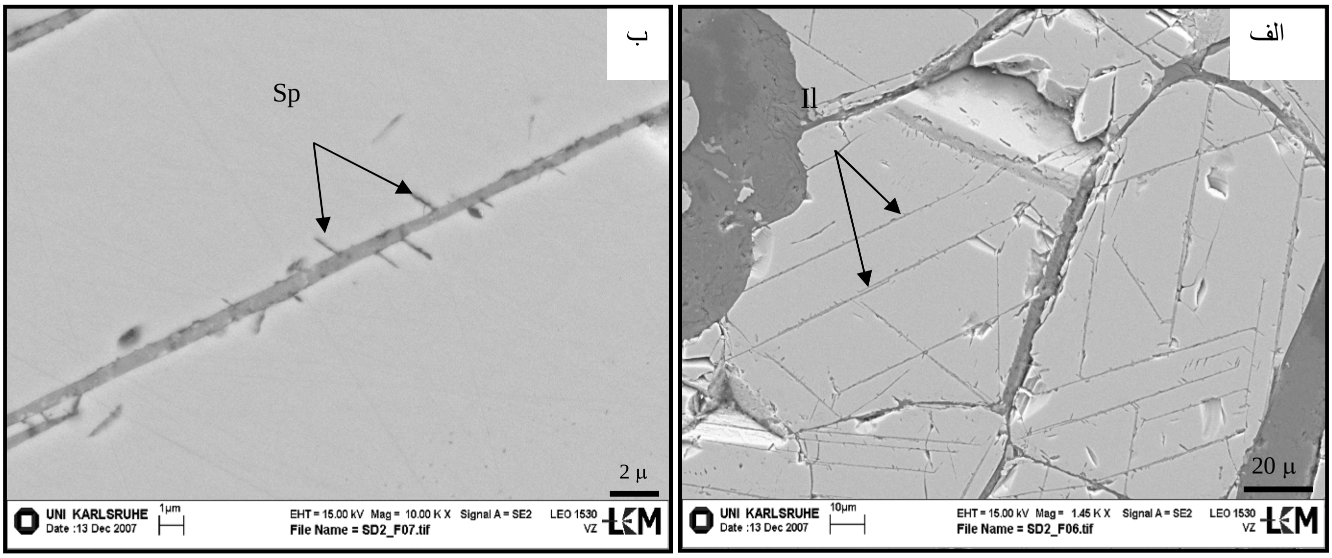
براساس مطالعات انجام شده، کانیهای زیر در منطقهٔ معدنی سرخه‌دیزج تشخیص داده شده است: مگنتیت، هماتیت، لیمونیت، گوتیت، لپیدوکروسیت، آپاتیت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت و کانیهای عناصر نادر خاکی از جمله مونازیت، که همراه کانیهای گانگ پیروکسن، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کوارتز و کلسیت مشاهده می‌شوند.

اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانه موجود در کانسار سرخه‌دیزج، مگنتیت است که همراه آپاتیت بخش عمدهٔ کانسار را تشکیل داده است. مطالعات آنالیز الکترون‌میکروپروب (EPMA) حاکی از آن است که مگنتیتها دارای مقداری تیتان می‌باشند که وجود این مقدار از تیتان، باعث تشکیل اکسلوشن‌هایی از ایلمنیت و مگنتیت تیتان‌دار در داخل مگنتیت شده است (شکل 6). آپاتیت موجود در این کانسار به صورت بلورهای درشت خودشکل تا پگماتیتوئیدی و ریز بی‌شکل تا شکل‌دار در متن مگنتیت و توده نفوذی نیمه‌عمیق دیده می‌شوند. کانی مونازیت یک کانی دارای عناصر نادر خاکی است که انکلوزیون در داخل بلورهای آپاتیت وجود دارد (شکل 7).

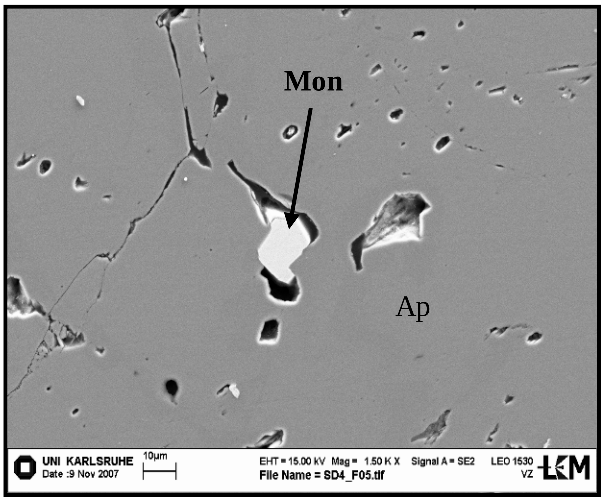
علاوه بر این کانیها، به مقدار کمی نیز کانیهای سولفیدی از جمله پیریت، کالکوپیریت و بورنیت در این کانسار تشکیل شده است. پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در این کانسار به شمار می‌رود که به صورت بلورهای ریز و کوچک در داخل کانیهای مگنتیت و آپاتیت (شکل 8) و نیز به صورت کانی‌زایی سولفیدی به همراه کانی کالکوپیریت و بورنیت (شکل 9) و همچنین به صورت رگه- رگچه‌ای تشکیل شده است (شکل 10). به دنبال رگه- رگچه‌های سولفیدی، رگچه‌های سیلیسی و در مرحله آخر رگچه‌های کربناتی مجموعه کانی‌زایی اولیه را قطع کرده‌اند (شکل 10). کانیهای سولفیدی در اثر فرآیندهای اکسیداسیون و سوپرژن به کانیهای ثانویه از جمله مالاکیت، آزوریت، کوولیت و کالکوسیت تبدیل شده‌اند. کانیهای سولفیدی گالن و اسفالریت نیز در حاشیه رگه‌های سولفیدی به وسیله آنالیز دستگاهی الکترون مایکروپروب شناسایی شده‌اند.

از کانیهای گانگ در این کانسار می‌توان به اکتینولیت و پیروکسن و کوارتز اشاره کرد. اکتینولیت به صورت بلورهای سوزنی شکل و پر مانند در اثر فعالیت سیالات گرمابی جانشین کانی پیروکسن شده است (شکل 11). این جانشینی در اکثر موارد در سطوح رخ و شکستگیهای موجود در کانی پیروکسن صورت گرفته است. کانی کوارتز به صورت بلورهای ریز

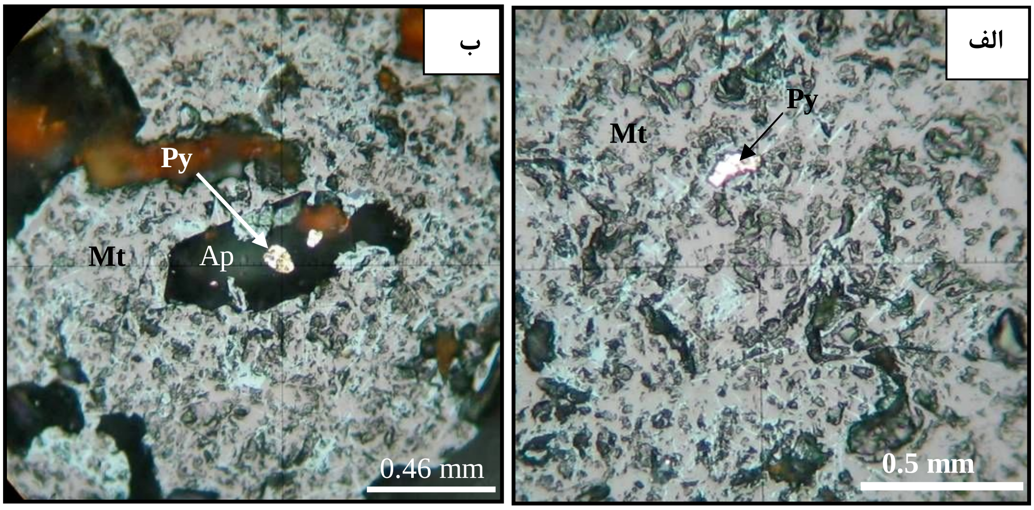
سوزنی‌شکل بوده که غالباً با کانی آپاتیت همراه است، ولی آن را قطع کرده و در بعضی جاها به نظر می‌رسد که جانشین آن شده است.



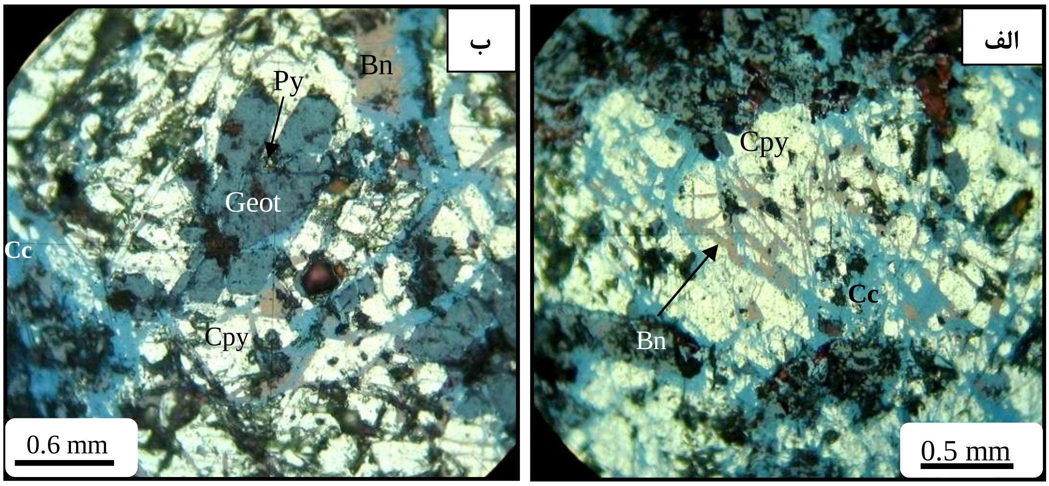
شکل 6. الف) اکسلوشن ایلمنیت (Il) در مگنتیت، ب) اکسلوشن مگنتیت تیتان‌دار (اسپینل (Sp)) در مگنتیت (تصاویر EPMA).



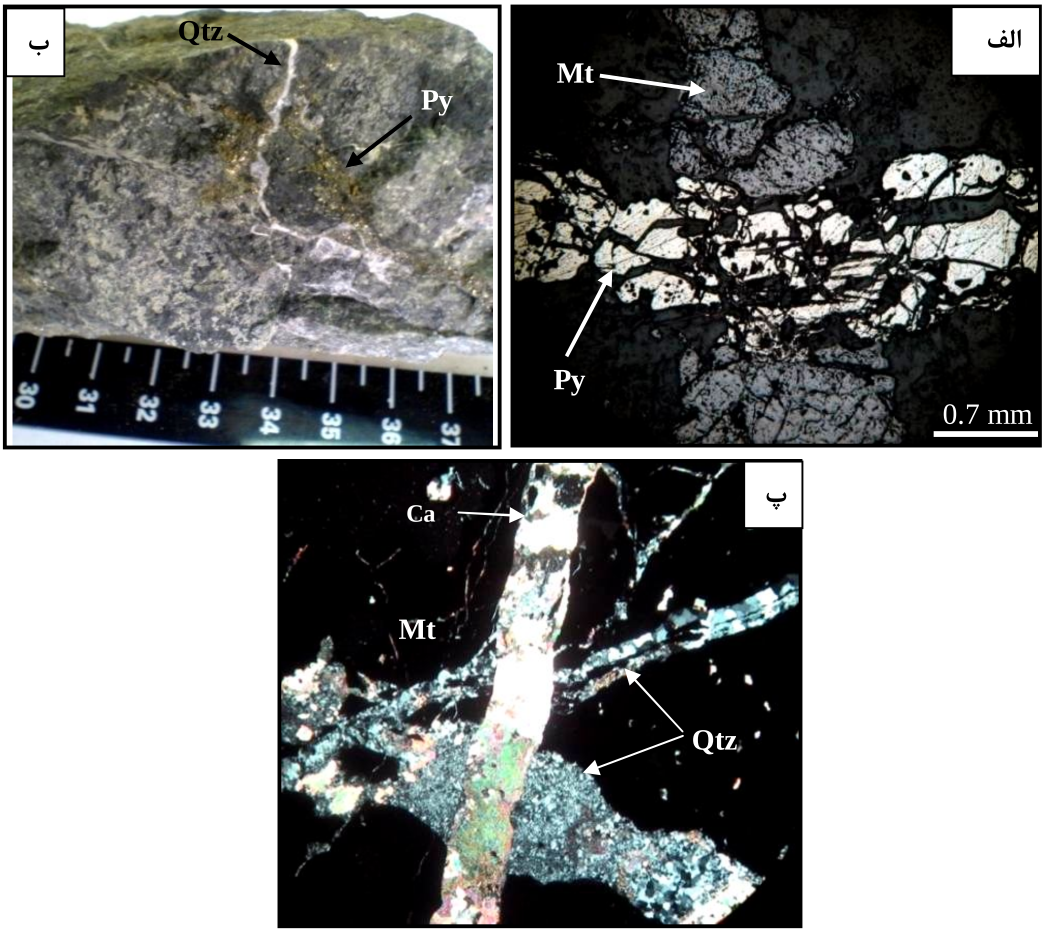
شکل 7. بلور مونازیت (Mon) که به‌صورت درگیر در داخل آپاتیت (Ap) قرار دارد (تصویر EPMA).



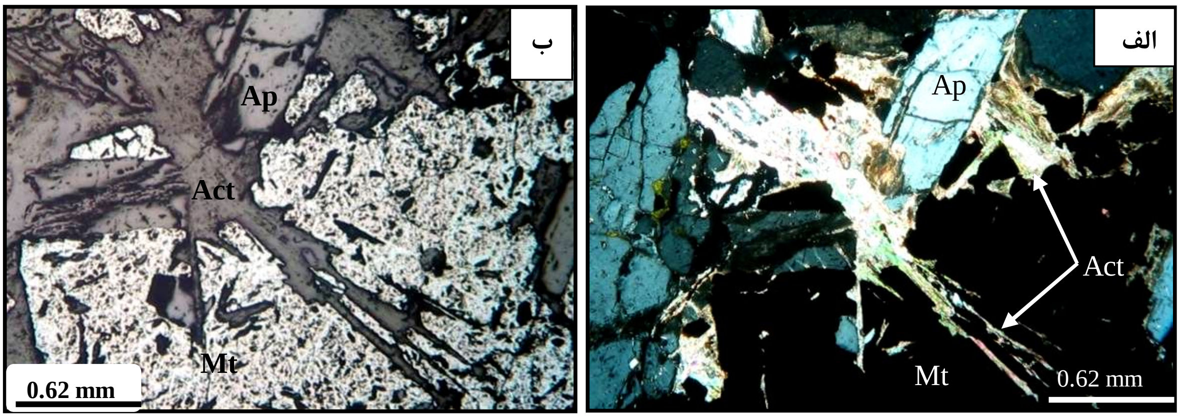
شکل ۸. الف) تصویر میکروسکوپی (PPL) پیریت (Py) موجود در داخل مگنتیت (Mt)، ب) تصویر میکروسکوپی از پیریت (Py) موجود در داخل آپاتیت (Ap)، (Mt: مگنتیت) (PPL).



شکل 9. الف) کانی‌سازی سولفیدی در کانسار، که شامل کالکوپیریت (Cpy) و بورنیت (Bn) است. این دو کانی، بافت اکسلوشن تیغه‌ای را به‌وجود آورده‌اند و از اطراف به کالکوسیت (Cc) تبدیل شده‌اند (PPL)، ب) پیریت نسل دوم (Py) که همراه کانی‌های کالکوپیریت و بورنیت است. این پیریت‌ها اکثراً به گوتیت (Geot) تبدیل شده‌اند (PPL).



شکل 10. الف) تصویر میکروسکوپی از رگچه سولفیدی نسل سوم (Py) که رگه مگنتیتی را قطع کرده است، (PPL)؛ ب) تصویر نمونه دستی از رگه سیلیسی تأخیری (Qtz) که رگه سولفیدی (Py) را قطع کرده است، پ) تصویر میکروسکوپی از رگچه کربناتی (Ca) تأخیری که رگچه سیلیسی تأخیری (Qtz) را قطع کرده است (XPL).

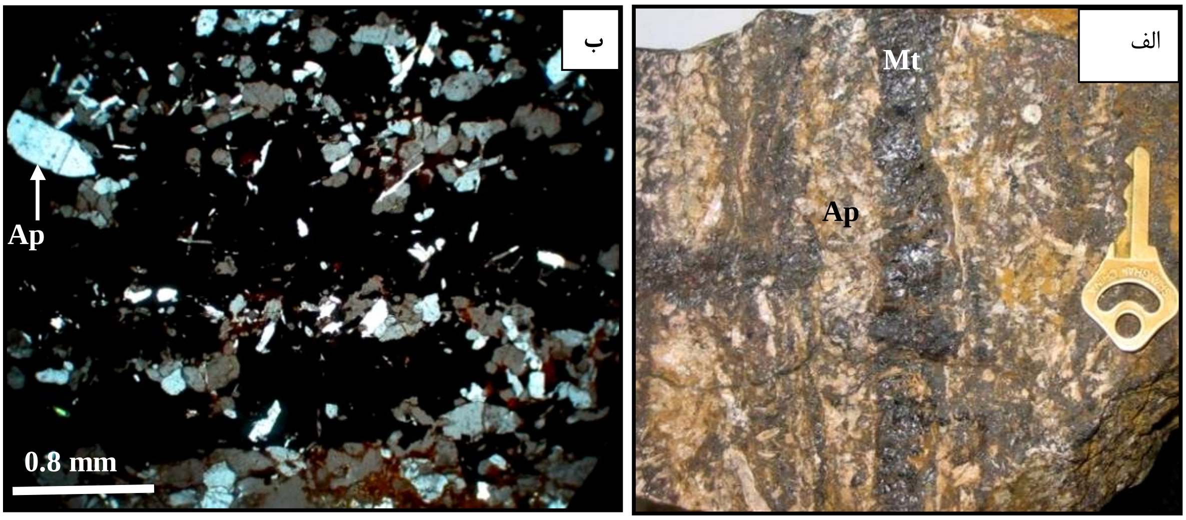


شکل ۱۱. الف) بلورهای سوزنی شکل اکتینولیت (Act) به رنگ سبز تا صورتی در مقطع میکروسکوپی، (XPL)؛ ب) تصویر (الف) در نور انعکاسی (PPL).

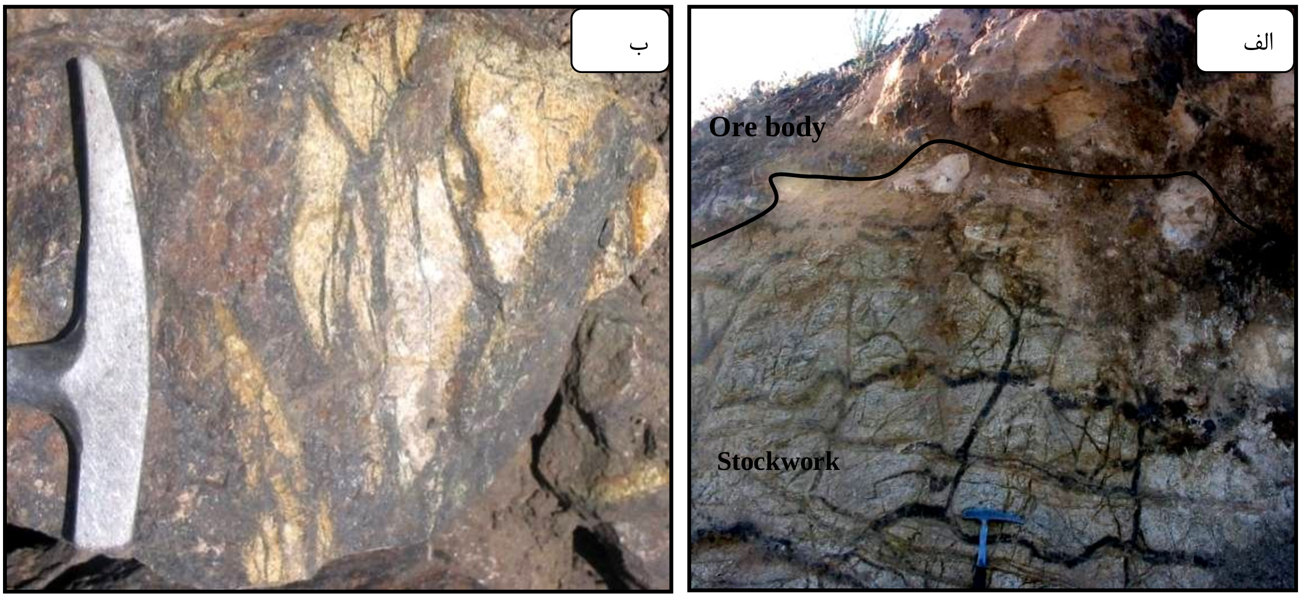
نوارهای متناوب مگنتیت و آپاتیت (Banded magnetite - apatite)، (شکل 12) یکی از ساخت و بافتهای معمول در کانسار سرخه‌دیزج است که بلورهای آپاتیت، خودشکل بوده و اندازهٔ آنها از ریزبلور تا درشت‌بلور (از میلی‌متر تا چند سانتی‌متر) و نمونه‌های دستی تغییر می‌کند. این ساخت و بافت، در بخش رگه‌ای و رگه‌های داربستی کانسار سرخه‌دیزج وجود دارد. ساخت و بافت توده‌ای (Massive)، قسمت اعظم کانی‌سازی را در کانسار سرخه‌دیزج تشکیل داده است. مگنتیت کانه اصلی بوده که همراه آن آپاتیت و مقداری جزئی پیریت (به‌صورت لکه‌هایی در داخل مگنتیت و آپاتیت) به همراه کالکوپیریت دیده می‌شود. ساخت و بافت داربستی (stockwork) در قسمت زیرین مادهٔ معدنی اکسید آهن آپاتیت‌دار و در درون تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق، که به شدت دگرسان شده، دیده می‌شود (شکل13 الف).

در درون رگه‌های تشکیل‌دهندهٔ این ساخت و بافت، بافت نواری آپاتیت- مگنتیت به‌خوبی قابل مشاهده است.

یکی دیگر از بافتهای موجود در کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، بافت برشی (brecciated) می‌باشد که بیشتر در حاشیه کانی‌سازی کانسار دیده می‌شود. قطعات زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شده از سنگ درونگیر تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق، در داخل متنی از مگنتیت به چشم می‌خورند (شکل 13 ب). این قطعات به شدت دگرسان و توسط کانیهای رسی، اپیدوت، کلریت و گاه به اکتینولیت جانشین شده‌اند.



شکل ۱۲. الف) بافت نواری مگنتیت (Mt)- آپاتیت (Ap) در نمونهٔ دستی، ب) تصویر میکروسکوپی از نوارهای غنی از آپاتیت (Ap) در مگنتیت (Mt) است (XPL).



شکل ۱۳. الف) ساخت و بافت داربستی در بخش زیرین مادهٔ معدنی و در درون تودهٔ نفوذی به‌شدت آلتره شده، ب) تصویر نمونه دستی از قسمت برشی شدهٔ سنگ درونگیر (روشن) با اندازه‌های متفاوت در داخل مگنتیت (تیره).

دگرسانی

دگرسانیهای موجود در کانسار سرخه‌دیزج از نظم خاصی پیروی نمی‌کنند. ولی به‌طور کلی در زونهای کانه‌دار، دگرسانی به‌صورت گسترده و به شکل تقریباً حاشیه‌ای متقارن و باریک در اطراف مادهٔ معدنی مشاهده می‌شود. دگرسانیهای موجود در این کانه‌زایی شامل فلدسپار پتاسیمی، اکتینولیتی، آرژیلی، سیلیسی، سریسیتی، کلریتی- اپیدوتی و تورمالینی می‌باشد. از این میان، دگرسانیهای آرژیلی و سیلیسی بیشترین گسترش را در منطقه دارند. بخش اعظم دگرسانیهای تورمالینی و سیلیسی در سنگهای میزبان آتشفشانی منطقه روی داده است، بیشترین گسترش دگرسانی آرژیلیک در اطراف مادهٔ معدنی بوده و با فاصله گرفتن از مادهٔ معدنی از شدت این دگرسانی کم می‌شود. دگرسانیهای کلریتی، اپیدوتی، فلدسپار پتاسیم و سریسیتی به مقدار کمی، نسبت به دیگر دگرسانیها، در اطراف رگهٔ معدنی (در بعضی جاها) قابل مشاهده‌اند. در بعضی جاها نیز دگرسانی به‌حدی بوده که مسکویت (میکا- سریسیت) جانشین کانیهای پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن شده است. دگرسانی اکتینولیتی، که در اثر تأثیر سیالات و تبدیل شدن پیروکسنها به‌وجود آمده، گسترش محدودی دارد و در بلافصل مادهٔ معدنی با تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق و همراه با مگنتیت دیده می‌شود.

روشهای مطالعه و آنالیز

مطالعات انجام گرفته شامل مطالعات صحرایی، پتروگرافی، کانه‌نگاری، آنالیز دستگاهی الکترون میکروپروب، XRD، XRF ICP-MS و تهیه نقشه‌های 1:5000 زمین‌شناسی- معدنی است. آنالیز دستگاهی به روش XRF در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، آنالیز دستگاهی به روش XRD در دانشگاه تربیت مدرس، آنالیز دستگاهی به روش ICP-MS در شرکت ALS-Chemex کانادا و آنالیز دستگاهی به وسیله الکترون میکروپروب (EPMA)، در مؤسسه زمین‌شناسی دانشگاه کارلسروهه آلمان انجام شد. آنالیزهای انجام شده توسط دستگاه الکترون میکروپروب، در شرایط پروب 20 mA با ولتاژ 15.00 kV انجام گرفته است که مدل دستگاه نیز LEO 1530VZ می‌باشد.

ژئوشیمی سنگ درونگیر و مادۀ معدنی کانسار سرخه‌دیزج

چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی هر منطقه و ارتباط این عناصر با یکدیگر، یکی از مهمترین جنبه‌هایی است که معمولاً در مطالعات ژئوشیمیایی مد نظر قرار می‌گیرد، که با استفاده از این روابط می‌توان به ویژگیهای محیط تشکیل و فرآیندهای موثر در شکل‌گیری کانسار پی‌برد. در این بخش، جهت بررسی چگونگی تشکیل کانسار و مطالعه روند توزیع و پراکندگی و همچنین تغییرات عناصر اصلی و فرعی در مادۀ معدنی و سنگ درونگیر، به مطالعات ژئوشیمیایی و نتایج حاصل از آنها پرداخته می‌شود. برای این منظور، بحث ژئوشیمی در دو بخش ژئوشیمی سنگ میزبان (از نظر عناصر اصلی و فرعی و ژئوشیمی عنصر یا عناصر کانساری در زون‌های کانی‌زایی مورد توجه قرار گرفته است.

ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای میزبان

سنگهای میزبان کانه‌زایی توده نیمه‌عمیق با ترکیب کوارتز مونزونیت، مونزونیت و گرانیت مولد کانه‌زایی و سنگهای ولکانیکی ائوسن با ترکیب تراکی‌آندزیت و تراکیت می‌باشند. با توجه به این‌که عامل کانه‌زایی در منطقه، نفوذ همین توده نیمه‌عمیق در سنگهای ولکانیکی ائوسن می‌باشد، مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این توده متمرکز شده است، زیرا شناخت دقیق عامل کانه‌زایی راهنمایی مفید برای اکتشافات منطقه‌ای و ناحیه‌ای می‌باشد.

جایگاه شیمیایی توده نفوذی

در رده‌بندی شیمیایی سنگهای آذرین، درصد برخی از اکسیدهای اصلی موجود در ساختمان کانیها، از جمله اکسیدهای آلکالن (Na_2O+K_2O) که تشکیل دهنده ساختمان فلدسپاتها می باشند و SiO_2 که شرایط اسیدی و قلیایی سنگها به آن وابسته است، مورد توجه قرار می‌گیرند.

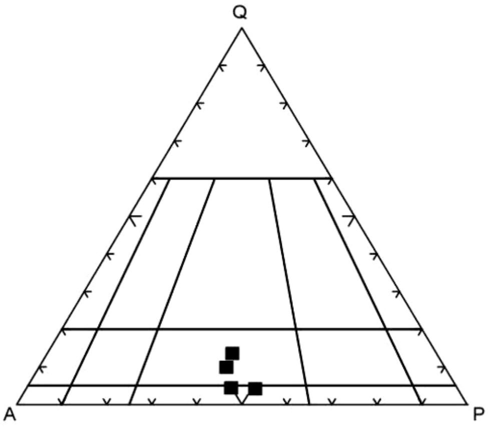
بر اساس مطالعات میکروسکپی و روش رده‌بندی کانی‌شناسی کمی (مدال)، توده نفوذی مورد نظر در محدوده کوارتزمونزونیت، مونزونیت قرار گرفته است (شکل 14).

تقسیم‌بندی ژنتیکی توده نفوذی

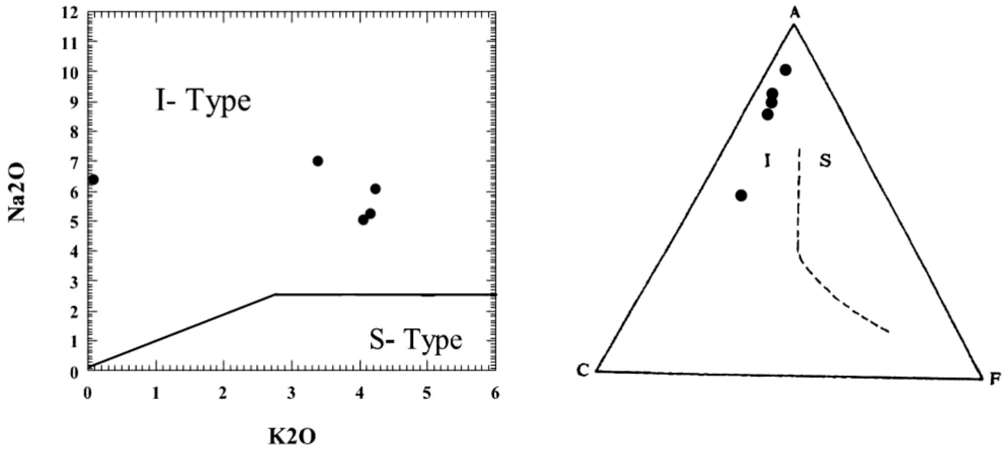
گرانیتها را از نظر منشأ به دو دسته تقسیم کرده‌اند[45]. این دو دسته شامل گرانیتهای نوع I و S می‌باشد. منشأ گرانیتهای نوع S در پوسته قاره‌ای است، در صورتی که منشأ گرانیتهای نوع I در خارج از پوسته قاره‌ای و نتیجه تفریق و تبلور یک مذاب گوشته‌ای می‌باشد. همچنان که از نمودار سه‌تایی AFC و نمودار دوتایی K_2O+Na_2O مشخص است، تمام نمونه‌های برداشت شده از تودۀ نفوذی نیمه‌عمیق در محدودۀ گرانیتهای تیپ I قرار دارند(شکل15).

تعیین سری ماگمایی

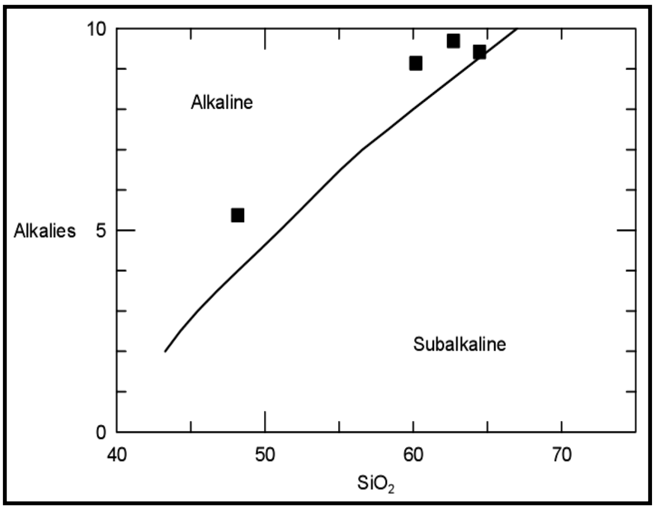
طبق نمودار دوتایی SiO_2 در مقابل مجموع آلکالی‌ها (Na_2O+K_2O)، که سنگهای نفوذی در آن به دو دسته آلکالن و ساب‌آلکالن تقسیم می‌شوند، نمونه‌های مربوط به تودۀ نیمه‌عمیق منطقه، در قلمرو گرانیتوئیدهای آلکالن قرار می‌گیرند (شکل 16).



شکل 14. موقعیت نمونه‌های تودۀ نفوذی نیمه‌عمیق بر روی نمودار QAP [43]



شکل ۱۵. نمودار ACF به منظور تفکیک گرانیت‌های نوع I از S [۴۵]
الف) ($C=CaO$, $F= FeO+MgO$, $A= Al_2O_3-Na_2O-K_2O$).
ب) نمودار Na_2O+K_2O جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و S.



شکل ۱۶. نمودار دوتایی آلکالی در مقابل SiO_2 [۴۴].

تقسیم‌بندی توده‌های نفوذی بر مبنای موقعیت تکتونیکی

از عوامل مهمی که در تعیین انواع مختلف تیپ‌های کانساری اهمیت خاصی دارد، سری‌های ماگمایی است و با توجه به این که موقعیت تکتونیکی در تعیین نوع و سری ماگمایی دخالت ویژه‌ای دارد، شناخت و شناسایی نوع محیط تکتونیکی، یکی از اهداف اصلی در هر منطقه به شمار می‌رود.

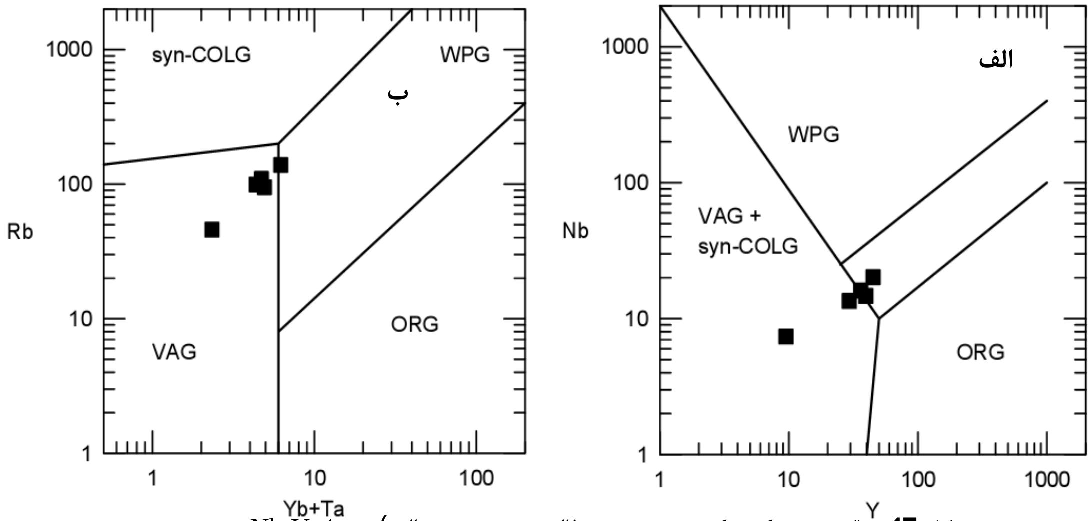
بر اساس نمودار Y در مقابل Nb (شکل 17 الف) نمونه‌های حاصل از توده نفوذی نیمه‌عمیق در محدوده مورد مطالعه، در بخش گرانیتهای کمربند آتشفشانی زون فرورانش و همزمان با تصادم قرار می‌گیرند.

در نمودار Rb در مقابل Y+Nb (شکل 17 ب) که قلمروهای گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی و همزمان با تصادم از هم متمایز شده‌اند، نمونه‌های توده نفوذی مورد مطالعه در قلمرو گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.

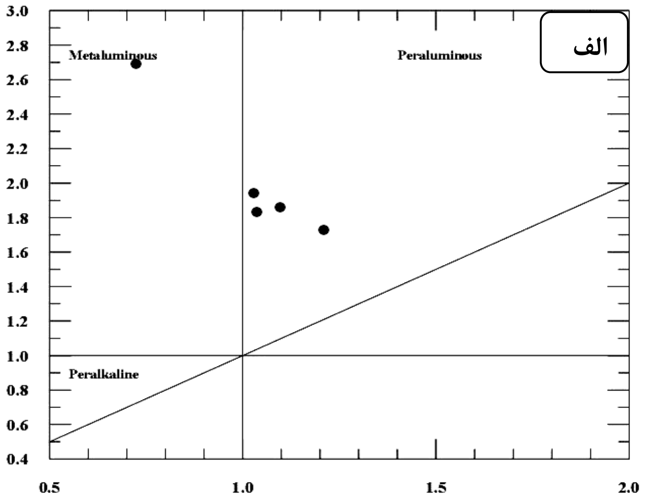
مقدار آلومین توده نفوذی

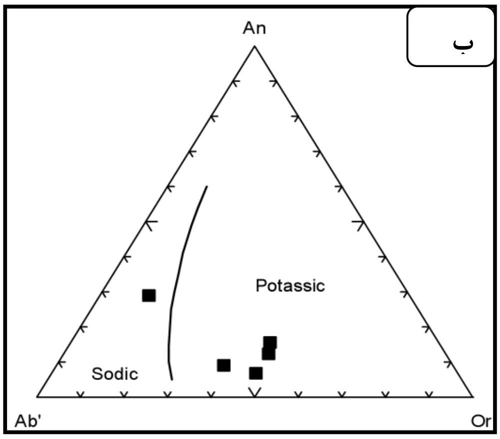
نمودار مانیار و پیکولی براساس مقیاس شاند برای بررسی مقدار آلومین سنگها، مورد استفاده قرار می‌گیرد. با پلات کردن نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار، مشاهده می‌شود که تمامی نمونه‌های تودهٔ نفوذی در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل 18 الف).

یکی دیگر از نمودارهای مهم برای تشخیص مقدار پتاسیم ماگما، نمودار مثلثی Ab-Or-An است. همچنان که از شکل 18 ب مشخص است، نمونه‌های سنگی برداشت شده از تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق، در محدودهٔ غنی از پتاسیک قرار می‌گیرند که این نشان‌دهندهٔ ماهیت پتاسیک تودهٔ نفوذی نیمه عمیق می‌باشد.



شکل 17. موقعیت ژئوتکتونیکی تودهٔ مورد مطالعه به ترتیب در الف) نمودار Nb-Y، ب) نمودار Rb-(Y+Nb)، [۴۴] .





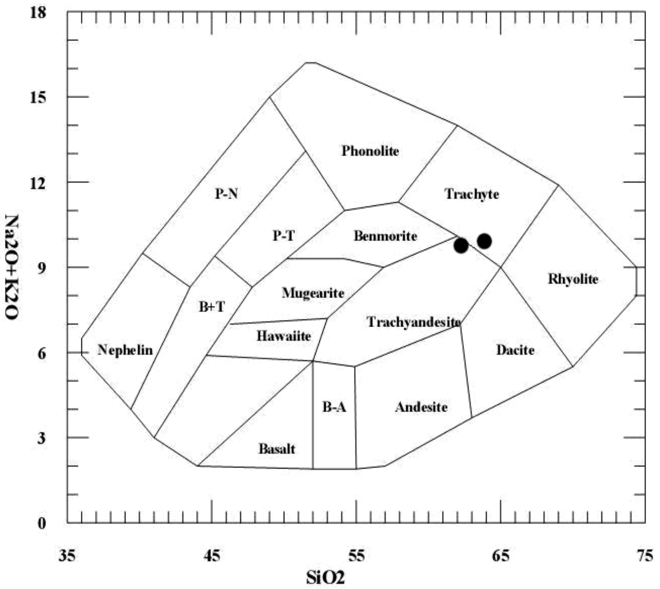
شکل 18. الف) نمودار شاخص [49] که نسبت مولی $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$ را در برابر نسبت مولی $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$ قرار داده است؛ ب) نمودار مثلثی Ab-Or-An جهت تفکیک ماگماهای سدیک از ماگماهای غنی در پتاسیک.

ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی

سنگهای آتشفشانی در محدوده تراکیت و تراکی‌آندزیت ترسیم شده‌اند (شکل 19). در مورد محیط تکتونیکی سنگهای آتشفشانی به مطالعات انجام شده قبلی اکتفا شده است. رحمانی و همکاران [8] با مطالعه سنگهای آتشفشانی- نفوذی طارم، نمونه‌هایی از آن را برداشت کرده و مورد مطالعه قرار داده‌اند. آنها معتقدند که سنگهای آتشفشانی این منطقه، در نمودارهای ژئوتکتونیکی جایگاه مناطق قوسی را نشان می‌دهند.

سنگهای نفوذی و آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، به عنوان بخشی از نوار آتشفشانی- نفوذی طارم، در نتیجه فعالیتهای ماگماتیسم ترشیری البرز غربی- آذربایجان به‌وجود آمده‌اند. مهمترین فعالیت آتشفشانی در این نوار بعد از فاز فشارشی لارامید و در اثر یک فاز کششی (پیرنه) به وقوع پیوسته که عمدتاً از نوع آتشفشانی زیردریایی است. به دنبال این فعالیت آتشفشانی در اوایل الیگوسن، گرانیتوئیدهای مرتبط با فاز کوه‌زایی ائوسن پایانی- الیگوسن تشکیل شده‌اند. لذا می‌توان فعالیتهای نفوذی ائوسن پایانی- الیگوسن را ادامه فعالیتهای آتشفشانی ائوسن در نظر گرفت.

کانه‌زایی مگنتیت آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج در زون البرز باختری- آذربایجان قرار گرفته است. محققان مختلف در خصوص ماگماتیسم دوران سوم این زون، موقعیتهای مختلف ژئودینامیکی را مد نظر قرار داده‌اند. این محیطها شامل حاشیهٔ فعال قاره‌ای [6-8] و مدل جزایر قوسی می‌باشند. موید [7] ایده‌آل‌ترین مدل پیشنهادی برای این نوار را با توجه به بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی و نفوذی ائوسن- الیگوسن البرز باختری- آذربایجان، جایگاه ژئودینامیکی "قوس ماگمایی پس از تصادم" بیان می‌کنند. نوار ماگمایی البرز- آذربایجان در زمان بعد از کرتاسه، محصول فاز کششی پیرنه است که بعد از فاز فشارشی لارامید حادث شده است. به دنبال فعالیت آتشفشانی زیردریایی ائوسن (سازند کرج)، که با حرکات کششی آغازین فاز پیرنه مطابقت دارد، حرکات پایانی پیرنه از نوع فشارشی بوده و در اثر این فاز، توده‌های نفوذی، به درون سنگهای آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند و مجموعهٔ اخیر را مورد تهاجم قرار داده‌اند [7].



شکل ۱۹. نام‌گذاری سنگهای ولکانیک منطقه[46] .

ژئوشیمی

عناصر نادر خاکی

عناصر نادر خاکی که شامل سری 4f در جدول تناوبی هستند، دارای اعداد اتمی 71-57 بوده که عنصر ایتریم Y با عدد اتمی 39 نیز در بین آنها قرار می‌گیرد. عناصر نادر خاکی گاهی تحت عنوان لانتانیدها نیز خوانده می‌شوند. واژهٔ لانتان به عناصری از La تا Lu همراه با Y به کار می‌رود. این عناصر نقش مهمی در مطالعه سنگ‌شناسی آذرین، دگرگونی و رسوبی دارا می‌باشند. به علاوه مطالعهٔ عناصر نادر خاکی در بررسی فرآیندهای رسوبی و شیمی اقیانوسها و تعیین تکامل پوستهٔ قاره‌ای کمک به سزایی می‌کند [9].

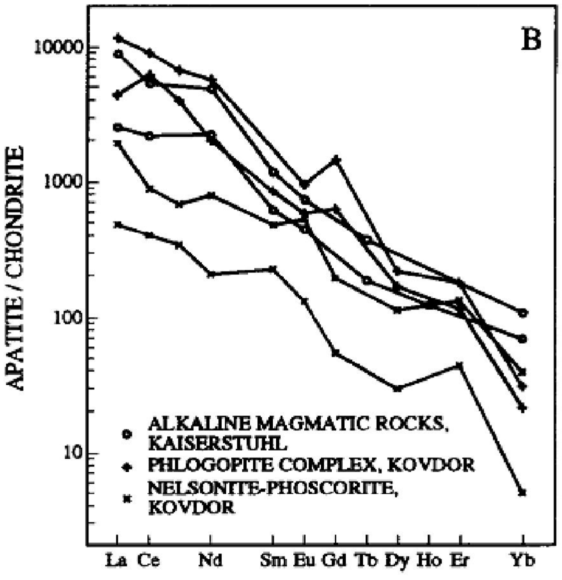
توزیع عناصر نادر خاکی در درون سیالات هیدروترمالی (غنی‌شدگی HREE و یا LREE)، به عواملی از جمله pH، دما و نوع کمپلکس‌های موجود در سیالات بستگی دارد. به طور کلی، عناصر نادر خاکی درون سیستمهای ژئوشیمیایی خاصی متحرک می‌گردند. انتقال آنها در محلولهای هیدروترمال عموماً به صورت کمپلکس صورت می‌گیرد. پایداری انواع کمپلکس‌های این عناصر متغیر است و به عواملی از جمله تغییرات دما، فشار، pH و سنگهای دیواره بستگی دارد [9]. به عنوان مثال، عناصر نادر خاکی سنگین و ایتریم نسبت به عناصر نادر خاکی سبک، کمپلکس‌های پایدارتری از نوع کربنات، فلورید، اکسالات، کلرید و سولفات تشکیل می‌دهند. میزان تحرک عناصر نادر خاکی با تغییر محلولهای ماگمایی اولیه به محلولهای ماگمایی تأخیری افزایش می‌یابد. مطابق نظر Lottermoser حلالیت و انحلال عناصر نادر خاکی در دگرگونی درجات ضعیف مشاهده نشده است. ولی در دگرگونی درجات بالا، در مناطق پهنه‌های برشی، در طی دیاژنز سنگهای کربناتی، در سنگهای سیلیکاتی دارای منافذ و در جاهایی که نسبت سیال به سنگ زیاد باشد، این عناصر می‌توانند انحلال و حمل شوند.

یکی از ویژگیهای اصلی کانسارهای مگنتیت- آپاتیت تیپ کایرونا، وجود درصد بالایی از عناصر نادر خاکی در آنهاست [10-12]. عناصر نادر خاکی در این تیپ از کانسارها بیشتر تمایل دارند که در داخل آپاتیت تمرکز یابند و تشکیل کانیهای فرعی از جمله مونازیت را بدهند. توزیع REE در آپاتیت کانسارهای مختلف به عواملی همچون ترکیب و منشأ سنگهای دربرگیرندهٔ آنها بستگی دارد [11]. بلورهای آپاتیت محدودهٔ وسیعی از تغییرات شیمیایی مربوط به محیطی را که در آن شکل گرفتند نشان می‌دهند. در کانی آپاتیت، عناصر فلوئور، کلر، هیدروکسیل و کربنات می‌توانند جانشین یکدیگر شوند. REE در آپاتیت جانشین Ca^{+2} شده و نقشی مهم برای توزیع REE در کانسنگ و سنگ، بازی می‌کند [11 و 13]. Frietsch & Perdahl الگوی توزیع REE آپاتیتها را در انواع محیطها و کانسارهای مختلف بررسی و با یکدیگر مقایسه

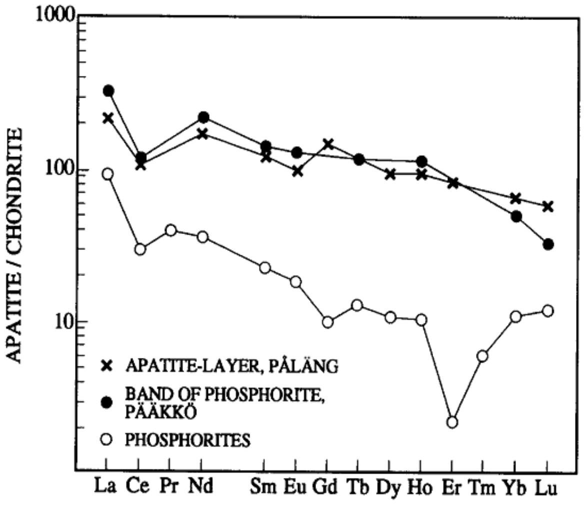
کرده، که در زیر به طور خلاصه به آن پرداخته می‌شود. ماگماهای گوناگون با ترکیبات مختلف، دارای الگوهای مختلف REE می‌باشند [14 و 15]. آپاتیت مرتبط با نفوذیهای آلکالن و کربناتیتها، غنی از REE می‌باشد. میزان REE در آنها به چند درصد می‌رسد به طوری که جدایش قوی از LREE/HREE را نشان می‌دهند. این آپاتیتها نسبت به عنصر Eu آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل 20) [11]. اغلب کانسارهای آهن حاوی آپاتیت، در ارتباط با ماگماتیسم کالک‌آلکالن بوده و جدایش LREE/HREE در آنها از متوسط تا زیاد تغییر می‌کند [11]. آپاتیتهای تشکیل شده در محیطهای رسوبی نسبت به فلوئور غنی و دارای مقداری کربنات و هیدروکسیل هستند [19]. همان طور که از شکل پیداست، میزان REE آپاتیت در رسوبات دریایی و فسفریتها کم و تقریباً برابر 1000ppm> و یا 100ppm> می‌باشد. این آپاتیتها به طور شاخص از عنصر Ce تهی شده‌اند. بنا به نظر دلیران و همکاران این تهی‌شدگی به تأثیر آب دریا بر آنها برمی‌گردد، زیرا Ce تنها REE است که می‌تواند به صورت چهار ظرفیتی اکسید شده و از آب دریا جدا گردد. این عنصر در اعماق دریا وارد نودولهای منگنز شده و در آنها تمرکز می‌یابد [9 و 18].

آپاتیت کانسارهای آهن- آپاتیت کایرونا واقع در شمال سوئد، حدود REE 1250-6ppm دارد. الگوی REE آپاتیت این کانسارها تفکیک ضعیف LREE/HREE داشته و در عنصر Eu آنومالی منفی را نشان می‌دهد (شکل 22).

به نظر Frietsch & Perdahl تهی‌شدگی Eu در این کانسار، می‌تواند در اثر تبلور بخشی فلدسپات از ماگماهای مرتبط، در نزدیک سطح و یا این که در اثر اکسیده بودن محیط (به دلیل وجود مگنتیت و هماتیت) می‌باشد.



شکل 20. الگوی REE آپاتیت موجود در نفوذی‌های آلکالن [11].



شکل 21. الگوی REE آپاتیت موجود در سنگهای رسوبی [11].

همان طور که در شکل (22A و 22B) نشان داده شده است، الگوی REE آپاتیت کانسارهای تیپ کایرونا با درصد فسفری نرمال (1P%>) در (Kirunavaara and Malmberget) مشابه آپاتیت کانسارهای آهن غنی از فسفر (1 P%) Rektorn and Henry) می‌باشد.

آپاتیت ذخایر غنی از فسفر دارای مقدار ppm 4000-5000 REE بوده که تفکیک عناصر نادر خاکی در آنها ضعیف و نسبت به عنصر Eu تهی‌شدگی را نشان می‌دهند [11]. الگوی توزیع آپاتیت کانسار آهن Grangesberg با آپاتیت کانسار Kirunavaara and Malmberget متفاوت بوده و میزان REE در آن پایین (2160ppm>)، تفکیک متوسط و در عنصر Eu آنومالی مثبت از خود نشان می‌دهند (شکل 22 C). دیگر کانسارهای آهن تیپ کایرونا، (به عنوان مثال Bafq, El Laco, Great Bear Lake) دارای محتوای REE بالا بوده و نسبت به عنصر Eu آنومالی منفی را نشان می‌دهند. همان طور که از شکل نیز پیداست، آپاتیت موجود در کانسارهای مگنتیت آپاتیت‌دار تیپ کایرونا، الگوی مشابهی را نشان می‌دهند، اما درصد REE و میزان تفکیک LREE/HREE در آنها از متوسط تا زیاد تغییر می‌کند.

به نظر، پایین بودن میزان REE آپاتیت و آنومالی مثبت Eu در کانسار Malmberget احتمالاً می‌تواند در ارتباط با دگرسانی هیدروترمال مگنتیت به هماتیت باشد.

احتمالاً تهی‌شدگی La و Ce آپاتیت در کانسار Softestad بر اثر دگرسانی متاسوماتیک بوده است.

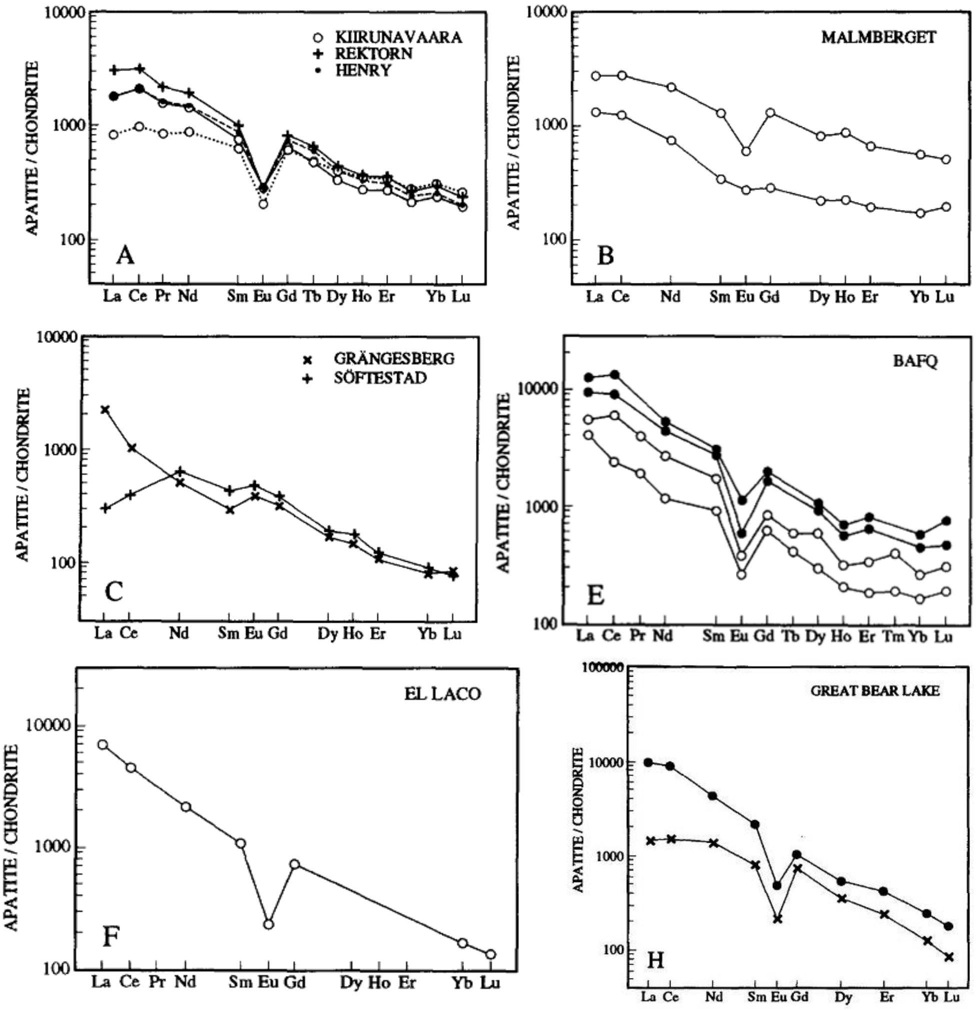
آپاتیت کانسار آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، در دو نسل، حدود REE 400-10000 ppm دارد. آنومالی منفی Eu در این کانسار نیز دیده می‌شود. الگوی REE در این آپاتیت مشابه کانسار تیپ کایرونا (شکل 22A) می‌باشد (شکل 23).

Frietsch & Perdahl توزیع و پراکندگی REE مگنتیت در کانسارهای آهن آپاتیت‌دار شمال سوئد را با هم مقایسه کرد و نشان داد که مگنتیت تیپهای مختلف کانسارهای پالئوپروتروزوئیک، در شمال سوئد، نسبت به REE فقیر و REE موجود در آنها (2 ppm>) به میزان کمی تفکیک یافته است (شکل 24A و 24 B). همچنان‌که از شکل نیز پیداست، Ce در مگنتیت بعضی از این کانسارها تهی شدگی نشان می‌دهد که به نظر Appel این تهی شدگی مربوط به شرایط اکسیدان محیط در طی رسوبگذاری است.

مگنتیت در کانسارهای آهن تیپ کایرونا، دارای مقدار REE بالا (100 ppm>) است که این نشانگر میزان بالای تفریق در این کانسارهاست [11]. در این تیپ کانسارها، نسبت LREE/HREE تفکیک مشخصی داشته و میزان تفکیک در LREE نسبت به HREE زیاد می‌باشد (شکل 24D و 24C). الگوی توزیع REE در کانسارهای آهن نواری کوارتزدار Kallak و Bjorkholmen (شکل 24E)، کانسارهای آهن Kevus و Teltaja در Lannavaara مشابه الگوی REE در مگنتیتهای تیپ کایروناست. ولی با این تفاوت که مگنتیت کانسارهای آهن Kevus و Teltaja در Lannavaara میزان REE پایین (5 ppm>) و نسبت به LREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل 24F).

تهی‌شدگی LREE احتمالاً مربوط به دگرسانی متاسوماتیک با میکروکلینی، تورمالینی و اسکاپولیتی شدن در ارتباط با تشکیل آهن می‌باشد [11].

در کانسارهای Missouri Fe-Oxide-REE، الگوی REE در سنگهای میزبان حاکی از غنی‌شدگی آنها از LREE و تهی‌شدگی آنها از Eu می‌باشد [10]. در کانسارهای آهن تیپ کایرونا، الگوی REE سنگهای میزبان تراکیتی ریوتراکیتی مشابه الگوی REE در مگنتیت است با این تفاوت که در سنگهای میزبان، میزان آن حدود2-5 مرتبه بالاتر از REE مگنتیت می‌باشد (شکل 25A و 25B).

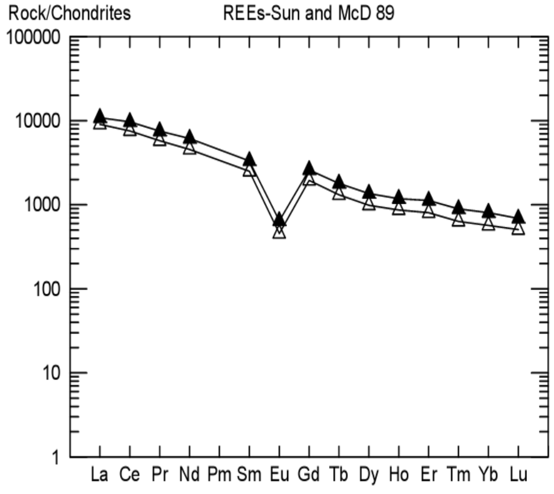


شکل 22. الگوی REE آپاتیت موجود در کانسارهای آهن تیپ کایرونا [11]

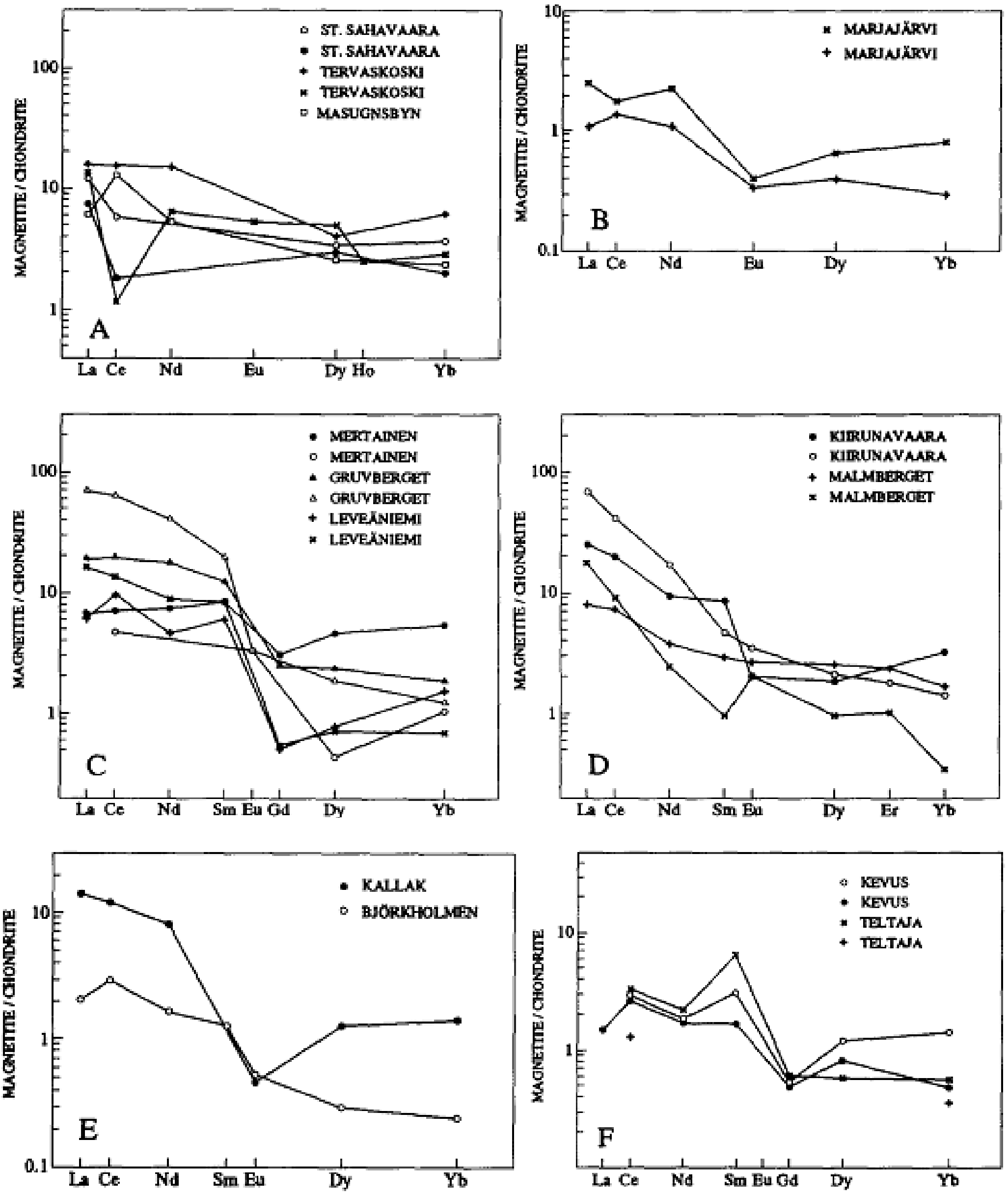
A) Kiirunavaara, Rektorn and Henry شمال سوئد B) Malmberget، شمال سوئد

C) Grängesberg، جنوب سوئد مرکزی و Söftestad جنوب نروژ

E) Bafq, Iran F) El Laco, Chile H) Great Bear Lake, Canada



شکل 23. الگوی REE آپاتیت موجود در کانسار آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج.

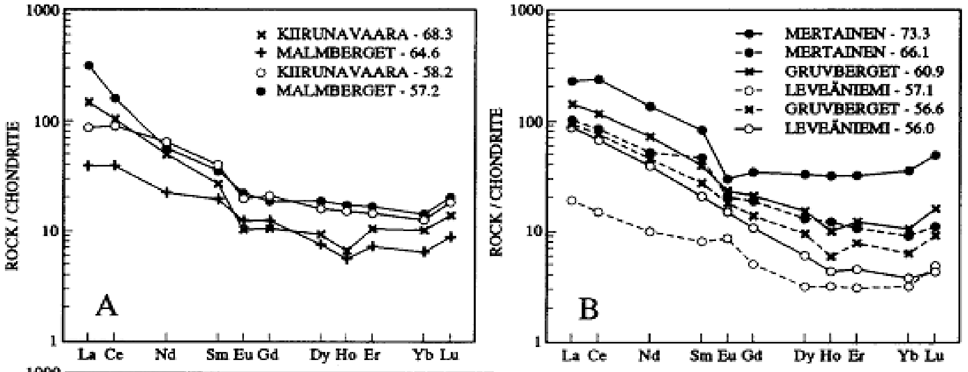


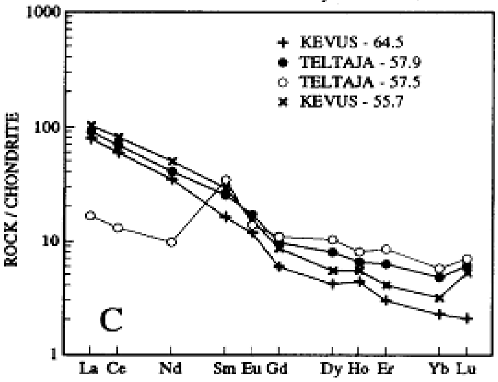
شکل ۲۴. الگوهای REE برای مگنتیت در کانسارهای شمال سوئد [۱۱].

گروه گرینستون: A، کانسارهای آهن اسکارن B، کانسنگ‌های آهن نواری کوارتزدار

گروه پورفیری: C و D، کانسارهای آهن تیپ کای‌رونا، E، کانسارهای آهن نواری کوارتزدار

تجمع نامشخص: F، کانسار آهن لاناوارا





شکل ۲۵. الگوهای REE برای ولکانیک‌های شمال سوئد (در این شکل بعد از نام کانسار درصد SiO_2 آمده است) [۱۱]. گروه پورفیری: A. کانسارهای آهن تیپ Kirunavaara and Malmberget، B. Mertainen, Gruvberget, Leveaniemi
تجمع نامشخص: C. Kevus و Teltaja

مگنتیت‌های آنالیز شده از کانسار آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، نشان می‌دهند که مقدار REE موجود در مگنتیتهای این کانسار در حدود 300 الی 6000 ppm بوده و تفکیک نسبت LREE/HREE نسبتاً مشخص است (شکل26). قابل ذکر است که نمونه‌های آنالیز شده از مگنتیت، نمونه‌های دستی بودند. در کانسار سرخه‌دیزج، شکل عمومی سنگ میزبان مشابه با مگنتیت است، با این تفاوت که میزان REE آنها کمتر از مگنتیت می‌باشد. به نظر Frietsch R., Perdahl شباهت قابل توجه موجود بین الگوی REE مگنتیت با سنگهای دربرگیرندهٔ آنها بیانگر منشأ مشترک آنهاست. مقایسه الگوی REE مگنتیت کانسار سرخه‌دیزج با دیگر کانسارها، تشابه خیلی زیادی را با الگوی REE مگنتیت Kirunavaara (شکل24C, 24D) نشان می‌دهد (شکل 26). عنصر Eu نیز تهی‌شدگی را نشان می‌دهد. الگوی REE سنگ میزبان مشابه با کانهٔ آهن و حدود 50 تا 200 ppm می‌باشد (شکل 27).

اغلب کانسارهای آهن تیپ کایرونا دارای آنومالی منفی از عنصر Eu می‌باشند. بنا به نظر Parak، تهی‌شدگی عنصر Eu، ثانویه بوده که تحت تأثیر فرآیندهای دگرسانی هیدروترمالی ایجاد می‌شود. طی فرآیندهای دگرسانی، کانیهای سنگ مادر تخریب شده و REE به کمک کمپلکس‌ها از محیط خارج می‌شود. در مقابل .Alderton et al تهی‌شدگی سنگهای آتشفشانی فلسیک نسبت به عنصر Eu را از خصوصیات ماگمای اولیه دانسته و بیان می‌کند که این عنصر در پلاژیوکلازهای کلسیک، به دلیل تشابه بسیار زیاد شعاع یونی Eu با Ca و Sr، جانشین آنها می‌شود. همان‌طور که از مطالب بالا مشخص است، مقدار و میزان غنی‌شدگی REE موجود در آپاتیت، مگنتیت و سنگ درون‌گیر کانسار سرخه‌دیزج متفاوت بوده و بیشترین تمرکز REE در آپاتیت و کمترین تمرکز آن در سنگ درون‌گیر است. همچنین بیشترین فراوانی REE در آپاتیتها مربوط به عناصر نادر خاکی سبک (از جمله عناصری مانند Ce, La, Nd) می‌باشد. میزان غنی‌شدگی آپاتیت، مگنتیت و سنگ درونگیر، نسبت به عناصر نادر خاکی سبک بیشتر از عناصر نادر خاکی سنگین است.

سری‌های ماگماتیسم آلکالن، نسبت به عناصر نادر خاکی به ویژه عناصر نادر خاکی سبک، غنی‌شدگی شدیدی را نشان

می‌دهند که این غنی‌شدگی با شدت آلکالینیته محیط نسبت مستقیم دارد. مطالعات زیادی در مورد تأثیر دگرسانی و دگرگونی بر فراوانی REE صورت گرفته است. به نظر Whitford et al. در سنگهای آذرین که تحت تأثیر دگرسانی هیدروترمالی و دگرگونی قرار گرفته‌اند، الگو و فراوانی REE در آنها تغییر نمی‌کند. اما شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد، REE در طی دگرسانی گرانیت همراه با فرآیندهای هیدروترمال و سوپرژن متحرک است [9، 20 و 22]. بر اساس مطالعات [20] مشخص شد که دگرسانی هیدروترمالی، تأثیر به سزایی بر توزیع عناصر REE دارد و با افزایش نسبت سیال به سنگ و شدت دگرسانی، حلالیت REE افزایش می‌یابد. این حلالیت باعث افزایش و یا کاهش میزان REE در سیستمهای کانیایی می‌شود. علاوه بر تأثیر سیالات هیدروترمالی و دگرسانی، دگرگونی درجات بالا (شیست‌سبز و درجات بالاتر) و فرآیند دیاژنز نیز بر توزیع و انحلال REE تأثیری مهم دارند [9].

ژنز کانسارهای تیپ کایرونا

با توجه به مطالعات انجام شده در کانسار سرخه‌دیزج، سعی شد که ویژگیهای این کانسار با ویژگیهای ذخایر تیپ اکسید آهن آپاتیت‌دار مقایسه شود. طبق تقسیم‌بندی [47] ضمن مطالعاتی که بر روی منشأ، نحوهٔ جای‌گیری و خروج ماگماهای کانسنگی (ore magmas) انجام داده‌اند، کانسارهای آهن آپاتیت‌دار را به دو گروه عمدهٔ زیر تقسیم کرده‌اند:

1- کانسارهای مگنتیت- آپاتیت-ایلمنیت با Ti و P بالا (نلسونیتها) که با آنورتوزیتها همراهند.

2- کانسارهای مگنتیت- آپاتیت با Ti و P پایین (کانسارهای تیپ کایرونا) که اصولاً با سنگهای آتشفشانی کالک‌آلکالن تا آلکالن همراه هستند. ذخایر تیپ کایرونا، بنا به تقسیم‌بندی که توسط [39 و 40] انجام گرفته، جزو کانسارهای IOCG قرار می‌گیرند. کانسارهای تیپ IOCG به دو زیردستهٔ کانسارهای مرتبط با ماگماتیسم کالک‌آلکالن و آلکالن تقسیم شده‌اند [15].

الف) کانسارهای IOCG مرتبط با ماگماتیسم کالک‌آلکالن

1- کانسارهای آهن تیپ اسکارنی (Iron skarn type)

2- کانسارهای آهن تیپ کایرونا (Kiruna type)

3- کانسارهای آهن تیپ المپیک‌دم (Olympic Dam type)

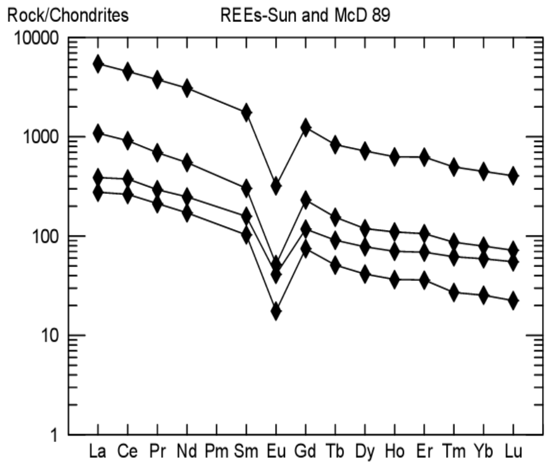
4- کانسارهای آهن تیپ کلون‌کوری (Cloncurry type)

ب) کانسارهای IOCG مرتبط با ماگماتیسم آلکالن

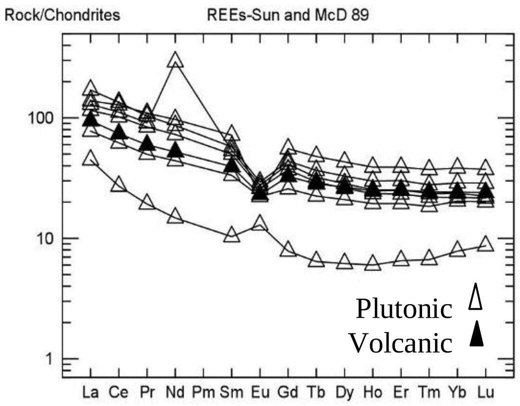
1- کانسارهای آهن تیپ پالابورا (Phalaborwa (Palabora) type)

2- کانسارهای آهن تیپ بایان‌ابو (Bayan Obo sub-type)

با توجه به شواهد اظهار شده در بخشهای قبلی، از جمله سنگ درون‌گیر، کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی، کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه دیزج بیشترین شباهت را با کانسارهای آهن تیپ کایرونا دارد.



شکل ۲۶. الگوی پراکندگی REE در مگنتیت کانسار سرخه‌دیزج.



شکل ۲۷. الگوی پراکندگی REE در سنگ درون‌گیر کانسارسرخه دیزج

تحول کانسارهای آهن تیپ کایرونا

در مورد منشأ کانسارهای تیپ کایرونا نظرات مختلفی ارائه شده است و فرآیندهای مختلفی را برای تشکیل آنها در نظر گرفته‌اند که از جملهٔ این سازوکارها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد

1- پدیدهٔ جدا شدن مذاب اکسید آهن اختلاط‌ناپذیر از مذاب غنی از سیلیس، حین سرد شدن ماگما [32].

2- ذوب بخشی یا کامل سنگهای پوسته‌ای غنی از آهن [32].

3- تشکیل این کانسارها به‌صورت رگه‌ای گرمابی یا جانشینی [23- 26].

4- کانسارهای اگزالاتیو- رسوبی [27- 31].

در موارد اول و دوم، انتقال آهن به صورت ماگمای غنی از آهن صورت می‌گیرد و تفاوت اصلی آنها در چگونگی شکل‌گیری ماگما می‌باشد. در موارد سوم و چهارم، انتقال آهن به صورت ترکیبات محلول در سیال بوده و تفاوت اصلی آنها با یکدیگر در چگونگی و مکان ته‌نشینی آهن است [32].

نظرات مختلف ارائه شده در رابطه با ژنز کانسارهای آهن تیپ کایرونا

در مورد ژنز کانسارهای اکسید آهن آپاتیت‌دار تیپ کایرونا طی صد سال گذشته مطالعات زیادی انجام شده و نظرات مختلفی دربارهٔ آن ارائه شده است. مدل‌های اولیه‌ای که ارائه شد، بیشتر بر اساس روابط صحرایی استوار بودند. نخستین منشأیی که برای این کانسارها در نظر گرفته شد، منشأ رسوبی [30] بود که بعدها توسط پژوهشگرانی از جمله [12] به صورت منشأ اگزالاتیو- رسوبی که به صورت رسوبات شیمیایی در یک محیط آتشفشانی- دریایی ته‌نشین می‌شوند، تغییر یافت.

از خاستگاههای دیگری که توسط محققان مختلف برای کانسارهای تیپ کایرونا ارائه شده می‌توان به منشأ ماگمایی [33]، منشأ گرمابی ولکانوژن (Volcanogenic) [34]، متاسوماتیک [23]، منشأ گرمابی [35]، منشأ تبخیری (Evaporitic-Source model) [25] و مدل سیالات ماگمایی و غیرماگمایی [36] اشاره کرد. همچنان که از نظریات بالا مشاهده می‌شود، بحثهای زیادی در مورد چگونگی تشکیل این کانسارها وجود دارد. محور این بحثها بیشتر بر منشأ هیدروترمالی و ماگمایی بودن آن متمرکز شده است [32]. با این حال، پژوهشهای سالهای اخیر نشان می‌دهد که این کانسارها از سیالات ماگمایی و هیدروترمالی منشأ گرفته‌اند [23 و 37].

ژنز کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج

فرآیند تشکیل این گروه از ذخایر براساس فعالیتهای هیدروترمالی و تفریق ماگمایی است. سیالات جوی نیز در مراحل پایانی تشکیل کانسار وارد سیستم می‌شود [38]. کانی‌زایی در این تیپ کانسارها در درون سنگهای آتشفشانی و نفوذی روی می‌دهد. اغلب فلزات موجود در این کانسارها، منشأ ماگمایی دارند [25]. ذخایر غنی در مگنتیت از سیالات ماگمایی غنی در اکسید آهن آپاتیت‌دار (کانسارهای تیپ کایرونا) با دمای بالا و در محیطهای نیمه‌عمیق تشکیل می‌شوند. آپاتیت و اکتینولیت در این نوع از کانسارها از جمله کانیهایی هستند که همراه مگنتیت می‌باشند. فسفر در این کانسارها، باعث پایین آمدن دمای انجماد مگنتیت در ماگما می‌شود که در این صورت، آهن می‌تواند در دماهای پایین به وسیله سیالات حمل شود. وقتی که این سیالات به محیط مناسبی برسند، ترکیبات موجود در خود را ته نشت داده و باعث کانه‌زایی می‌شوند. این فرایندها در مقیاس کوچک، به صورت رگه‌ای و برشی (پرکنندهٔ فضاهای خالی) در حاشیهٔ تودهٔ کوارتزمونزونیت در منطقه Great Bear واقع در کانادا روی داده است.

تودهٔ نیمه‌عمیق کوارتزمونزونیت از یک تودهٔ عظیم و بزرگ در زیر این منطقه منشأ گرفته و در داخل سنگهای آتشفشانی نفوذ کرده و در مناطق گسلی و شکستگیها، باعث کانی‌زایی ذخایر غنی از آهن شده است. انتقال سیالات غنی از آهن به سطوح بالاتر در این کانسارها همزمان با تبلور تودهٔ نفوذی نیمه‌عمیق صورت گرفته است. سیالات کانی‌ساز در عناصری از جمله Cl, F و OH غنی بوده‌اند. البته قابل ذکر است که سیالاتی که در ذخایر اکسید آهن آپاتیت‌دار و اکتینولیت غنی بوده‌اند، بیشتر منشأ ماگمایی داشته‌اند و سیالات جوی در تشکیل این کانسار، نقش فرعی داشته‌اند و در مراحل پایانی تشکیل کانسار وارد سیستم کانه‌زایی شده‌اند [38].

بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و مینرالوگرافی، کانسار اکسید آهن- آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج به عنوان کانسار آهن- آپاتیت نوع کایرونا معرفی می‌گردد. در مورد ژنز این کانسار، می‌توان چنین برداشت کرد:

➢تودۀ نفوذی نیمه‌عمیق کوارتزمونزونیت سرخه‌دیزج غنی از آهن، فسفر، عناصر نادر خاکی، فلوئور،کلر و عناصر رادیواکتیو، از طریق دو سیستم گسله با روند NW-SE (منطبق بر امتداد محور تاقدیس موجود در سنگهای ولکانیک میزبان)، در بخشهای بالایی پوسته زمین جایگزین گردیده است.

➢با شروع انجماد و تبلور ماگما، مواد فرار از مذاب خارج و در سقف آشیانه تجمع یافته‌اند.

➢سیالات ماگمایی، پس از جدا شدن از مذاب، به علت داشتن چگالی کمتر از آن، به بخش بالایی توده نفوذی نیمه‌عمیق صعود کرده و با فشار وارده، باعث شکسته شدن سقف تودۀ نفوذی نیمه‌عمیق شده‌اند. در این مرحله، فاز اولیه اکسید آهن به صورت مگنتیت به همراه آپاتیت، داخل شکستگیها را پر کرده و تشکیل رگچه‌های داربستی را داده است. به دنبال همین مرحله، فاز اصلی آهن- فسفات از ماگما تفکیک شده است. وجود مقادیر بالای Fe و P، مواد فرار مانند H_2O, Cl و به مقداری F، و فوگاسیته بالای اکسیژن در مذاب اولیه باعث جدایش این سیالات و تحرک آن شده است. بنابراین، سیالات ماگمایی حامل آهن- فسفات صعود کرده و رگه‌های آهن آپاتیت‌دار را به وجود آورده‌اند.

➢همزمان با جایگزینی توده معدنی در سنگهای میزبان به علت افزایش مواد فرار، متاسوماتیسم از جمله فلدسپات پتاسیم و اکتینولیتی شدن در محدودۀ معدنی رخ داده و در مراحل بعدی کانی‌زایی (به احتمال زیاد بعد از کانی‌زایی) کانیهایی نظیر کلریت، کوارتز، کلسیت و اپیدوت تشکیل شده‌اند (البته قابل ذکر است که تشکیل دگرسانی پتاسیک را در اکثر نقاط دنیا نظیر حوضه بافق، مربوط به مراحل قبل از کانی‌زایی تا کانی‌زایی می‌دانند).

به دنبال مراحل قبلی، با افزایش مقادیر سولفور طی فاز سولفیدی، تحت تأثیر سیالات ماگمایی با دمای پایین، کانی سازی سولفیدی به‌صورت پراکنده، باعث تشکیل کانیهایی از جمله پیریت، کالکوپیریت و بورنیت در زمینه کانسنگ اکسیدی اولیه شده است. طی فاز تأخیری، کانی‌سازی سولفیدی به صورت رگه-رگچه‌ای در داخل شکستگیهای کانسنگ اولیه و تودۀ نفوذی نیمه‌عمیق محدودۀ کانسار تشکیل شده است. یادآوری می‌شود که در این مرحله به همراه کانی‌سازی رگه- رگچه‌ای سولفیدی، رگه- رگچه‌های سیلیسی و کربناتی نیز تشکیل شده‌اند (شکل 28).

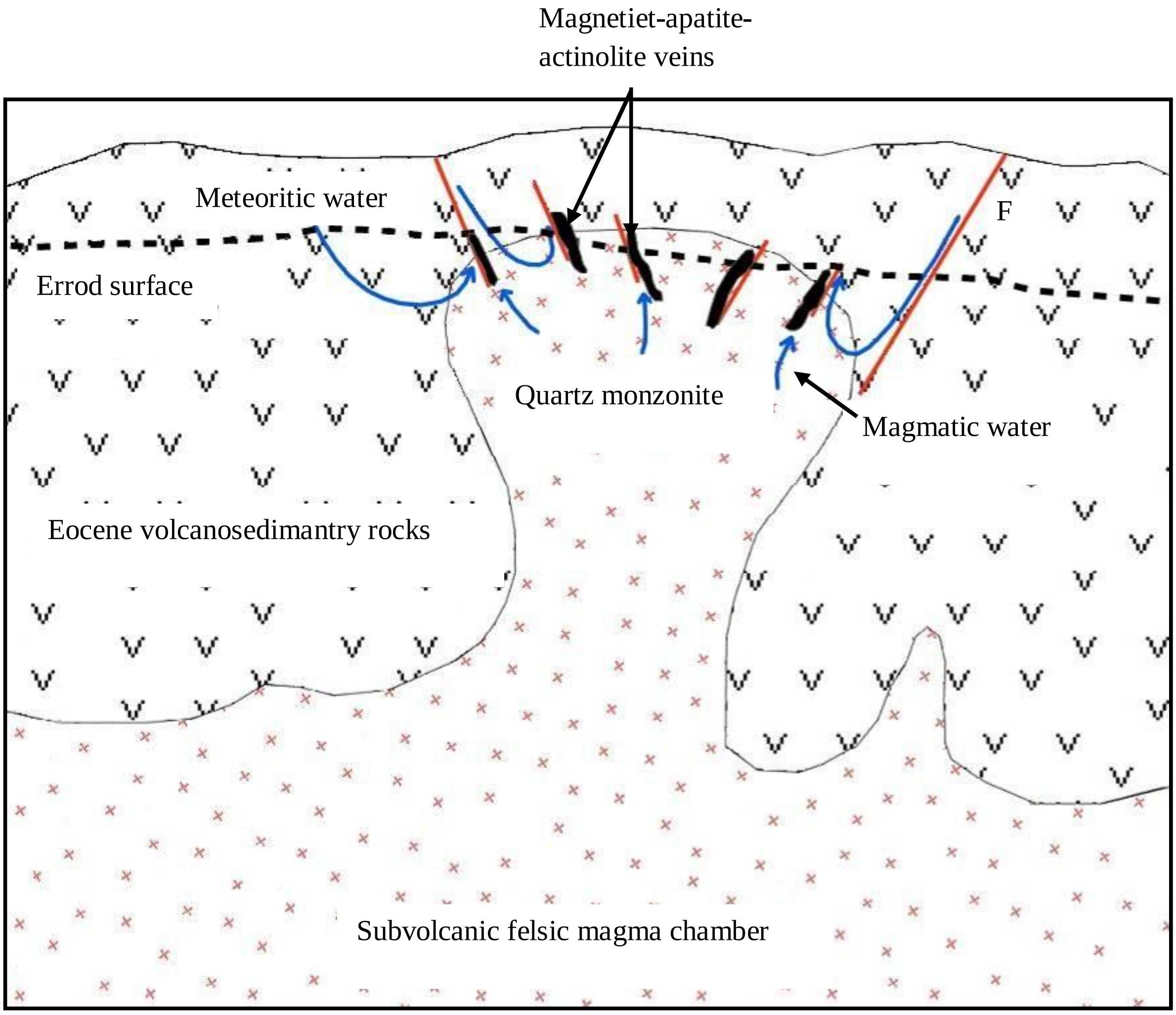
نتیجه‌گیری

شواهدی از قبیل مشاهدات صحرایی، ژئومتری، ساخت و بافت در مقیاسهای مختلف، سنگ درون‌گیر، پاراژنز، ژئوشیمی و دگرسانیهای تشکیل شده در این کانسار، همگی حاکی از آن است که کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج می‌تواند در ردیف کانسارهای اکسید آهن آپاتیت‌دار تیپ کایرونا به شمار آید. بنا به تقسیم‌بندی که توسط [38] انجام گرفته، ذخایر تیپ کایرونا نیز جزو کانسارهای IOCG قرار می‌گیرند.

بر مبنای نمودارهای رایج در طبقه‌بندی سنگهای آذرین، تودۀ نفوذی منطقه سرخه‌دیزج، عمدتاً شامل کوارتزمونزونیت، مونزونیت و کوارتزسینیت بوده و سنگهای آتشفشانی نیز در گروه تراکیت و تراکی‌آندزیت قرار می‌گیرند که ترکیب آلکالن داشته و به سمت غنی از پتاسیک گرایش دارند.

مطالعات انجام شده بر روی عناصر نادر خاکی بیانگر غنی‌شدگی این کانسار از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. الگوی REE آپاتیت، مگنتیت و سنگهای دربرگیرنده، مشابه هم بوده و ارتباطی ماگمایی را بین آنها نشان می‌دهد. همچنین محتوای REE آپاتیت نسبت به سنگهای دربرگیرنده و مگنتیت بالاتر است. مطالعات ژئوشیمی سنگ درون‌گیر (تودۀ نفوذی و سنگهای آتشفشانی) و مادۀ معدنی از لحاظ ژنتیکی با هم قرابت نزدیک و آشکاری دارند.

مطالعات پتروگرافی و مینرالوگرافی و همچنین شواهد صحرایی کانسار مورد مطالعه نشان می‌دهد که کانی‌سازی در کانسار سرخه‌دیزج در اثر نفوذ تودۀ نیمه‌عمیق به داخل سنگهای ائوسن و تبلور آن صورت گرفته است، بدین طریق که تودۀ نیمه‌عمیق کوارتزمونزونیت از یک تودۀ عظیم و بزرگ در زیر این منطقه منشأ گرفته و در داخل سنگهای ائوسن نفوذ کرده و در مناطق گسلی و شکستگیها، باعث کانی‌زایی ذخایر غنی از آهن شده است. انتقال سیالات غنی از آهن و فسفر به سطوح بالاتر در این کانسارها همزمان با تبلور تودۀ نفوذی نیمه‌عمیق صورت گرفته است. سیالات جوی نیز در مراحل



شکل 28. مدل شماتیک نحوهٔ تشکیل کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج با استفاده از [38] با تغییرات جزئی.

پایانی تشکیل کانسار وارد سیستم کانه‌زایی شده و در تشکیل این کانسار نقش فرعی را ایفا کرده‌اند.

مراجع

[1] قربانی، م.، "*دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران*" ،1381.

[2] Daliran F., "*Kiruna type iron oxide-Apatite ores and apatitites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites*"; in Porter, T.M (ed), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, v. 2, PGC Publishing, Adelaide, (2002) 303-320.

[3] Karimzadeh Somarin, A., "*Marano volcanic rocks, East Azarbaijan province, Iran*", and associated Fe mineralization. Journal of Asian Earth Sciences, v. 24, (2004) 11–23.

[4] سامانی بهرام، چن‌زوئی گواسوتائو، نائوگوان، "*زمین-شناسی پرکامبرین در ایران مرکزی از دیدگاه چینه‌نگاری، ماگماتیسم و دگرگونی*"، فصلنامهٔ علوم زمین، شمارهٔ 1382،10، صفحات 63- 40.

[۵] امینی، ب،، "نقشه زمین‌شناسی طارم با مقیاس 1:100000" بازنگری و استاندارد از نقشه هیرایاما و همکاران، سازمان زمین‌شناسی کشور، (1379).

[6] نباتیان، ق،، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، جنوب‌شرق زنجان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس (1378).

[7] موید، م،، "بررسی پترولوژیکی نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیری البرز غربی-آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین". رساله دکتری؛ دانشگاه شهید بهشتی (1380).

[8] رحمانی، ش،، عابدیان ن،، مختاری س.ع.ا،، "زمین‌شناسی و ژنز کانسارهای اکسیدهای آهن-آپاتیت زون طارم (زنجان)"، بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور(1383).

[9]Lottermoser B.G., "*Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes"*. Ore Geology Review, 1992) 25-41.

[10] Kerr, ID., "*Mineralogy, chemistry and hydrothermal evolution of the Pea Ridge Fe-oxide-REE deposit, Missouri*", USA. MSc thesis (unpbl), Univ Windsor, Ontario, (1998) 112p.

[11] Frietsch, R., Perdahl J.-A., "*Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore type"* Ore Geology Reviews, (1995) 489-510.

[12] Parak, T., "*The origin of the Kiruna iron ores"*. Sver. Geol. Unders.,(1975) 709, 209.

[13] Hughes J.M., Cameron, M. Mariano, A.N., "*Rare earth elements ordering and structural variation in natural rare earth bearing apatites"* Am. Mineral., (1991) 1165-1173.

[14] Wilson, M., "*Igneous petrogenesis, Global tectonic approach*," Unwin, Hyman, (1991) 466.

[15] Hess, P.C., "*Origin of igneous rocks*". Harvad University Press, (1989) London. 336p.

[16] Frietsch, R., "*On the magmatic origin of iron ores of thr Kiruna type"*, Eco. Geo. (1978) 478-485.

[17] Ferdholm, K.A., "*Bergarter och malmer I Lousavaara och Kirunavaara [Rock1 and ores at Lousavaara and Kirunavaara]: Geologiska Feroninges I Stockholm Forhanandlingar"*, (1981) 266-270.

[18] Appel, P.W.U., "*Rare earth elemet in the early Archaean Isua iron-formation, west Greenland"*. Precambrian Res., (1983) 243-258.

[19] Humphris, S E., "*The mobility of the rare earth element in the crust. In: P.Henderson (Editor), Rare earth element geochemistry"*. Development in geochemistry, 2. Elsevier, Amsterdam, (1984) 317- 373.

[20] Alderton, D.H.M., Pearce J.A. Potts P.J., "*Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southeast England"*. Earth Planet. Sci. Lett, (1980) 149-165.

[21] Corriveau, L., "*Iron oxide copper gold deposits: A Canadian perspective, in Goodfellow, W., ed., Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada"* Mineral deposits Division, (2007) 307-328.

[22] Humphris, S.E., "*The mobility of the rare earth element in the crust. In: P. Henderson (editor), Raer earth element geochemistry. Development in Geochemistry,*" 2. Elsevier, Amsterdam, (1984) 317- 373.

[23] Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T., "*Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-LREE) deposits. Precambrian research"*, (1992) no. 58, 241-287.

[24] Borrok, D.M., Kesler, S.E., Boer, R.H., Essene, E.J., "*The Vergenoeg magnetite-fluorite deposit, South Africa: Support for a hydrothermal model for massive iron oxide deposits"*; Econ Geol, (1998) no. 5, 564-586.

[25] Barton, M.D. Johnson, D.A., "*An evaporitic- source model for igneous- related Fe oxide (REE- Cu- Au- U) mineralization"*. Geology, (1996) 259-262.

[26] Oreskes, N., Hitzman M.W., "*A model for the origin of Olympic Dam-type deposits";* in Mineral Deposit Modeling, Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M., (eds) Geological Association of Canada, (1993) 615-633.

[27] Jami, M., Dunlop, A.C, Cohen, D, R., "*Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran"*. Economic Geology, (2007) 1111-1128

[28] Daliran, F., Stosch, H.-G., Williams, P. "*Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and "apatitites" of the Bafq District, Central-East Iran, in Andrew"*, C.J. et al., eds, Digging

[38] Gandhi, S.S., Bell, R.T., "*Kiruna/Olympic Dam-type iron, copper, uranium, gold-silver*"; in Geology of Canadian Mineral Deposit Types, (ed.) O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair, and R.I. Thorpe; geological survey of Canada, Geology of Canada, (1996) 513-522 (also Geological Survey of America, the Geology of North America)

[39] Gandhi, S.S., "*An overview of the Fe oxide-Cu-Au deposits and related deposit types": CIM* Montreal 2003 Mining Industry Conference and Exhibition, Canadian Institute of Mining (2003), Technical Paper, CD-ROM.

[40] Gandh, S.S., "*Magmatic-hydrothermal Fe oxide±Cu±Au deposits: classification for a digital database and an overview of selected districts":* IAVCEI General Assembly 2004, Pucon, Chile (2004a), CD-ROM, Abstracts 01a_pt_169.

[41] Whitford, D.J., Korsch M.J., Porritt P.M. Craven, S.J, "*Rare-earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia".* Chem. Geol., (1988) 105-119.

[42] Hunson, G.N., "*Rare earth element in petrogenic studies of igneous system".* Ann. Rev. Earth planet. Sci.,(1980) 731-406.

[43] Streckeisen, A. "*Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks".*(1979).

[44] Irvine, T.N. Baragar, W.P.A., "A *guide to the chemical classification of the common volcanic rocks":* Canadian. Jour, of Earth Scien.,(1971)

[45] Chappell**,** B.W., White**,** A.J.R., "*Two contrasting granite types".*(1974) 46. Cox D. P. (1979)234, 863.

[47] Naslund, H.R., R. Aguirre, F.M. Dobbs, F.J. Henríquez, J.O. Nyström. "*The origin, emplacement, and eruption of ore magmas".*(2000).

[48] Maniar, P.D. Piccoli, P.M. "*Tectonic environment of granitoids. Geological Society of America Bulletin",* (1989).

[49] Shand, S.J.**, "***Eruptive Rocks": New York,.* (1951).

Deeper, Proceedings of the 9th Biennial SGA Meeting Dublin (2007) 1501-1504.

[29] Daliran, F., Stosch, H.-G., Williams, P., "*Lower Cambrian iron oxide- apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, east-central Iran, in Corriveau, L. and Mumin, A.H., eds., Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues":* Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division Short Coures Volume x,(2008) 143-155.

[30] Daliran, F., "*Kiruna type iron oxide-apatite ores and apatitites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites; in Porter, T.M (ed), Hydrothermal iron oxide copper gold and related deposits": A global perspective,* v. 2, PGC Publishing, Adelaide, (2002) 303-320.

[31] Parak, T., *Phosphorus in different type of ore, sulfides in the iron deposits, and the type and origin of ores at Kiruna.* Econ. Geol. (1985) 646-665.

[32] Naslund, H.R., Aguirre, R., Dobbs, F.M., W. Henriquez, F., Nystrom, J.O., "*The origin in placement and eruption of ore magmas",* Internet. (2000).

[33] Frietsch, R., "*On the chemical composition of the ore breccia at Luoassavaara, northern Sweden":* Mineralium Deposita, (1982) 239-243.

[34] Lundbohm, H., Backstrom H., "*Geology of the Kirunavaara district Geologisks Foreningensi Stockholm Forhandlingar",*(1989) 63-74.

[35] Bookstrom, A.A., "*Magmatic features of iron ores of the Kiruna-type in Chile and Sweden: ore texture and magnetite geochemistry-A Discussion",* Econ. Geol., (1995) 469-472.

[36] Barton, M.D. Johnson, D.*A., "Footprints of Fe-oxide (-Cu-Au) systems".* SEG 2004: Predictive Mineral Discovery Under Cover. Centre for Global Metallogeny, Spec. Pub. 33, the University of Western Australia (2004) 112-116.

[37] Hitzman, M.W. "*Iron Oxide-Cu-Au Deposits: What, Where, When and Why"; in* Porter, T.M. (ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective, Australian Mineral Foundation. Adelaide (2000) 9-25.