



روابط بافتی - شیمیایی کانی‌های آپاتیت - مونازیت - زئوتیم در کانسار آهن \pm آپاتیت لکه - سیاه (شمال شرق بافق): شواهدی از تکوین یک سامانه گرمابی

میثم قلی‌پور^۱، مهرداد براتی*^۱، ابراهیم طالع‌فاضل^۱، وراتیسلاو هورای^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۲- موسسه علوم زمین اسلواکی، براتیسلاوا، اسلواکی

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۲/۴، نسخه نهایی: ۹۸/۳/۱۸)

چکیده: کانسار آهن \pm آپاتیت لکه‌سیاه در ایالت فلززایی بافق - ساغند (ایران مرکزی) و در سنگ‌های میزبان ریولیتی قرار گرفته است. کانی‌های اصلی در این کانسار مگنتیت و آپاتیت هستند که کانی‌های مونازیت و زئوتیم به صورت میانبار درون بلور و شکستگی‌های این دو کانی تشکیل شده‌اند. کانی‌ها با استفاده از روش‌های میکروسکوپی و تجزیه ریزکاوالکترونی بررسی شدند. نتایج نشان می‌دهد که بلور آپاتیت اولیه بوده و احتمالاً از ماگمای نخستین با ماهیت مافیک تا فرامافیک نهشته شده است. بلورهای آپاتیت دارای منطقه‌بندی نامنظم از فازهای تیره و روشن هستند، به‌طوری که بخش‌های تیره آپاتیت غنی از میانبارهای مونازیت و زئوتیم ثانویه است. این نتایج با فرآیند انحلال - ته‌نشینی مجدد سازگار است. طی این فرآیند، بلورهای آپاتیت با سیال‌های گرمابی تأخیری که در راستای مرزهای بلوری در حال مهاجرت بوده‌اند واکنش داده و تهی از عناصر خاکی نادر (REE) شده‌اند. همچنین عناصر خاکی نادر دستخوش جدایش ترجیحی شده‌اند، به طوری که اغلب عناصر خاکی نادر سبک (LREE) در مونازیت و عناصر نادر سنگین (HREE) در زئوتیم غنی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: کانسارهای اکسید آهن \pm آپاتیت؛ کانی‌های عناصر خاکی نادر؛ دگرزندی؛ فرآیند انحلال - ته‌نشینی مجدد.

مقدمه

مهم‌ترین منابع اقتصادی کانی‌های خاکی نادر دارای خاستگاه ماگمایی (کربناتیت‌ها) و رسوبی (پلاسرها) هستند. این موضوع باعث شده است که توجه پژوهشگران از فرآیندهای گرمابی که می‌تواند باعث تشکیل کانی‌های خاکی نادر شوند دور شود. دلیل دیگر برای نادیده گرفتن عناصر خاکی نادر در فرآیندهای گرمابی این واقعیت است که مدت‌ها تصور می‌شد که این عناصر نامتحرک هستند [۷]. در اغلب مناطق، کانی‌های کمیاب عناصر خاکی نادر با آپاتیت و فلوئوریت که به طور معمول هر دو غنی از عناصر خاکی نادر هستند همراه‌اند. آپاتیت در بسیاری از ذخایر، کانی باطله با اهمیتی است که ممکن است نقش کلیدی در تشکیل کانی‌های خاکی نادر داشته باشد [۸]. بررسی‌های آزمایشگاهی نشان داده است که این کانی از طریق واکنش با

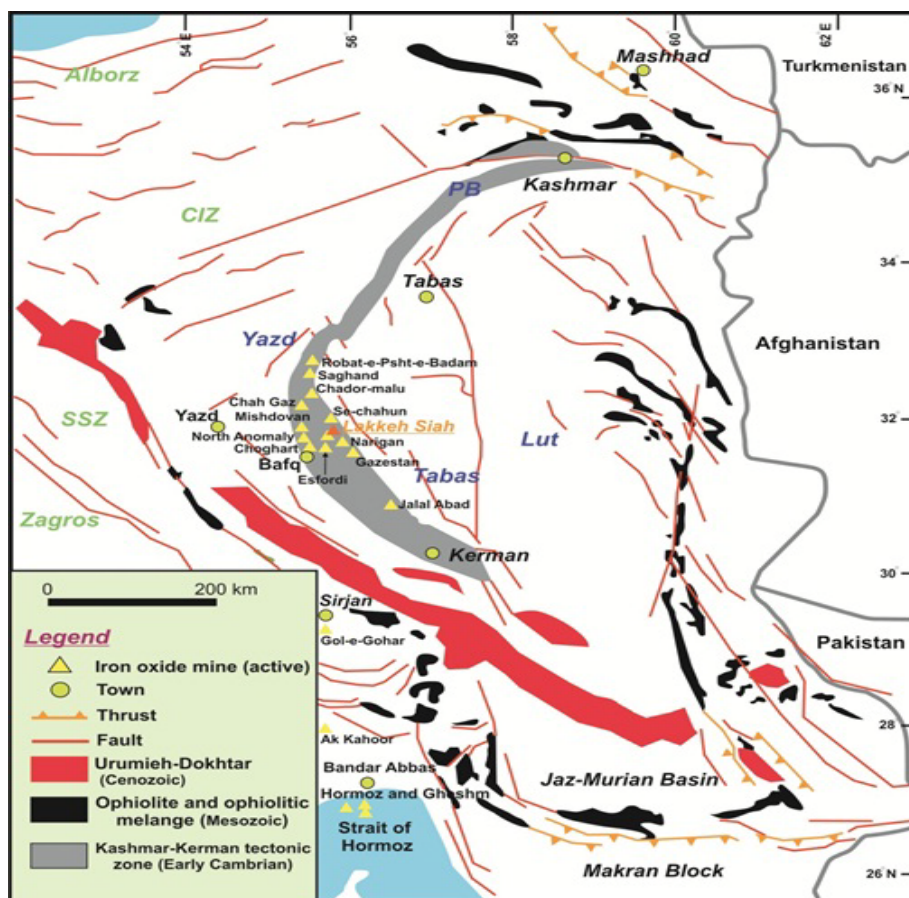
کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت (IOA) و اکسید آهن - مس - طلا (IOCG) از مهم‌ترین کانسارهای غنی از اکسید آهن در جهان هستند که اهمیت اقتصادی بالایی به‌عنوان منابع آهن، مس، طلا، اورانیوم و عناصر خاکی نادر دارند [۱]. این کانسارها از نظر زمانی در گستره آرکئن [۲-۴] تا پلیوسن [۵] تشکیل شده‌اند. برخی کانسارهای IOA را به عنوان عضو پایانی خانواده (IOCG) در نظر می‌گیرند [۶]. آپاتیت یکی از مهم‌ترین کانی‌های دربردارنده عناصر خاکی نادر است و می‌تواند به‌عنوان یک شناساگر مفید برای کانسارهای IOCG و IOA مورد استفاده قرار گیرد و خاستگاه و ماهیت سنگ‌های میزبان و مقدار عناصر فرار سیال کانه‌ساز را در خود ثبت نماید [۷]. از نظر تاریخی،

که می‌توانند جنبه اقتصادی داشته باشند نسبت به اکتشاف و گسترش فعالیت‌های زیرساختی وابسته به حوزه عناصر خاکی نادر اقدام شود. وجود تعدادی کانسار و نهشته IOA موجب پتانسیل بسیار بالای منطقه لکه‌سیاه برای پژوهش شده است. از این رو با توجه به مطالب بیان شده و اینکه کانی آپاتیت می‌تواند به عنوان یک منبع اولیه برای تشکیل کانی‌های خاکی نادر عمل کند، در این پژوهش حضور و سازوکار تشکیل کانی‌های خاکی نادر در کانسار لکه‌سیاه بررسی شد.

جایگاه زمین‌شناسی

خرد قاره ایران مرکزی بخشی از سامانه کوهزایی آلپ-همالیا محسوب می‌شود که از غرب به شرق به سه پهنه ساختاری اصلی لوت، طبس و یزد با مرزهای گسله تقسیم می‌شود [۱۲]. در این ناحیه، منطقه‌ای کمّانی شکل با ابعاد 80×1000 کیلومتر به نام کمان زمین ساختی کاشمر-کرمان (KKTZ) وجود دارد [۱۳] (شکل ۱).

شورابه‌ها، آب خالص و سیال‌های اسیدی در گستره دمایی ۳۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۰/۵ تا ۱ GPa دگرسان می‌شود. طی این فرآیند، کانی‌های خاکی نادر می‌توانند به صورت میانبار در کانی آپاتیت تشکیل شوند [۸]. خردقاره ایران مرکزی میزبان بسیاری از کانسارها به‌ویژه کانسارهای IOA است و از این رو، یکی از ایالت‌های فلزایی مهم در ایران محسوب می‌شود [۹، ۱۰]. بررسی کانسارهای IOA در این ناحیه نشان می‌دهد که این کانسارها با مقادیر قابل توجهی از کانی‌های میزبان عناصر خاکی نادر همراهی می‌شوند [۱۱]، بنابراین لزوم بررسی و اکتشاف این نوع ذخایر با توجه به کاربرد گسترده این عناصر در صنایع مختلف کاملاً محسوس است. اکتشافات و شناسایی بی‌هنجاری‌های این عناصر بیانگر وجود پتانسیل‌های نهفته عناصر خاکی نادر در کشور است. از سویی، رشد شتاب گرفته مصرف و ارزش راهبردی این عناصر، فضا را جهت توجه بیش‌تر به منابع موجود آماده نموده و لازم است تا با استفاده از دانش روز دنیا و انجام بررسی‌ها و شناسایی منابعی



شکل ۱ نقشه ساختاری بخش شرقی- مرکزی ایران و جایگاه پهنه زمین ساختی کاشمر- کرمان و کانسار لکه‌سیاه بر آن [۱۳]. SSZ: پهنه ساندج- سیرجان، CIZ: پهنه ایران مرکزی و PB: قطعه پشت بادام.

انجام بررسی‌های کانی‌شناسی، تعداد ۱۵ مقطع نازک- صیقلی کربن اندود شده (به ضخامت ۵۰ آنگستروم) و برای بررسی شیمی‌کانی‌ها به روش تجزیه ریزکوالکترونی (EPMA) انتخاب شدند. این بررسی‌ها در موسسه علوم زمین اسلواکی با استفاده از ریزکاو مدل CAMECA SX-100 توسط بلورهای آشکارساز LLIF و LPET و مقایسه با استانداردهای PET و TAP انجام شد. ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه برای کانی‌های سیلیکاتی، اکسیدی و کربنات ۱۵ کیلوولت، جریان ۲۰ تا ۴۰ نانوامپر است و قطر پرتوی تابشی نیز ۲ تا ۵ میکرون بود. حد تشخیص دستگاه برای عناصر REE، Th، Y و U ۲۰۰ تا ۳۰۰۰ پی‌پی‌ام و برای سایر عناصر کمتر از ۱۰۰ پی‌پی‌ام بود.

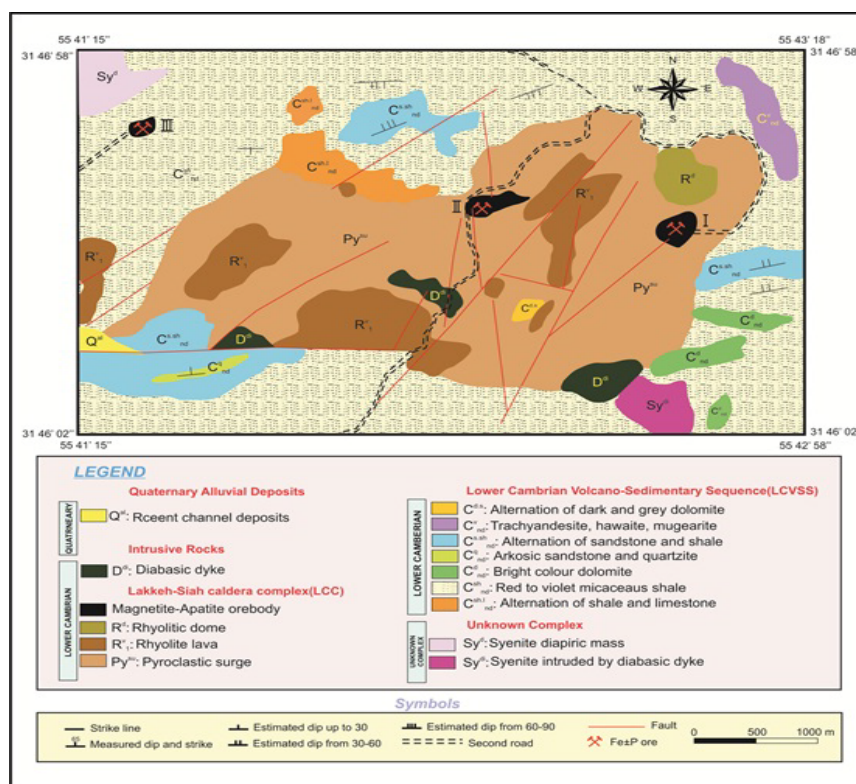
زمین‌شناسی و کانه‌زایی

منطقه لکه‌سیاه در ۴۰ کیلومتری شمال‌شرقی شهرستان بافق در استان یزد واقع است. بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ علی‌آباد، اغلب رخنمون‌های این منطقه وابسته به کامبرین پیشین بوده و بیشتر شامل ریولیت، توف ریولیتی، دولومیت، ماسه سنگ و دایک‌های دیابازی هستند. واحدهای ریولیتی اغلب به صورت جریان‌های آذرآواری، گدازه و گنبد دیده می‌شوند که میزبان اصلی کانه‌زایی هستند (شکل ۲).

KKTZ میزبان ناحیه بافق و سنگ‌های آتشفشانی و آذرین نفوذی کامبرین پیشین در ایران مرکزی است و به دلایل مختلف به عنوان یک منطقه مجزا در حوزه ایران مرکزی در نظر گرفته می‌شود [۱۴] که مهم‌ترین این دلایل عبارتند از: (۱) بر خلاف قطعه‌های همسایه، یعنی طبس و یزد، سنگ‌های نئوپروتروزوئیک پسین و پالئوزوئیک پیشین در راستای آن بیرون‌زدگی دارند و (۲) سنگ‌های آذرین نفوذی گرانیته-تونالیت تریاس پسین KKTZ با وابستگی کمانی و تصادفی در قطعه‌های یزد و طبس وجود ندارد [۱۳]. کانسار لکه‌سیاه نیز که یکی از مناطق آهن‌دار در ناحیه بافق محسوب می‌شود در KKTZ واقع است. ناحیه بافق میزبان مهم‌ترین کانسارهای IOA، آهن-مگنز و کانسارهای سرب و روی رسوبی-بروندمی (نوع سدکس) در ایران است [۱۵]. این ذخایر بیشتر در توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین پیشین جایگزین شده‌اند که شامل مجموعه پیچیده‌ای از ریولیت‌های آهکی قلیایی، ریوداسیت، بازالت و مقادیر جزیی سنگ‌های رسوبی تبخیری، دولومیت، سنگ آهک، گل‌سنگ و ماسه سنگ است [۱۵].

روش بررسی

به منظور بررسی‌های کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها، تعداد ۴۵ مقطع نازک-صیقلی از کانسنگ آهن±آپاتیت تهیه شد. پس از



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه لکه‌سیاه و جایگاه نهشته‌های مورد بررسی [۱۶].

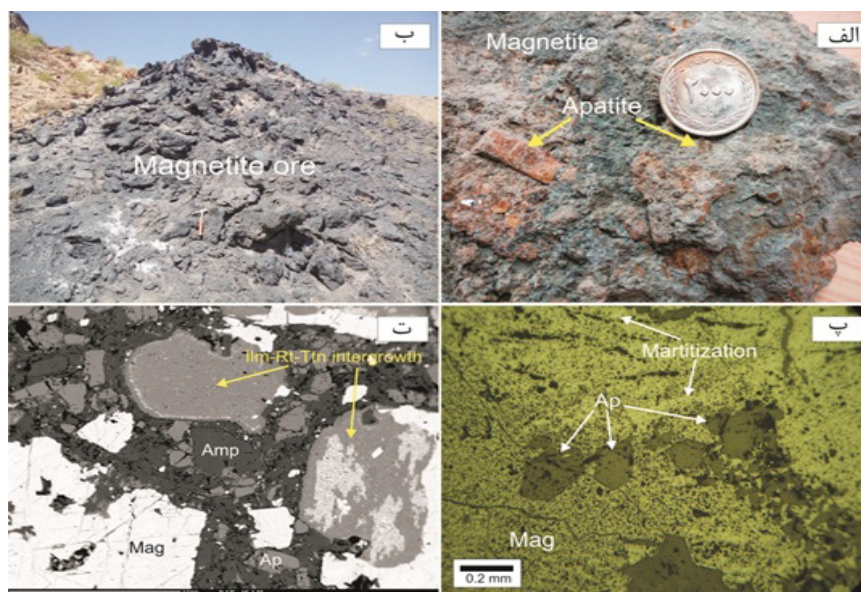
زنگی‌های کانساری با ساخت توده‌ای و به رنگ سیاه دیده می‌شود (شکل ۳ ب). در مقاطع صیقلی، مگنتیت به رنگ سفید تا صورتی چرک و قهوه‌ای با مقدار کمی برون رست و کانی هماتیت ناشی از پدیده ماریتی شدن دیده می‌شود (شکل ۳ پ). بلورها بی‌شکل تا نیمه‌خودشکل و به ندرت خودشکل هستند که بلورهای آپاتیت خود شکل در اثر پدیده هم‌رشدی در آن با بافت دانه پراکنده دیده می‌شوند (شکل ۳ پ). نتایج تجزیه ریزکاوالکترونی کانی مگنتیت در همه نهشته‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار FeO در مگنتیت‌های لکه‌سیاه ۸۲/۷۵ تا ۹۲/۳۸ درصد وزنی می‌باشد، مقادیر TiO_2 بین ۰/۸۰ تا ۲/۴۷ درصد وزنی، SiO_2 از ۰/۰۷ تا ۳/۶۰۶ درصد وزنی، Cr_2O_3 بین ۰/۰۵ تا ۰/۲۱۵ درصد وزنی، MnO بین ۰/۱۳ تا ۰/۸۴ درصد وزنی، CaO بین ۰/۰۲ تا ۱/۵۰ درصد وزنی، NiO بین ۰/۱۰ تا ۰/۱۹ درصد وزنی، V_2O_5 بین ۰/۰۳ تا ۰/۳۶۲ درصد وزنی، MgO بین ۰/۰۲ تا ۰/۲۶۷ و Al_2O_3 بین ۰/۰۱ تا ۰/۰۶۳ درصد وزنی است. در برخی از مگنتیت‌های نهشته‌های ۲ و ۳، بافت رایج، درهم‌رشدی با سایر کانی‌های آهن‌دار و غیر آهن‌دار است (شکل ۳ ت). جایگیری ماگما در بخش‌های بالایی پوسته ممکن است باعث افزایش گریزندگی اکسیژن به علت گاززدایی از مذاب، حذف آهن دو ظرفیتی و تشکیل کانی‌های آهن‌دار به صورت درهم‌رشدی با مگنتیت شود [۲۳، ۲۲].

این سنگ‌ها بسیار ریز بلور بوده و به صورت سنگ‌های غنی از سیلیس بدون کانی‌های مافیک دیده می‌شوند. با توجه به جایگاه ساختاری منطقه در ایران مرکزی و گسل‌های موجود در این ناحیه، فرآیندهای دگرنهادی و دگرسانی در آن به خوبی شبیه به سایر مناطق ناحیه بافق رخ داده است [۱۷]. در برخی نقاط، شدت دگرسانی به حدی است که در اثر تشکیل کانی‌های ترمولیت-اکتینولیت، کلریت و اپیدوت، سنگ سبز رنگ شده است [۱۵، ۱۸]. ماده معدنی اغلب به صورت توده‌های عدسی شکل مگنتیت در میزبان ریولیت و محل بدون فاصله آن تشکیل شده است. در قسمت‌های سطحی نیز هماتیت، لیمونیت و گوتیت در اثر پدیده‌های هوازدگی ایجاد شده‌اند. کانه‌زایی آهن در ۳ منطقه بررسی شد که بر اساس موقعیت جایگیری و با توجه به ابعاد آن‌ها به ترتیب با نام نهشته‌های ۱، ۲ و ۳ معرفی شده‌اند (شکل ۲) [۱۶].

شیمی کانی‌ها

مگنتیت

مگنتیت یک کانی اکسیدی معمول در سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی است و به طور گسترده در انواع کانسنگ‌های آهن مانند سازند آهن نواری BIF، IOA، IOC وجود دارد. اکسیدهای Fe-Ti ماگمایی و اسکارن [۱۹، ۲۰] وجود دارد. مگنتیت کانه اصلی همه نهشته‌های ذخیره لکه‌سیاه است و ماده زمینه در برگیرنده کانی‌های خاکی نادر چون آپاتیت محسوب می‌شود (شکل ۳ الف) [۲۱]. این کانی در بیرون



شکل ۳ تصاویری از کانسنگ آهن ± آپاتیت لکه‌سیاه: الف) نمونه دستی از کانسنگ مگنتیت ± آپاتیت، ب) رخنمون توده‌ای کانسنگ آهن در منطقه مورد بررسی (دید به سمت شرق)، پ) تصویر میکروسکوپی بازتابی از آپاتیت‌های خوش‌وجه در زمینه مگنتیت ماریتی شده (PPL) و ت) تصویر BSE از درهم‌رشدی مگنتیت با ایلمنیت-روتیل-تیتانیت در کانسنگ مگنتیت ± آپاتیت. (Ap): آپاتیت، (Mag): مگنتیت، (Amp): آمفیبول، (ilm): ایلمنیت، (Rt): روتیل، (Ttn): تیتانیت. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۱] هستند.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریز کاواکتر و نهی کانیه مگنتیت در کانسار لکه‌سیاه (بر حسب درصد وزنی).

مگنتیت ۲	مگنتیت ۱	مگنتیت ۱	مگنتیت ۱	مگنتیت ۱	مگنتیت ۱	مگنتیت ۱	مگنتیت ۱	مگنتیت ۱	مگنتیت ۱	کانی / شماره نهشته	
۰.۱۳۸	۰.۰۲۴	۱.۸۵۲	۰.۲۴۰	۰.۳۵۴	۰.۷۷	۰.۰۷	۰.۵۱	۰.۱۱	۰.۳۹۵	۰.۰۰	SiO ₂
۰.۵۰۷	۰.۱۲۲	۰.۷	۰.۸۰	۰.۱۶۹	۰.۹۸	۰.۶۰۰	۰.۷۱	۰.۱۹	۰.۰۰	۰.۹۹۲	TiO ₂
۰.۰۵۸	۰.۰۵۳	۰.۱۲۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰۷	۰.۱۰	۰.۳۱	۰.۰۰	۰.۴۶	۰.۰۰	Al ₂ O ₃
۰.۱۱۴	۰.۰۰۵	۰.۰۰	۰.۲۰	۰.۰۵۴	۰.۳۱	۰.۱۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰۶	Cr ₂ O ₃
۸۵.۸۷	۸۹.۸۶	۸۳.۷۸	۹۰.۳۹	۹۰.۳۴	۹۰.۲۶	۸۷.۰۹	۸۷.۸۳	۹۰.۳۶	۸۹.۶۷	۸۹.۳۱	FeO
۰.۲۲	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۹۰	۰.۸۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۳۱	۰.۲۳	۰.۸۴	MnO
۰.۲۲	۰.۲۰	۰.۶۰	۰.۰۰	۰.۳۷	۰.۰۰	۰.۵۲	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۱۰	۰.۰۰	MgO
۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۲۳۸	۰.۴۳	۰.۱۰۳	۰.۳۵	۰.۲۶	۰.۳۱	۰.۰۵	۰.۵۵	۰.۰۰۲	CaO
۰.۱۰۴	۰.۳۶۲	۰.۲۷۹	۰.۱۶۳	۰.۱۲۱	۰.۱۳۵	۰.۰۰	۰.۱۴۱	۰.۰۰	۰.۰۰۳	۰.۱۷۲	V ₂ O ₃
۰.۰۱۸	۰.۰۱۰	۰.۰۱۶	۰.۰۱۲	۰.۰۱۹	۰.۰۱۷	۰.۰۱۶	۰.۰۱۹	۰.۰۱۶	۰.۰۱۶	۰.۰۱۳	NiO
۰.۰۱۰	۰.۰۲۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۲۹	۰.۲۳	۰.۳۴	ZnO
۹۰.۸۶	۹۰.۴۸	۸۹.۴۳	۹۰.۷۶	۹۱.۳۰	۹۰.۷۵	۸۹.۸۲	۹۰.۱۷	۹۰.۴۵	۹۰.۲۲	۹۰.۵۸	مجموع
۰.۳۰	۰.۲۸	۰.۶۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۵	۰.۱۶	۰.۰۰	۰.۲۴	۰.۰۰	Al
۰.۰۱۷	۰.۰۱۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۷۰	۰.۶۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۲۴	۰.۱۷	۰.۶۵	Mn
۰.۳۰۴	۰.۰۷۹	۰.۴۲	۰.۴۸	۰.۱۰۱	۰.۵۸	۰.۳۵۹	۰.۴۲	۰.۱۱	۰.۰۰	۰.۵۹۵	Ti
۰.۰۷۰	۰.۲۴۶	۰.۱۸۹	۰.۱۱۱	۰.۸۲	۰.۹۲	۰.۰۰	۰.۹۶	۰.۰۰	۰.۰۰۲	۰.۱۷	V
۰.۰۱۷	۰.۰۱۳	۰.۰۱۹	۰.۰۱۶	۰.۱۵	۰.۱۹	۰.۰۱۷	۰.۰۱۸	۰.۰۱۳	۰.۰۱۲	۰.۰۱۵	Ni

ادامہ جدول ۱

[illegible]

آیات

مگنتیت دیده می‌شود (شکل ۳ الف). ترکیب شیمیایی کانی آپاتیت با استفاده از روش ریزکاو الکترونی اندازه‌گیری و در جدول ۲ ارائه شده است. تصاویر الکترونی پس پراکنده (BSE) از مقاطع نازک- صیقلی جزئیات بیشتری را در مورد توزیع فازها، ترکیبات شیمیایی و پستی و بلندی نمونه در اختیار قرار می‌دهند. این تصاویر دو بعدی هستند و تفاوت‌های عدد اتمی در یک نمونه را نشان می‌دهند. تفاوت بین دو فاز بیشتر ناشی از غلظت‌های متفاوت عناصر در آن‌هاست، به طوریکه مناطق روشن‌تر جرم اتمی سنگین‌تری نسبت به مناطق تیره دارند. REE ها وزن اتمی بالایی دارند و الکترون‌های برگشتی بیشتری تولید می‌کنند، بنابراین آپاتیت با مقادیر بالای REE در تصویر

آپاتیت دارای فرمول عمومی $A_2(XO_4)_3Z$ است که جایگاه A توسط Y^{+3} , Eu^{+2} , Cd^{+2} , Fe^{+2} , Mn^{+2} , Mg^{+2} , Ba^{+2} , Sr^{+2} و REE؛ جایگاه X توسط P^{+5} به صورت Si^{+4} , As^{+5} , V^{+5} , PO_4 و S^{+6} و جایگاه Z توسط F^- , Cl^- و OH^- اشغال می‌شود [۸].

این کانی مهم‌ترین کانی میزبان عناصر خاکی نادر و شاخص‌ترین کانی غیرفلزی در کانسار لکه‌سیاه است. در نمونه‌های دستی، آپاتیت با رنگ سبز تا زیتونی اغلب همراه با پوششی از اکسید آهن قرمز رنگ به صورت نیمه شکل‌دار تا خوش‌وجه، شفاف تا نیمه شفاف و گاهی دارای میانبراهایی از کانی‌های دیگر با ابعاد بیشینه چند سانتیمتر (تا ۵ سانتیمتر) در زمینه

کند. مقدار SrO بین ۰/۰۲۶ تا ۰/۰۷۲ درصد وزنی، FeO بین ۰/۰۴ تا ۰/۹۵ درصد وزنی، ThO₂ بین ۰/۰۰۱ تا ۰/۰۲۵ درصد وزنی و TiO₂ از ۰/۰۰۷ تا ۰/۰۴ درصد وزنی تغییر می‌کند. $\sum REE$ در آپاتیت‌های لکه‌سیاه غلظتی بین ۱/۶۵ تا ۳/۲۷ درصد وزنی دارند، به طوری که مقدار $\sum LREE$ بین ۱/۴۰ تا ۲/۵۱ درصد وزنی و $\sum HREE$ بین ۰/۲۵ تا ۰/۷۶ درصد وزنی است. نتایج نشان می‌دهد که مقدار فلئور در آپاتیت از ۲/۷۵ تا ۳/۷۸ و مقدار کلر از ۰/۲۵ تا ۱/۰۲ درصد وزنی متغیر است.

روشن‌تر ظاهر می‌شود، در حالی که قسمت‌های تیره تهی از REE هستند. در تصاویر BSE تهیه شده نیز آپاتیت‌ها الگوی منطقه‌بندی نامنظمی از فازهای تیره و روشن نشان می‌دهند که در آن، قسمت‌های تیره نسبت به قسمت‌های روشن میانبارهای بیشتری از کانی مونازیت دارند. در این کانی، مقدار CaO بین ۵۲/۶۸ تا ۵۷/۰۲ درصد وزنی، P₂O₅ بین ۴۱/۱۹ تا ۴۲/۸۳ درصد وزنی و Na₂O بین ۰/۰۶ تا ۰/۵۱ درصد وزنی در تغییر است. Ce₂O₃ فراوان‌ترین اکسید فلزی ویژه در آپاتیت- هاست که مقدار آن بین ۰/۰۷ تا ۱/۳۳ درصد وزنی تغییر می‌

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزکالوکترونی کانی آپاتیت در کانسار لکه‌سیاه (برحسب درصد وزنی).

کانی	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶
P ₂ O ₅	۴۱/۲۲	۴۲/۹۰	۴۱/۷۰	۴۱/۲۶	۴۲/۹۱	۴۱/۳۵	۴۲/۳۲	۴۱/۹۱	۴۱/۳۲	۴۲/۸۳	۴۱/۶۹	۴۱/۶۶	۴۱/۱۹	۴۲/۰۴	۴۲/۲۲	۴۱/۳۰
TiO ₂	۰/۰۱۰	۰/۰۴۰	۰/۰۱۲	۰/۰۰۷	۰/۰۱۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰	۰/۰۳۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱۵	۰/۰۱۲	۰/۰۲۱	۰/۰۳۷	۰/۰۲۱	۰/۰۰
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲۰	۰/۰۱۶	۰/۰۰	۰/۰۶۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱۳	۰/۰۴۶	۰/۰۱۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Y ₂ O ₃	۰/۱۱۰	۰/۰۴۷	۰/۲۱۰	۰/۱۹۰	۰/۲۰۰	۰/۱۷۰	۰/۱۲۰	۰/۱۴۰	۰/۱۹۰	۰/۱۷۰	۰/۱۳۰	۰/۱۸۰	۰/۱۹۰	۰/۱۵۰	۰/۱۹۰	۰/۱۷۰
La ₂ O ₃	۰/۱۱۷	۰/۰۴۷	۰/۵۴۰	۰/۵۷۰	۰/۴۹۰	۰/۵۴۰	۰/۹۰۰	۰/۵۴۰	۰/۶۱۰	۰/۰۷۰	۰/۳۴۰	۰/۳۸۰	۰/۳۴۰	۰/۱۹۰	۰/۳۵۰	۰/۴۰۰
Ce ₂ O ₃	۱/۱۲۴	۰/۰۷۳	۱/۳۳۰	۱/۲۹۰	۱/۲۷۰	۱/۲۲۰	۰/۴۲۰	۱/۳۱۰	۱/۴۶۰	۰/۳۶۰	۰/۸۹۰	۰/۰۷۰	۰/۸۵۰	۰/۷۱۰	۰/۹۹۰	۱/۰۶۰
Pr ₂ O ₃	۰/۱۸۸	۰/۱۰۳	۰/۱۸۰	۰/۲۰۴	۰/۲۶۲	۰/۲۷۰	۰/۱۵۹	۰/۲۴۹	۰/۲۲۶	۰/۱۸۷	۰/۱۶۰	۰/۱۹۹	۰/۱۷۲	۰/۱۱۹	۰/۲۴۶	۰/۱۷۹
Nd ₂ O ₃	۰/۳۴۶	۰/۰۴۸	۰/۴۱۸	۰/۴۳۰	۰/۴۰۵	۰/۳۹۸	۰/۲۲۹	۰/۴۰۶	۰/۴۱۹	۰/۱۶۰	۰/۳۰۵	۰/۳۵۸	۰/۳۳۷	۰/۲۶۶	۰/۳۵۵	۰/۳۹۴
SmO	۰/۰۴۷	۰/۰۳۷	۰/۰۷۳	۰/۰۳۶	۰/۰۷۳	۰/۰۴۳	۰/۰۰	۰/۰۸۴	۰/۱۰۷	۰/۰۵۲	۰/۰۴۷	۰/۰۴۱	۰/۰۱۵	۰/۰۵۶	۰/۰۳۶	۰/۰۷۸
Sm ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵۸	۰/۰۱۹	۰/۰۵۸	۰/۰۲۷	۰/۰۰	۰/۰۶۹	۰/۰۹۱	۰/۰۴۹	۰/۰۳۶	۰/۰۲۷	۰/۰۰۴	۰/۰۴۸	۰/۰۲۳	۰/۰۶۶
EuO	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
Eu ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴۷	۰/۰۱۰	۰/۰۲۰	۰/۰۴۵	۰/۰۶۸	۰/۰۹۸	۰/۰۵۶	۰/۱۴۷	۰/۰۰۸	۰/۱۴۶	۰/۱۰۰	۰/۲۱۰	۰/۱۳۲	۰/۰۶۶
Gd ₂ O ₃	۰/۰۷۵	۰/۰۵۴	۰/۰۷۴	۰/۰۴۹	۰/۰۱۶	۰/۰۳۵	۰/۰۷۹	۰/۰۰۸	۰/۰۶۴	۰/۰۳۵	۰/۰۵۰	۰/۰۳۳	۰/۰۴۱	۰/۰۹۲	۰/۰۷۲	۰/۰۹۳
Tb ₂ O ₃	۰/۰۳۳	۰/۰۰	۰/۰۱۷	۰/۰۲۴	۰/۰۲۲	۰/۰۳۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶۶	۰/۰۴۹	۰/۰۴۰	۰/۰۰	۰/۰۱۷	۰/۰۰
Dy ₂ O ₃	۰/۱۱۶	۰/۱۱۷	۰/۰۷۳	۰/۰۰	۰/۱۱۱	۰/۰۵۰	۰/۰۸۹	۰/۰۱۳	۰/۰۶۳	۰/۰۰	۰/۱۴۵	۰/۰۶۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۴۵	۰/۰۰
Ho ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰	۰/۰۷۴	۰/۰۱۰۴	۰/۰۱۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰۸	۰/۰۶۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۲۷	۰/۰۲۲	۰/۱۱۰	۰/۰۹۴	۰/۰۷۵
Er ₂ O ₃	۰/۲۵۰	۰/۰۸۰	۰/۳۳۷	۰/۰۵۵	۰/۲۶۹	۰/۲۹۷	۰/۲۵۶	۰/۱۶۳	۰/۱۲۵	۰/۰۶۶	۰/۲۷۷	۰/۱۴۴	۰/۲۹۹	۰/۰۰	۰/۲۶۱	۰/۱۸۶
Tm ₂ O ₃	۰/۰۱۶	۰/۰۲۱	۰/۰۴۱	۰/۰۷۵	۰/۰۲۱	۰/۰۴۲	۰/۰۱۶	۰/۰۴۷	۰/۰۰	۰/۱۰۵	۰/۰۶۱	۰/۰۷۰	۰/۱۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۴۷	۰/۰۳۱
Yb ₂ O ₃	۰/۰۹۱	۰/۰۰۸	۰/۰۳۵	۰/۰۶۸	۰/۱۲۲	۰/۰۵۹	۰/۰۷۷	۰/۰۷۲	۰/۰۹۹	۰/۰۰	۰/۱۰۴	۰/۰۴۵	۰/۱۰۰	۰/۰۳۸	۰/۰۶۵	۰/۰۸۴
Lu ₂ O ₃	۰/۰۹۳	۰/۱۱۴	۰/۰۷۵	۰/۰۰	۰/۱۰۱	۰/۰۰	۰/۱۳۸	۰/۲۷۲	۰/۰۹۵	۰/۱۲۰	۰/۱۸۵	۰/۳۷۴	۰/۱۸۲	۰/۱۳۶	۰/۱۴۲	۰/۱۸۳
SrO	۰/۰۵۲	۰/۰۴۷	۰/۰۴۷	۰/۰۵۲	۰/۰۳۱	۰/۰۵۵	۰/۰۴۴	۰/۰۵۱	۰/۰۷۱	۰/۰۲۶	۰/۰۵۲	۰/۰۵۲	۰/۰۵۴	۰/۰۴۵	۰/۰۴۲	۰/۰۵۵
ThO ₂	۰/۰۱۲	۰/۰۰۳	۰/۰۱۰	۰/۰۲۴	۰/۰۴۱	۰/۰۱۹	۰/۰۰	۰/۰۰۹	۰/۰۱۰	۰/۰۲۵	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱۷	۰/۰۱۲
CaO	۵۳/۴۵	۵۷/۰۲	۵۲/۷۷	۵۲/۹۳	۵۳/۰۹	۵۳/۱۵	۵۴/۵۱	۵۲/۶۸	۵۲/۶۸	۵۵/۲۷	۵۳/۳۵	۵۳/۷۶	۵۳/۵۴	۵۴/۵۲	۵۳/۶۵	۵۲/۹۳
FeO	۰/۰۷۶	۰/۰۴۵	۰/۱۱۷	۰/۰۶۴	۰/۰۹۴	۰/۰۵۰	۰/۰۰	۰/۱۱۹	۰/۰۸۶	۰/۰۱۶	۰/۰۸۳	۰/۰۹۲	۰/۲۵۳	۰/۹۵۷	۰/۱۱۹	۰/۰۸۰
Na ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۴۴	۰/۱۳۳	۰/۴۷۴	۰/۵۱۸	۰/۰۶۶	۰/۲۸۴	۰/۳۵۹	۰/۳۰۰	۰/۱۵۳	۰/۳۵۸	۰/۴۰۷
F	۳/۳۵۵	۳/۷۸۱	۳/۱۸۹	۳/۲۱۸	۳/۱۹۶	۳/۳۶۴	۳/۷۸۲	۳/۵۱۲	۳/۰۳۹	۳/۴۲۳	۳/۳۷۳	۳/۰۸۵	۳/۱۷۰	۲/۷۵۸	۲/۷۸۸	۳/۱۲۰
Cl	۱/۰۲۱	۰/۱۲۷	۰/۷۹۵	۰/۹۰۰	۰/۸۵۳	۰/۸۱۹	۰/۶۲۷	۰/۸۰۴	۰/۹۹۶	۰/۲۵۴	۰/۸۳۲	۰/۶۹۱	۰/۶۲۷	۰/۴۵۵	۰/۶۳۸	۰/۶۱۵
OH*	۰/۸۱۸	۱/۰۱۶	۰/۹۲۸	۰/۸۸۴	۰/۹۳۱	۰/۸۷۲	۰/۸۴۶	۰/۸۴۴	۰/۹۰۲	۱/۰۵۷	۰/۸۷۴	۰/۹۹۳	۰/۹۸۲	۱/۱۶۰	۱/۰۹۳	۰/۹۹۴
مجموع	۱۰۰/۱۸	۱۰۴/۷	۱۰۲/۱	۱۰۱/۵	۱۰۲/۷	۱۰۲/۶	۱۰۳/۰	۱۰۲/۹	۱۰۲/۳	۱۰۳/۲	۱۰۲/۵	۱۰۲/۸	۱۰۱/۸	۱۰۲/۸	۱۰۲/۹	۱۰۱/۵
-O=F	۱/۴۱۲	۱/۵۹۲	۱/۳۴۲	۱/۳۵۵	۱/۳۴۶	۱/۴۱۶	۱/۵۹۲	۱/۴۷۹	۱/۲۷۹	۱/۴۴۱	۱/۴۲۰	۱/۲۹۹	۱/۳۳۵	۱/۱۶۱	۱/۱۷۳	۱/۳۱۳
-O=Cl	۰/۲۲۰	۰/۰۲۸	۰/۱۷۹	۰/۲۰۳	۰/۱۹۲	۰/۱۸۴	۰/۱۴۱	۰/۱۸۱	۰/۲۲۴	۰/۰۵۷	۰/۱۸۷	۰/۱۵۵	۰/۱۴۱	۰/۱۰۲	۰/۱۴۴	۰/۱۳۸
مجموع(F,Cl)	۱۰۰/۶	۱۰۳/۱	۱۰۰/۷	۱۰۰/۲	۱۰۲/۳	۱۰۱/۱	۱۰۱/۵	۱۰۱/۵	۱۰۰/۹	۱۰۲/۱	۱۰۱/۰	۱۰۱/۷	۱۰۰/۶	۱۰۲/۰	۱۰۱/۹	۱۰۰/۲

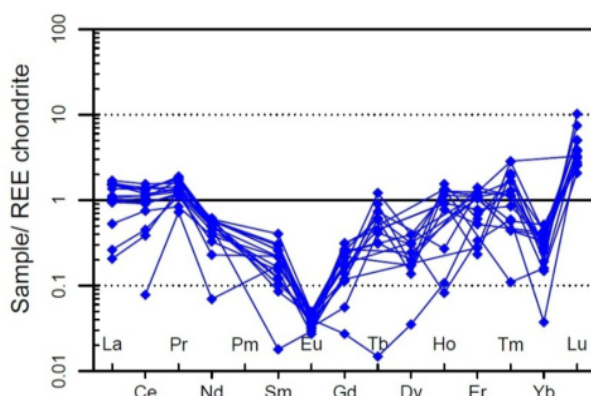
OH*=Calculated

فلئور به دلیل ضریب جدایش بالا در مذاب غنی از آهن متمرکز شده [۲۴]، سپس وارد سیال‌های گرمایی شده و به صورت آپاتیت غنی از F (فلئورآپاتیت) ته‌نشین می‌شود. بنابراین غلظت به نسبت بالای فلئور در آپاتیت‌های لکه‌سیاه می‌تواند ناشی از دخالت و درگیری فعالیت‌های گرمایی- ماگمایی در این ناحیه باشد. شکل‌گیری آپاتیت‌های غنی از فلئور تنها به مقدار کمی از فلئور در فاز سیال نیاز دارد ($a_{HF}/a_{H_2O} < 10^{-4}$)، در حالی که سیال‌های با فعالیت مشابه برای کلر ($a_{HCl}/a_{H_2O} < 10^{-6}$) آپاتیت غنی از کلر نمی‌سازد. این امر توضیح می‌دهد که چرا بیشتر آپاتیت‌ها در محیط‌های گرمایی غنی از فلئور هستند، حتی اگر فعالیت کلر در سیال نسبت به فلئور بیشتر باشد. مقدار Sr در آپاتیت‌های لکه‌سیاه بین ۰/۰۲ تا ۰/۰۶ درصد وزنی است که در مقایسه با آپاتیت‌های وابسته به ذخایر کربناتی با مقدار Sr بیش از ۰/۲۵ درصد وزنی بسیار کم است و این امر می‌تواند دلیلی بر عدم وابستگی این کانی به ماگماهای کربناتی باشد [۲۵]. همچنین غلظت پایین Sr در آپاتیت می‌تواند ناشی از فرآیند جدایش پلاژیوکلاز از ماگما باشد [۲۵]. در شکل ۴ الگوی توزیع عناصر خاکی نادر کانی آپاتیت ارائه شده است. چنان که دیده می‌شود الگوی توزیع REE بدون غنی‌شدگی مشخص از LREE و HREE است.

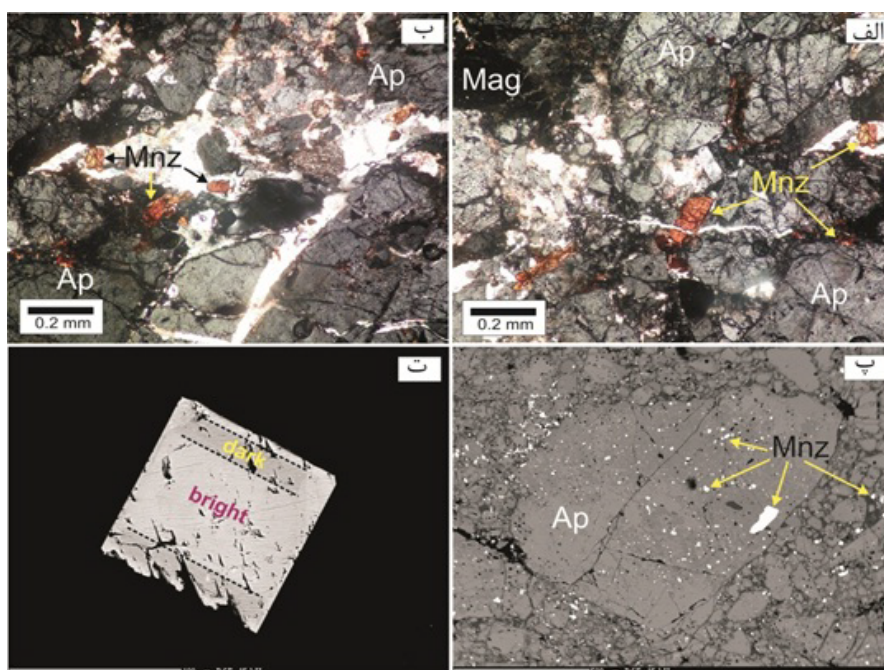
مونازیت

مونازیت دارای ترکیب اسمی $(LREE)(PO_4)$ است که LREE (بیشتر La+Ce+Nd) معمولاً ۷۵ درصد از کل نسبت‌های کاتیونی را در ساختار آن تشکیل می‌دهند. در بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده، مونازیت به صورت میانبار در بلورهای آپاتیت و به رنگ قرمز اخرايي تا خرمایی رنگ با ابعاد ۵۰ تا ۲۵۰ میکرون در کانی یا در شکستگی‌های ثانویه آن به همراه کلسیت ته‌نشست شده‌اند. بلورها نیمه خودشکل تا خوش‌وجه و بدون جهت‌یابی هستند و بلورهایی که در شکستگی‌ها رشد کرده‌اند دچار خرد شدگی شده‌اند (شکل‌های ۵ الف و ب) در تصاویر BSE، بلور مونازیت سفید رنگ درون آپاتیت خاکستری رنگ دیده می‌شود که در محل تلاقی شکستگی‌ها به طور قابل ملاحظه‌ای رشد کرده است و این پدیده نقش شکستگی‌ها را در عبور محلول‌های سازنده این کانی نشان می‌دهد. در برخی از تصاویر با بزرگنمایی بالا،

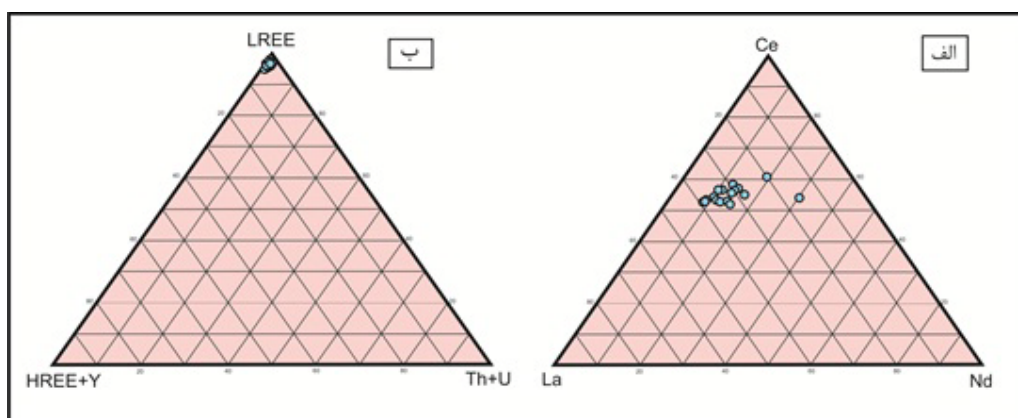
منطقه‌بندی نمایانی در بلورهای مونازیت دیده می‌شود. تجزیه ریزکوالکترونی نشان داده است که قسمت‌های تیره مقادیر SiO_2 ، CaO ، SrO و SO_3 بیشتری نسبت به قسمت‌های روشن دارند (شکل‌های ۵ پ و ت). نتایج تجزیه ریزکوالکترونی این کانی در جدول ۳ ارائه شده است. مقدار P_2O_5 در این کانی بین ۲۸/۲۵ تا ۳۰/۴۶ با میانگین ۲۹/۵۸ است. Ce_2O_3 با مقدار ۳۲/۲۱ تا ۳۵/۳۶؛ و میانگین ۳۳/۸۲ درصدوزنی فراوان‌ترین اکسید فلزی کمیاب در این کانی است، به طوریکه می‌توان مونازیت‌های این منطقه را مونازیت‌های سریم‌دار نامید. La_2O_3 با مقادیر ۱۷/۰۱ تا ۲۴/۷۱ و میانگین ۱۹/۸۳ و Nd_2O_3 با گستره ۵/۳۲ تا ۱۸/۱۳ و میانگین ۸/۰۶ درصد وزنی، سپس از Ce_2O_3 به ترتیب فراوان‌ترین اکسیدهای عناصر خاکی نادر در مونازیت‌ها هستند. ThO_2 تغییراتی بین ۰/۰۵ تا ۰/۳۶ و میانگینی برابر با ۰/۱۸ درصد وزنی دارد. مونازیت با ThO_2 کمتر از ۱ درصد وزنی دارای خاستگاه گرمایی و با $ThO_2 < ۳$ درصد وزنی دارای خاستگاه ماگمایی است [۲۶]. با توجه به مقدار Th در مونازیت‌های لکه‌سیاه، خاستگاه آن‌ها گرمایی است. عناصر La، Ce، Pr، Sm و Eu در ساختار مونازیت و عناصر Ho، Er، Tm، Yb، Lu در زئوتیم غنی می‌شوند [۲۷]. براساس نمودارهای سه‌تایی La-Ce-Nd و HREE+Y-LREE-Th+U [۲۸]، ترکیب شیمیایی آن‌ها بررسی شد. در نمودار سه‌تایی La-Ce-Nd (شکل ۶ الف)، نمونه‌های مونازیت بیشتر به قطب Ce نزدیک هستند و این نشان دهنده غلظت بیشتر عنصر Ce در این کانی است. در نمودار HREE+Y-LREE-Th+U (شکل ۶ ب)، همه مونازیت‌های مورد بررسی در قطب LREE جمع شده‌اند که نشانه پیروی این نمونه‌ها از فرمول عمومی مونازیت است. الگوی توزیع عناصر خاکی نادر به‌نچار شده با کندریت [۲۹] در شکل ۷ نشان داده شده است. براساس این شکل، مونازیت‌های لکه‌سیاه دارای ته‌شدگی در عناصر Yb، Dy و Eu و غنی-شدگی در Tm و LREE‌ها هستند. نسبت‌های بالای $(La/Ce)_{cn}$ (۰/۸۶ تا ۱/۹۱)، $(La/Nd)_{cn}$ (۱/۰۱ تا ۸/۴۵) و $(La/Sm)_{cn}$ (۲/۶۳ تا ۴۳/۸۵) نشان دهنده درجه بالای جدایش LREE در مونازیت‌های کانسار لکه‌سیاه است.



شکل ۴ الگوی توزیع عناصر خاکی نادر در کانی آپاتیت، بهنجار شده با کندریت [۲۹].



شکل ۵ الف و ب) تصاویر میکروسکوپی نور عبوری از موناژیت‌های خرمایی رنگ در شکستگی‌های آپاتیت (XPL)، پ) تصویر BSE از میانبرهای پراکنده موناژیت با ابعاد مختلف در بلور آپاتیت و ت) تصویر BSE نزدیک از منطقه‌بندی تیره و روشن در بلور موناژیت با ابعاد تقریبی ۱۰۰ میکرون. (Mag: مگنتیت، Ap: آپاتیت و Mnz: موناژیت).



شکل ۶ ترکیب موناژیت‌های لکه‌سیاه در الف) نمودار La-Ce-Nd و ب) نمودار HREE+Y-LREE+Th+U [۲۸].

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزکاوالکترونی کانی مونازیت در کانسار لکه‌سیاه (برحسب درصد وزنی).

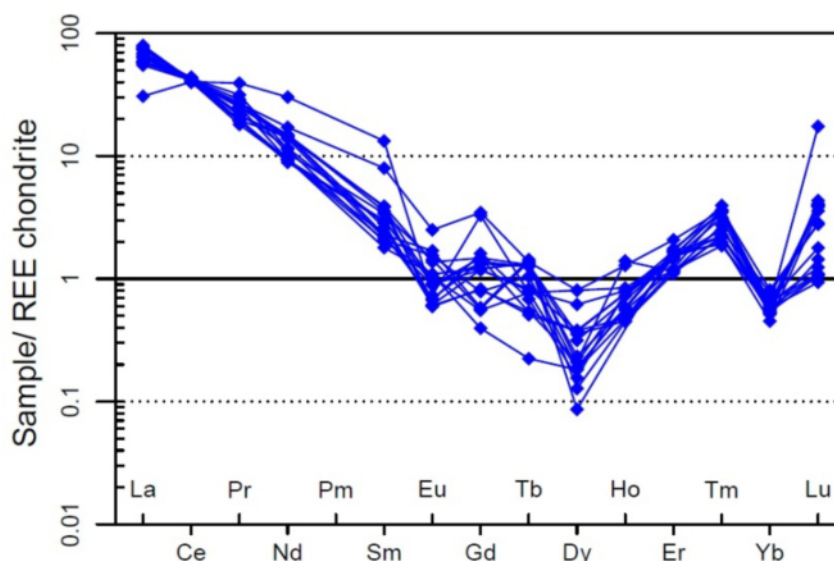
بخش/کانی	مونازیت روشن	مونازیت تیره	مونازیت تیره	مونازیت روشن	تیره مونازیت	روشن مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت
P ₂ O ₅	۳۰٫۲۶	۲۹٫۲۳	۲۹٫۵۳	۲۹٫۷۱	۲۸٫۸۴	۲۹٫۲۷	۲۹٫۰۱	۳۰٫۲۴	۲۸٫۲۵
PbO	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷
ThO ₂	۰٫۰۷۰	۰٫۰۶۵	۰٫۲۱۸	۰٫۰۷۲	۰٫۱۴۰	۰٫۲۶۱	۰٫۰۵۱	۰٫۲۶۱	۰٫۱۹۲
UO ₂	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۰	۰٫۰۱۹	۰٫۰۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۰
Y ₂ O ₃	۰٫۲۴۴	۰٫۲۸۰	۰٫۲۸۸	۰٫۴۲۰	۰٫۷۱۰	۰٫۳۰۰	۰٫۶۸۱	۰٫۶۳۲	۰٫۲۹۸
La ₂ O ₃	۲۴٫۷۱	۲۳٫۱۵	۱۹٫۷۰	۱۷٫۶۴	۱۸٫۱۳	۱۷٫۸۶	۲۲٫۷۴	۲۱٫۳۶	۲۳٫۹۸
Ce ₂ O ₃	۳۳٫۵۵	۳۲٫۷۳	۳۴٫۳۸	۳۵٫۳۰	۳۳٫۲۹	۳۴٫۸۰	۳۴٫۲۵	۳۵٫۳۶	۳۳٫۲۳
Pr ₂ O ₃	۲٫۴۱۴	۲٫۳۴۳	۲٫۷۱۱	۳٫۱۰۰	۳٫۰۳۲	۳٫۰۶۳	۳٫۵۱۴	۲٫۳۶۵	۳٫۰۶۵
Nd ₂ O ₃	۵٫۶۲۹	۵٫۶۴۶	۶٫۹۶۵	۸٫۹۴۰	۸٫۵۲۳	۸٫۹۰۶	۶٫۳۲۱	۵٫۳۲۶	۵٫۵۹۹
Sm ₂ O ₃	۰٫۳۴۹	۰٫۴۴۴	۰٫۵۵۴	۰٫۶۹۰	۰٫۷۶۰	۰٫۷۵۱	۰٫۶۶۳	۰٫۵۷۳	۰٫۴۰۲
Eu ₂ O ₃	۰٫۰۷۹	۰٫۱۲۴	۰٫۰۴۴	۰٫۰۴۹	۰٫۱۰۰	۰٫۰۶۶	۰٫۱۰۵	۰٫۰۷۶	۰٫۱۱۳
Gd ₂ O ₃	۰٫۱۰۲	۰٫۱۵۰	۰٫۲۱۰	۰٫۴۱۰	۰٫۳۸۲	۰٫۳۰۵	۰٫۱۴۶	۰٫۱۴۳	۰٫۲۰۳
Tb ₂ O ₃	۰٫۰۱۰	۰٫۰۶۸	۰٫۰۲۵	۰٫۰۳۰	۰٫۰۶۱	۰٫۰۳۹	۰٫۰۶۵	۰٫۰۳۶	۰٫۰۴۹
Dy ₂ O ₃	۰٫۰۵۸	۰٫۰۲۷	۰٫۰۶۸	۰٫۰۵۰	۰٫۱۱۴	۰٫۱۲۲	۰٫۰۴۱	۰٫۰۵۸	۰٫۰۶۱
Ho ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۰۰	۰٫۰۵۰	۰٫۰۳۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳۲	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۹
Er ₂ O ₃	۰٫۲۴۶	۰٫۳۶۸	۰٫۲۳۹	۰٫۳۵۰	۰٫۳۱۶	۰٫۳۱۹	۰٫۲۳۲	۰٫۳۵۳	۰٫۲۵۳
Tm ₂ O ₃	۰٫۰۶۰	۰٫۱۱۲	۰٫۰۸۸	۰٫۰۷۰	۰٫۱۱۷	۰٫۰۶۴	۰٫۰۷۲	۰٫۱۲۸	۰٫۱۱۴
Yb ₂ O ₃	۰٫۱۲۳	۰٫۱۱۱	۰٫۱۰۷	۰٫۱۳۰	۰٫۱۳۳	۰٫۰۹۴	۰٫۱۲۱	۰٫۱۱۲	۰٫۱۲۵
Lu ₂ O ₃	۰٫۰۳۴	۰٫۱۲۷	۰٫۱۳۹	۰٫۰۵۰	۰٫۰۳۹	۰٫۱۱۴	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۴	۰٫۰۵۶۱
SO ₃	۰٫۴۱۴	۱٫۲۸۶	۰٫۹۳۶	۰٫۴۵۰	۱٫۴۶۵	۰٫۷۲۸	۰٫۴۰۱	۰٫۵۰۲	۰٫۴۳۱
CaO	۰٫۴۰۰	۱٫۵۵۶	۱٫۰۴۳	۰٫۵۶۰	۱٫۶۵۸	۰٫۶۰۶	۰٫۵۱۲	۰٫۵۷۵	۰٫۵۳۲
SrO	۰٫۰۰۱	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۰	۰٫۰۷۱	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۸	۰٫۰۲۰
SiO ₂	۰٫۲۹۰	۰٫۴۰۰	۰٫۴۷۰	۰٫۷۴۰	۰٫۶۸۰	۱٫۰۴۰	۰٫۲۱۰	۰٫۲۶۰	۰٫۴۶۰
As ₂ O ₅	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴۱	۰٫۱۷۳	۰٫۰۵۱	۰٫۰۲۱	۰٫۱۶۳
K ₂ O	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۳
مجموع	۹۹٫۱۱	۹۸٫۳۱	۹۸٫۱۹	۹۸٫۹۲	۹۸٫۷۰	۹۸٫۹۷	۹۹٫۳۱	۹۸٫۵۴	۹۸٫۲۰

ادامه جدول ۳

کانی	مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت
P ₂ O ₅	۳۰٫۳۹	۲۹٫۱۳	۲۹٫۴۳	۳۰٫۴۶	۳۰٫۲۸	۲۹٫۷۶	۲۹٫۱۳	۲۹٫۹۷
PbO	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱۸	۰٫۰۰
ThO ₂	۰٫۲۵۳	۰٫۲۰۹	۰٫۱۵۲	۰٫۲۴۹	۰٫۲۴۳	۰٫۰۶۷	۰٫۳۶۹	۰٫۲۴۰
UO ₂	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۰	۰٫۰۱۸	۰٫۱۹۶	۰٫۱۹۱	۰٫۱۲۰	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۲
Y ₂ O ₃	۰٫۲۳۹	۰٫۳۴۸	۰٫۷۰۰	۰٫۶۰۹	۰٫۲۷۲	۰٫۳۲۱	۱٫۰۴۱	۰٫۵۲۹
La ₂ O ₃	۲۱٫۲۳	۲۰٫۳۶	۲۳٫۹۸	۱۸٫۴۱	۱۷٫۸۹	۱۹٫۶۰	۱۷٫۰۱	۹٫۵۲
Ce ₂ O ₃	۳۲٫۲۱	۳۴٫۵۶	۳۲٫۵۴	۳۴٫۶۸	۳۵٫۰۱	۳۳٫۲۳	۳۳٫۳۹	۳۲٫۴۸
Pr ₂ O ₃	۲٫۳۶۸	۲٫۵۹۸	۲٫۲۰۱	۳٫۸۴۱	۲٫۶۳۲	۳٫۳۲۱	۳٫۲۷۷	۴٫۷۸۳
Nd ₂ O ₃	۸٫۷۹۵	۸٫۶۳۲	۵٫۵۶۳	۶٫۷۹۶	۸٫۳۲۱	۸٫۷۱۲	۱۰٫۲۷۹	۱۸٫۱۳۰
Sm ₂ O ₃	۰٫۴۴۳	۰٫۷۵۳	۰٫۵۸۲	۰٫۳۹۲	۰٫۴۲۱	۰٫۵۱۲	۱٫۵۵۴	۲٫۵۸۵
Eu ₂ O ₃	۰٫۰۵۰	۰٫۰۴۳	۰٫۰۶۷	۰٫۰۸۰	۰٫۰۶۵	۰٫۰۴۵	۰٫۱۸۳	۰٫۰۵۳
Gd ₂ O ₃	۰٫۳۵۶	۰٫۲۱۳	۰٫۳۴۳	۰٫۳۱۳	۰٫۳۸۳	۰٫۳۰۶	۰٫۸۹۴	۰٫۸۵۱
Tb ₂ O ₃	۰٫۰۵۹	۰٫۰۲۴	۰٫۰۵۹	۰٫۰۶۳	۰٫۰۲۵	۰٫۰۳۷	۰٫۰۶۵	۰٫۰۳۶
Dy ₂ O ₃	۰٫۱۰۱	۰٫۱۲۰	۰٫۰۷۵	۰٫۰۶۷	۰٫۱۲۱	۰٫۱۹۸	۰٫۲۵۹	۰٫۲۵۹
Ho ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴۱	۰٫۰۵۲	۰٫۰۳۴	۰٫۰۵۷	۰٫۰۶۰	۰٫۰۹۲
Er ₂ O ₃	۰٫۳۰۳	۰٫۳۲۳	۰٫۳۴۳	۰٫۳۱۱	۰٫۳۱۳	۰٫۲۴۳	۰٫۳۱۴	۰٫۴۳۶
Tm ₂ O ₃	۰٫۱۰۲	۰٫۱۱۵	۰٫۰۶۱	۰٫۰۷۳	۰٫۰۷۲	۰٫۰۷۱	۰٫۰۸۰	۰٫۱۱۷
Yb ₂ O ₃	۰٫۱۱۰	۰٫۱۳۴	۰٫۱۲۰	۰٫۱۰۹	۰٫۱۲۹	۰٫۱۱۶	۰٫۱۶۱	۰٫۱۶۹

ادامه جدول ۳

Lu ₂ O ₃	۰/۰۴۶	۰/۰۳۵	۰/۱۲۴	۰/۱۳۱	۰/۱۲۹	۰/۱۲۴	۰/۰۹۱	۰/۰۸۹
SO ₃	۰/۴۰۰	۰/۳۷۱	۰/۴۳۵	۰/۴۷۰	۰/۸۹۲	۰/۸۱۲	۰/۵۲۰	۰/۲۰۶
CaO	۰/۶۰۱	۰/۵۴۱	۰/۴۱۵	۰/۵۰۱	۰/۵۵۱	۰/۴۳۱	۰/۷۲۶	۰/۵۱۲
SrO	۰/۰۳۰	۰/۰۳۲	۰/۲۰۲	۰/۲۴۳	۰/۳۰۰	۰/۲۰۵	۰/۰۳۵	۰/۰۲۹
SiO ₂	۰/۲۸۰	۰/۰۰۱	۰/۶۵۰	۰/۴۵۰	۰/۴۰۰	۰/۲۲۰	۰/۴۸۰	۰/۲۰۰
As ₂ O ₅	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱۹	۰/۱۶۹	۰/۰۲۰	۰/۰۱۳	۰/۰۳۸	۱/۰۵۲
K ₂ O	۰/۰۰۳	۰/۰۰۹	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴	۰/۰۳۴
مجموع	۹۸/۴۳	۹۸/۶۰	۹۸/۱۵	۹۸/۷۰	۹۸/۷۳	۹۸/۵۶	۱۰۰/۰۳	۱۰۲/۴۰

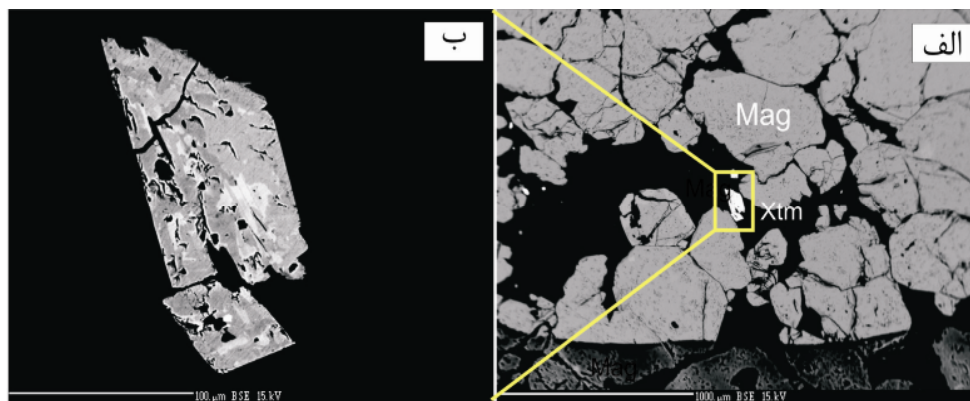


شکل ۷ الگوی توزیع عناصر خاکی نادر در موناژیت‌های منطقه، بهنجار شده با کندریت [۲۹].

زنوتیم

پس از موناژیت، زنوتیم فراوان‌ترین کانی خاکی نادر در کانسار لکه‌سیاه است. زنوتیم اغلب به صورت میانبارهای کوچک با ابعاد ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون، به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار همراه و درون کانسنگ مگنتیت-آپاتیت (شکل‌های ۸ الف و ب) تشکیل شده است. در شکل ۸ ب که با بزرگنمایی بالاتری تهیه شده است، دیده می‌شود که این کانی دارای منطقه‌بندی نامنظم به صورت قسمت‌های تیره و روشن است. در قسمت‌های تیره، مقادیر SO_3 ، Y_2O_3 ، ThO_2 ، CaO ، MgO ، P_2O_5 نسبت به قسمت‌های روشن بیشتر بوده، در حالی که مقدار As_2O_5 در قسمت‌های روشن نسبت به قسمت‌های تیره بیشتر است. مقادیر SiO_2 ، UO_2 ، TiO_2 و FeO در دو قسمت تیره و روشن تقریباً مشابه است و اختلاف قابل توجهی را نشان نمی‌دهند. نتایج مربوط به تجزیه ریزکاوالکترونی کانی زنوتیم در جدول ۴ ارائه شده است.

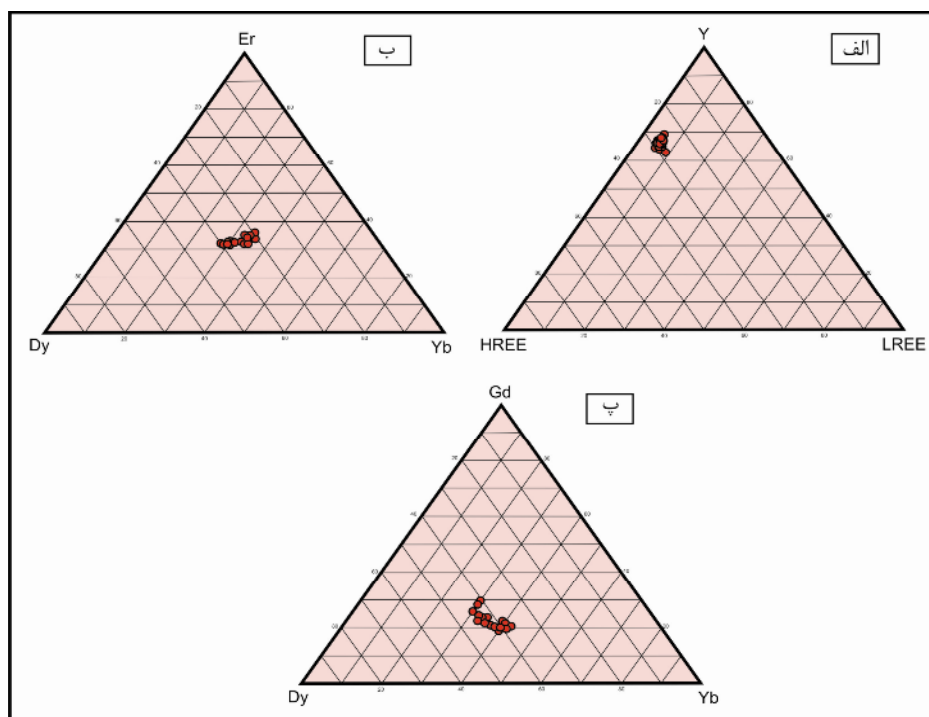
ترکیب اسمی زنوتیم YPO_4 است که ایتريوم ۷۵ تا ۸۵ درصد از کل آن و سایر HREE ها ۱۵ تا ۲۵ درصد کانی را تشکیل می‌دهند. HREE ها در ترکیب زنوتیم اغلب Gd ، Dy ، Er و Yb هستند و بر این اساس می‌توان ترکیب این کانی را در نمودارهای سه‌تایی این عناصر رسم کرد [۲۸]. در نمودار سه تایی HREE-Y-LREE، زنوتیم‌های لکه‌سیاه در نزدیکی قطب Y قرار دارند (شکل ۹ الف)، در حالی که در نمودارهای سه تایی Dy-Er-Yb و Dy-Gd-Yb ، زنوتیم‌های مورد بررسی اغلب در نزدیکی مرکز نمودار هستند (شکل‌های ۹ ب و پ) که نشان دهنده غلظت‌های نسبتاً یکسان این عناصر در ساختار کانی است. رسم الگوی توزیع عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۲۹] در کانی زنوتیم نشان دهنده غنی‌شدگی این کانی از HREE ها نسبت به LREE ها است (شکل ۱۰). همچنین غنی‌شدگی کمتری در عناصر Pr و Sm و تهی‌شدگی در عناصر Ce و Nd دیده می‌شود.



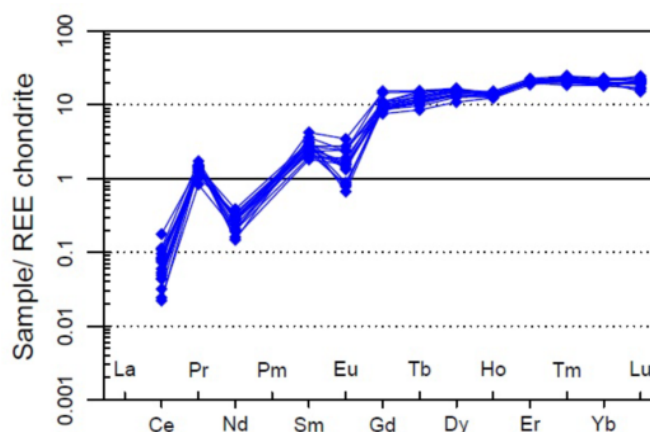
شکل ۸ تصاویر BSE از الف) میانبارهای زنوتیم در کانه مگنتیت. ب) منطقه‌بندی نامنظم بلور زنوتیم به صورت قسمت‌های تیره و روشن. Mag: مگنتیت؛ Xtm: زنوتیم.

جدول ۴ نتایج تجزیه ریز کاوالکترونی کانی زئوتیم در کانسار لکه سیاه (برحسب درصد وزنی).

[illegible]



شکل ۹ ترکیب زئوتیم‌های لکه‌سیاه در الف) نمودار HREE-Y-LREE، ب) نمودار Dy-Er-Yb، و پ) نمودار Dy-Gd-Yb [۲۸].



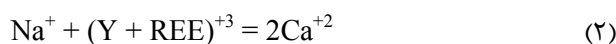
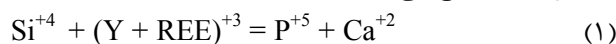
شکل ۱۰ الگوی توزیع عناصر خاکی نادر در کانی زئوتیم، بهنجار شده با کندریت [۲۹].

بحث

اساس شواهد میانبارهای سیال، بافت‌های جانشینی و پهنه‌های دگرنهاده خاستگاه گرمایی را برای آن‌ها ارائه کرده‌اند [۳۲]. در پژوهش‌های اخیر، خاستگاه ماگمایی-گرمایی برای این نوع از کانسارها پیشنهاد می‌شود [۳۰، ۳۳] و همچنین ارتباط زایشی بین کانسارهای IOA و IOCG که در آن کانسارهای IOA به عنوان ریشه‌های عمیق‌تر سیستم‌های IOCG در نظر گرفته می‌شوند تایید می‌گردد. در سال‌های اخیر، تقاضای جهانی برای عناصر خاکی نادر و عنصر Y رشد فراوانی داشته و این امر منجر به پژوهش‌های جدیدی پیرامون ذخایر IOA و IOCG و رفتار انتقال زمین‌شیمیایی و فرآیندهای غنی‌شدگی این

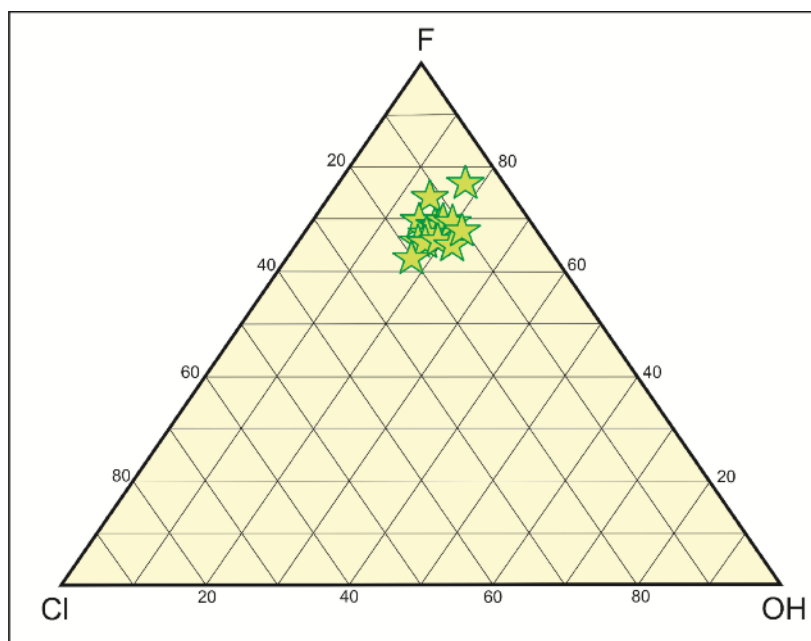
کانسارهای اکسید-آهن آپاتیت از مهم‌ترین منابع آهن، فسفر و سایر عناصر راهبردی (مانند عناصر خاکی نادر، اورانیوم، نقره و کبالت) برای پیشبرد اهداف صنعتی مدرن هستند. این نوع کانسارها دارای ویژگی‌های کانی‌شناسی معمولی شامل مگنتیت با مقدار Ti پایین و مقدار متغیری آپاتیت و نبود یا فراوانی کم کوارتز است [۳۰]. منشأ کانسارهای IOA هنوز مورد بحث است. برخی مدل ماگمایی را برای آن‌ها در نظر گرفته‌اند که دلایل آن ارتباط زایشی نزدیک کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت این نوع با سنگ‌های آذرین است [۳۱]، در حالی که برخی دیگر بر

عناصر در این کانسارها شده است. عناصر خاکی نادر بیشتر طی فرآیندهای زمین‌شناسی اولیه و ثانویه رفتار غیر متحرک از خود نشان می‌دهند. با این حال، این عناصر ممکن است در شرایط زمین‌شیمیایی و ترمودینامیکی ویژه متحرک شوند [۳۴، ۳۵]. فرآیندهای زمین‌شناسی ثانویه مانند کانه‌زایی‌های چند مرحله‌ای، دگرسانی و هوازدگی باعث تغییر عناصر اصلی، باز توزیع عناصر خاکی نادر در کانسارها و در نتیجه تشکیل کانی‌های خاکی نادر می‌شود [۳۶، ۳۷]؛ از این رو، کانی آپاتیت ممکن است در بردارنده میانبارهای فراوانی از مونازیت و زئوتیم شود. آپاتیت‌های آذرین اغلب دارای غلظت‌های بالایی از F نسبت به CI هستند. آپاتیت‌های دارای بیش از ۳/۵ درصد وزنی کلر در سنگ‌های آذرین بسیار کمیاب هستند که علت آن شعاع کوچکتر و قابلیت سازگاری بالاتر F در آپاتیت است [۳۸]. این در حالی است که آنیون بزرگتر CI ترجیحاً وارد فاز سیال می‌شود؛ در نتیجه طی این فرآیند آپاتیت ماگمایی غنی از F و فقیر از CI می‌شود. ماهیت غنی از F آپاتیت می‌تواند نشان دهنده خاستگاه ماگمایی غنی از مواد فرار باشد. در نمودار مثلثی Cl-F-OH (شکل ۱۱) دیده می‌شود که نمونه‌های آپاتیت لکه‌سیاه اغلب از نوع فلئوروآپاتیت هستند که می‌تواند نشان دهنده خاستگاه ماگمایی آن‌ها باشد. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی Sr و Y می‌تواند گستره ترکیبی آپاتیت مربوط به سنگ‌های مختلف را نشان دهد [۲۵]. بر اساس نمودارهای Y - Sr، Mn - Sr و Y - Eu/Eu*، آپاتیت‌های لکه‌سیاه در گستره مربوط به سنگ‌های مافیک و کانسنگ‌های آهن قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). بر اساس بررسی‌های آزمایشگاهی [۳۹]، دگرسانی دگرزه‌ای منجر به حذف ترجیحی یون‌های Na^+ ، Si^{+4} و REE^{+3} از آپاتیت‌های اولیه می‌شود. نبود سدیم و سیلیس در آپاتیت با هسته‌بندی و رشد مونازیت و زئوتیم در ارتباط است. طی این فرایند، انتقال جرم اصلی به واسطه واکنش‌های زیر رخ می‌دهد [۴۰]:

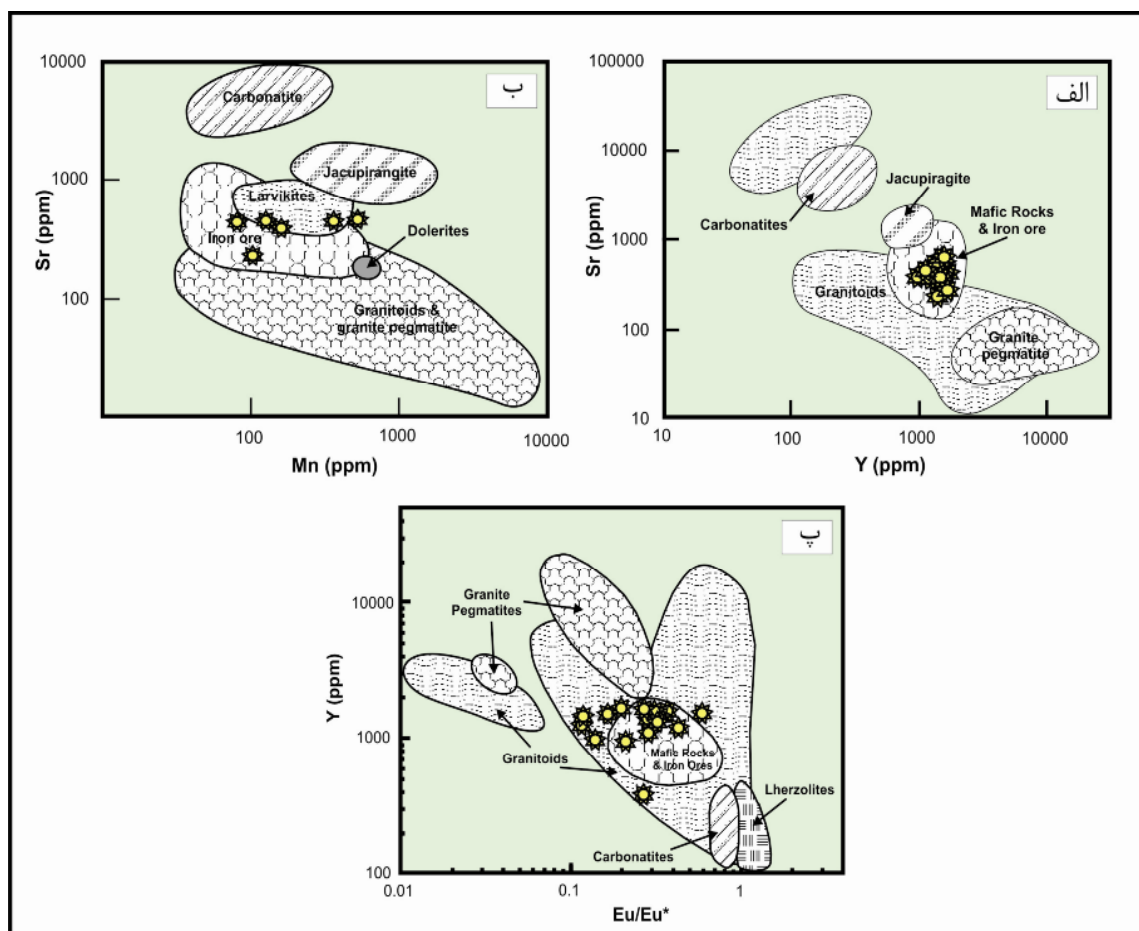


در شرایط گرمایی، REE‌ها با غلظت بالا می‌توانند در محیط اسیدی در سیال‌های غنی از کلرید-فلئورید انتقال یابند [۴۱]. مقدار F سیال مهم است، زیرا با تشکیل لیگاند-فلز بسیار پایدار فلز-فلئورید حل‌پذیری عناصر REE را بهبود می‌بخشد [۴۲]. طی این فرآیند، LREE‌ها ترجیحاً وارد ترکیب مونازیت و

HREE‌ها وارد ترکیب زئوتیم می‌شوند. شکل‌گیری و رشد میانبارهای مونازیت و زئوتیم یا دانه‌ها در راستای لبه و ترک‌ها در آپاتیت در اثر فرآیندهای دوتایی انحلال-ته‌نشینی به هنگام دگرسانی و دگرزه‌ای رخ می‌دهد [۴۳]. فرآیند انحلال-ته‌نشینی یک فرآیند معمول در بسیاری از سیستم‌های گرمایی است که طی آن یک فاز کانیایی در حضور یک سیال واکنشی به‌طور کامل توسط یک فاز مشابه با ترکیبی جدید و یا توسط یک فاز دیگر جانشین می‌شود که این فرآیند به منظور کاهش انرژی آزاد سیستم رخ می‌دهد [۴۳، ۴۴]. انحلال به صورت نامنظم است و باعث افزایش تخلخل و نفوذپذیری بیشتر می‌شود که این پدیده خود باعث انحلال بیشتر خواهد شد. گرچه آپاتیت حلالیت نسبتاً کم دارد، انحلال و ته‌نشینی طبیعی آن در نمونه‌ها دیده شده است [۴۵]. افزایش نفوذپذیری (تخلخل) یک ویژگی معمول فرآیند انحلال-ته‌نشینی است که برای گسترش بیشتر انحلال درون کانی ضروری است [۴۶]. در آپاتیت‌های لکه‌سیاه، کانی‌های مونازیت و زئوتیم بیشتر در شکستگی‌های آپاتیت و مگنتیت دیده می‌شوند که این امر با فرآیند انحلال-ته‌نشینی سازگار است و می‌توان گفت که شکل‌گیری و رشد میانبارهای مونازیت و زئوتیم در راستای ریزش‌کستگی‌ها در آپاتیت نتیجه فرآیندهای دوتایی انحلال-ته‌نشینی مجدد به علت دگرسانی و دگرزه‌ای آپاتیت رخ داده است. بلورهای آپاتیت در لکه‌سیاه در بردارنده مقادیر بسیاری مونازیت و زئوتیم هستند که بیشتر در بخش‌های تیره و داخلی آپاتیت تشکیل شده‌اند، در حالی که در قسمت‌های روشن و خارجی کمتر دیده می‌شوند. این امر نشان می‌دهد که لبه بلورهای آپاتیت با سیال‌های واکنش‌پذیری که در راستای مرزهای بلوری یا دانه‌ای در حال مهاجرت بوده‌اند واکنش داده، شسته و تهی از REE شده‌اند. در تصاویر BSE تهیه شده در برخی از قسمت‌ها، بلورهای درشت‌تری از مونازیت دیده می‌شود که می‌تواند ناشی از پدیده عمل آوری اُستوالد باشد. عمل آوری اُستوالد نوعی باز تبلور است که در آن مونازیت‌های درشت‌تر در اثر انباشت مونازیت‌های کوچکتر رشد می‌کنند [۳۹، ۴۷]. این فرآیند باعث کاهش تعداد کل میانبارها و افزایش اندازه میانبارهای باقی مانده می‌شود. همچنین این فرآیند می‌تواند منجر به حرکت REE به خارج از آپاتیت و تشکیل مونازیت و زئوتیم به صورت دانه‌ای در راستای لبه بلور آپاتیت شود.



شکل ۱۱ جایگاه نمونه‌های آپاتیت لکه‌سیاه در نمودار Cl-F-OH و قرارگیری آن‌ها در نزدیکی قطب فلئور که نشان دهنده ترکیب فلئور آپاتیت برای نمونه‌های این منطقه است.

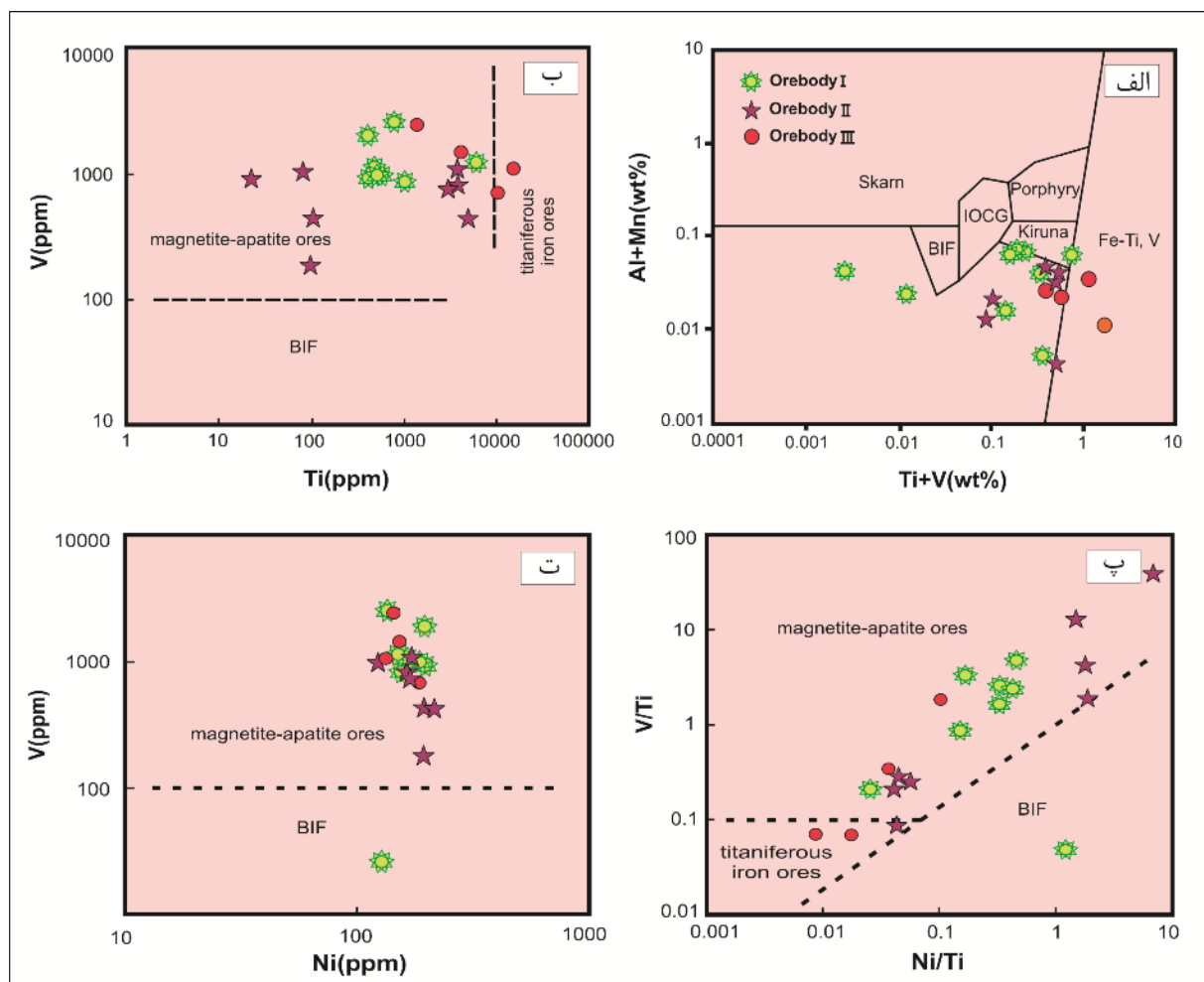


شکل ۱۲ جایگاه نمونه‌های آپاتیت لکه‌سیاه در نمودار الف (Y - Sr، ب Mn - Sr، و پ Y - Eu/Eu^*) [۲۵]. در همه نمودارها، نمونه‌های مورد بررسی اغلب در گستره مربوط به کانسنگ‌های آهن و سنگ‌های مافیک قرار دارند.

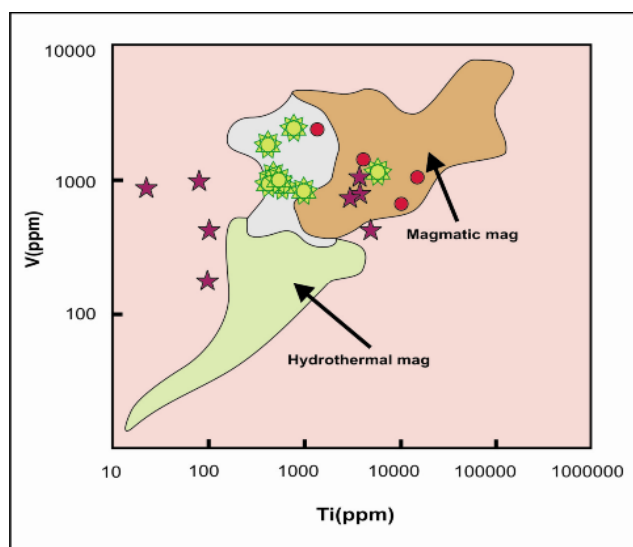
تعیین خاستگاه کانسار آهن لکه‌سیاه با استفاده از مگنتیت

ترکیب مگنتیت می‌تواند شرایط فیزیکی و شیمیایی که در آن شکل گرفته است را نشان دهد. مگنتیت اغلب میزبان برخی از عناصر اصلی و کمیاب مانند آلومینیوم، تیتانیوم، وانادیوم، کبالت، منگنز و منیزیم است [۲۰]. نوع و غلظت عناصر کمیاب در این کانی به عوامل فیزیکوشیمیایی سیستم تشکیل دهنده مگنتیت مانند دما، گریزندگی اکسیژن، گریزندگی گوگرد، فعالیت سیلیس، شباهت‌های شعاع یونی و ظرفیت‌های کاتیونی، ترکیب سیال/مذاب، بازدارندگی سنگ میزبان و فرآیندهای بازتعادل بستگی دارد [۴۸، ۴۹]. بر این اساس، به تازگی چند نمودار ترکیبی از عناصر کمیاب و فرعی مگنتیت به منظور تفکیک انواع کانسارهای مختلف پیشنهاد شده است که نقش مهمی در دستیابی به خاستگاه کانسارهای اکسید آهن در انواع سیستم‌های کانه‌زایی دارد [۴۸، ۴۹، ۱۹]. مگنتیت‌های ماگمایی و گرمابی ویژگی‌های بافتی و شیمیایی متفاوتی دارند [۵۰]. نادول و همکاران [۴۸] برای مگنتیت از کانسارهای مختلف با خاستگاه آذرین و گرمابی استفاده کردند که نشان دهنده گستره‌های مشخصی برای عناصر ویژه است. آنها نشان دادند که مقدار بالای منیزیم (بیش از ۱ درصد وزنی یا ۱۰۰ تا ۲۹۰۰ پی‌پی‌ام) و منگنز (۵۰ تا ۴۰۰ پی‌پی‌ام) شاخص مگنتیت‌های گرمابی است که علت آن واکنش‌های گسترده سیال-سنگ است [۵۱]؛ و غلظت‌های کم منیزیم (کمتر از ۳۹۴۰ پی‌پی‌ام) و منگنز بین ۱۰۲ تا ۱۲۵۰۰ پی‌پی‌ام از ویژگی‌های مگنتیت ماگمایی (آذرین) است. مقدار Mn و Mg در مگنتیت‌های لکه‌سیاه به ترتیب ۱۱۵ تا ۷۰۲ (با میانگین ۲۹۹ پی‌پی‌ام و ۱۲ تا ۱۶۱۱ (با میانگین ۲۷۵ پی‌پی‌ام) بوده که با خاستگاه ماگمایی مگنتیت سازگار است. غلظت‌های پایین تیتانیوم، آلومینیوم، زیرکونیوم، هافنیوم، نیوبیوم و تانتالیوم با تمرکزهای بالای نیکل، وانادیوم، کبالت، روی و منگنز نیز تایید کننده خاستگاه گرمابی مگنتیت است. اغلب مگنتیت‌های گرمابی دارای تیتانیوم کمتر از ۲ درصد وزنی و آلومینیوم کمتر از ۱ درصد وزنی هستند [۵۲]. مقدار Al و Ti در مگنتیت‌های لکه‌سیاه به ترتیب ۲۳ تا ۱۰۳۲۵ پی‌پی‌ام (با میانگین ۲۸۸۳ پی‌پی‌ام) و ۱۰ تا ۶۸۰ پی‌پی‌ام (با میانگین ۲۰۸/۸۵) است که این مقادیر نزدیک به مگنتیت‌های ماگمایی است. غلظت کم این عناصر در مگنتیت گرمابی نشان دهنده غیرمتحرک بودن آن‌ها طی فرایند دگرسانی گرمابی است [۵۳].

کلی در مگنتیت سازگار است، اما غلظت کم آن در مگنتیت می‌تواند نشان دهنده این باشد که سیالی که مگنتیت از آن ته‌نشین شده است فقیر از تیتانیوم بوده است. مگنتیت‌های گرمابی غلظت‌های پایینی از وانادیوم دارند (کمتر از ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام) [۵۴]. در مگنتیت‌های منطقه، مقدار وانادیوم ۵/۲۲ تا ۲۴۶۶/۹۷ پی‌پی‌ام (با میانگین ۹۶۳/۷۷ پی‌پی‌ام) است که این مقدار نزدیک به مقدار وانادیوم در کانسارهای آهن ماگمایی است. حضور وانادیوم و تیتانیوم در مگنتیت به شدت وابسته به گریزندگی اکسیژن است، در حالی که عناصری مانند کلسیم، نیکل، کبالت و منیزیم ارتباطی با گریزندگی اکسیژن ندارند [۵۵]. مقادیر بالای Ti و V نشان می‌دهد که مگنتیت از یک سیال ماگمایی متبلور شده است [۱۹]. نبود این عناصر در مگنتیت‌های گرمابی با فعالیت کم این عناصر در سیال‌های برآمده از ماگما سازگار است، زیرا Ti و V به نسبت نامتحرک هستند و در سیستم‌های گرمابی اغلب غلظت‌های پایینی دارند [۵۶]. کانسارهای IOCG نیز براساس حضور مگنتیت‌های با مقدار کم Ti از کانسارهای ماگمایی اکسید آهن- تیتانیوم تفکیک می‌شوند [۶]. مقدار کروم در مگنتیت‌های لکه‌سیاه ۴۰/۴۹ تا ۱۴۷۷ پی‌پی‌ام (با میانگین ۳۲۱ پی‌پی‌ام) است. مقدار کم کروم در مگنتیت‌های کانسارهای IOA ممکن است نشان دهنده تحرک بالای Cr^{+6} در سیال‌های گرمابی دما بالا [۵۷] یا جزء به جزء شدگی اوزیت در ماگمای خاستگاه برای یک سیال گرمابی- ماگمایی باشد که مذاب را از کروم تهی می‌کند. مجموعه نتایج به دست آمده از نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که آهن احتمالاً برآمده از نفوذی‌های مافیک بوده و سپس به وسیله سیال‌های گرمابی با خاستگاه آذرین منتقل شده است. بر اساس نمودار Al+Mn نسبت به Ti+V (شکل ۱۳ الف) مگنتیت‌های کانسارهای آهن لکه‌سیاه نزدیک به گستره مربوط به کانسارهای نوع کایرونا هستند، در حالی که در نمودارهای ارائه شده بر پایه عناصر وانادیوم، نیکل و تیتانیوم، نمونه‌ها در گستره مربوط به کانسنگ آهن-آپاتیت رسم می‌شوند [۵۸] (شکل‌های ۱۳ ب، پ و ت). همچنین در نمودار Ti نسبت به V (شکل ۱۴) ترکیب نمونه‌ها هم‌پوشی بین گستره گرمابی دما بالا و گستره ماگمایی نشان می‌دهند که می‌تواند بیانگر حضور دو نوع سیال ماگمایی و گرمابی در تشکیل کانسارهای آهن لکه‌سیاه باشد [۳۳].



شکل ۱۳ جایگاه نمونه‌های مگنتیت لکه‌سیاه در نمودار الف) $Ti+V - Al+Mn$ [۱۹]، ب) $Ti - V$ ، پ) $Ni/Ti - V/Ti$ و ت) $Ni - V$ [۵۸]. در همه نمودارها، نمونه‌های مورد بررسی در نزدیکی یا در گستره مربوط به کانسنگ‌های مگنتیت-آپاتیت (نوع کاپرونا) قرار دارند.



شکل ۱۴ جایگاه نمونه‌های مگنتیت لکه‌سیاه در نمودار $Ti - V$ [۳۳] (نشانه‌ها مشابه شکل ۱۳). نمونه‌های مگنتیت لکه‌سیاه اغلب در گستره ماگمایی یا در گستره هم‌پوشی ماگمایی-گرمایی قرار دارند.

برداشت

کانسار آهن لکه‌سیاه بیشتر از مگنتیت اولیه به همراه مقادیری آپاتیت تشکیل شده است. بلورهای آپاتیت نیمه خودشکل تا خودشکل و به رنگ سبز و درشت بلور هستند، به طوری که این کانسار را می‌توان در گستره کانسارهای آهن- آپاتیت رده- بندی کرد. آپاتیت به همراه مگنتیت از سیال ماگمایی اولیه تشکیل شده است؛ سپس در اثر محلول‌های ثانویه دستخوش دگرنهادی و فرایندهای وابسته به آن چون انحلال و ته‌نشینی شده است. طی این فرآیند، پدیده منطقه‌بندی نامنظم در این کانی رخ داده است. افزون بر آن، سبب شده است تا جدایش در عناصر خاکی نادر و تعداد دیگری از عناصر نادر به وجود آید. در نتیجه، ترکیب شیمیایی نوارهای تیره و روشن در منطقه‌بندی این کانی متفاوت است. همچنین کانی‌های جدیدی مانند موناژیت و زنوتیم نیز در اثر این فرآیند شکل گرفته‌اند. موناژیت‌ها بیشتر در قسمت‌های تیره تشکیل شده‌اند. موناژیت کانی غنی از LREE بوده که نخست بیشتر در محل شکستگی‌های آپاتیت و درون آن تشکیل شده و سپس در اثر پدیده عمل آوری اُستوالد به درشت بلورهایی غنی از LREE تبدیل شده است. همچنین موناژیت خود در اثر محلول‌های ثانویه قرار گرفته و دارای منطقه‌بندی مشخص تیره و روشن در تصاویر BSE شده است. زنوتیم به مقدار کمتری و طی فرآیند مکمل سازنده بلورهای موناژیت تشکیل شده است در نتیجه این کانی غنی از HREE و Y شده است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که موناژیت و زنوتیم تحت تأثیر فرآیند دگرنهادی بین مولکولی در مرحله ثانویه تشکیل شده‌اند. نمودارهای استفاده شده نشان دهنده غنی بودن آپاتیت از فلوئور است، همچنین این نمودارها سازگاری موناژیت و زنوتیم را با ترکیب عنصرسنجی این دوکانی نشان می‌دهد.

مراجع

- hydrothermal alteration and U-Pb geochronology*", Mineralium Deposita 52 (2017) 709–732.
- [3] Westhues A., Hanchar J.M., LeMessurier M., Whitehouse M.J., 2017., "Evidence for hydrothermal alteration and source regions for the Kiruna iron oxide-apatite ore (northern Sweden) from zircon Hf and O isotopes", *Geology* 45 (2017) 571–574.
- [4] Childress T.M., Simon A.C., Day W.C., Lundstrom C.C., Bindeman I.N., "Iron and oxygen isotope signatures of the Pea Ridge and Pilot Knob magnetite-apatite deposits, Southeast Missouri, USA", *Economic Geology* 111(2016) 2033–2044.
- [5] Naranjo J.A., Henríquez F., Nyström J. O., "Subvolcanic contact metasomatism at El Laco Volcanic complex, Central Andes", *Andean Geology* 37 (2010) 110–120.
- [6] Williams-Jones A.E., Heinrich C.A., "Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits", *Economic Geology* 100 (2005) 1287–1312.
- [7] Boyce J.W., Hervig R.L., "Apatite as a Monitor of Late-Stage Magmatic Processes at Volcán Irazú, Costa Rica", *Contrib. Mineralogy and Petrology*, 157 (2009) 135–145.
- [8] Harlov D.E., Forster H.J., "Fluid-induced nucleation of (YpREE)-phosphate minerals within fluorapatite. Nature and experiment. Part II. Fluorapatite", *American Mineralogist* 88 (2003) 1209–1229.
- [9] Forster H., Jafarzadeh A., "The Bafq mining district in Central Iran- a Highly Mineralized Infracambrian Volcanic Field", *Economic geology* 89 (1994) 1697-1721.
- [10] Samani B., "Metallogeny of the Precambrian in Iran ", *Precambrian Reserch* 39 (1988) 85–106.
- [11] Mokhtari M.A.A., "Posht-e-Badam metallogenic block (central Iran): A suitable zone for REE mineralization", *Central European Geology* 58 (2015) 199–216.
- [12] Alavi M., "Tectonic map of the Middle East (scale 1:5,000,000)", *Geological Survey of Iran* (1991).
- [13] Ramezani J., Tucker R.D., "The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana

- [1] Barton M.D., "Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems", Elsevier Inc, 13(2014) 515–541.
- [2] De Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Moreto C.P.N., Santiago E. S. B., Dufrane S.A., Aires B., Santos A.F.F., "Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of

- [24] Hou T., Zhang Z., Kusky, T., "*Gushan magnetite-apatite deposit in the Ningwu basin, Lower Yangtze River Valley, SE China: Hydrothermal or Kiruna-type?*" *Ore Geology Review*, 43 (2011), 333-346.
- [25] Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S.Y., Fisher N., "*Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: Trace-element compositions and their relationship to host rock type*", *Journal of Geochemical Exploration* 76 (2002) 45-69.
- [26] Schandl E.S., Gorton M.P., "*A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: Criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits*", *Economic Geology* 99 (2004) 1027-1035.
- [27] Rappaz M., Abraham MM, Ramey JO and Boatner LA., "*EPR spectroscopic characterization of Gd in the monazite-type REE orthophosphates: LaPO₄, CePO₄, PrPO₄, NdPO₄, SmPO₄ and EuPO₄*", *Physical Review Journals*, 23 (1981) 1012-30.
- [28] Spear S. F., Pyle J .M., "*Apatite, Monazite, and Xenotime in Metamorphic Rocks*", *Mineralogy and Geochemistry* (2002) 1-63.
- [29] Boynton W.V., "*Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P., Ed., Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier, New York, (1984) 63-114.
- [30] Tornos F., Velasco F., Hanchar J.M., Astrobiología C.D., Torrejón C.C., Ardoz T.D., "*Iron-rich melts, magmatic magnetite, and superheated hydrothermal systems: The El Laco deposit, Chile*", *Geology* 44 (2016) 427-430.
- [31] Naslund H.R., Dobbs F.M., Henriquz F.J., Nystrom J.O., "*Evidence for iron-oxide magmas at El Laco, Chile*", *Geological Society of America Abstracts with Programs* 30 (1998) 91.
- [32] Dare S.A.S., Barnes S., Beaudoin, G., "*Did the massive magnetite "lava flows" of El Laco (Chile) form by magmatic or hydrothermal processes? New constraints from magnetite composition by LA-ICP-MS*", *Mineralium Deposita*, 50 (2015) 607-617.
- [33] Knipping J.L., Bilinker L.D., Simon A.C., Reich, M., Barra F., Deditius A.P., Lundstrom C., Bindeman I., Munizaga R., "*Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic tectonics*", *American Journal of Sciences* 303 (2003) 622-665.
- [14] Masoodi M., Yassaghi A., Nogol-Sadat M.A.A., Neubauer F., Bernroider M., Friedl G., Genser J., Houshmandzadeh, A., "*Cimmerian evolution of the Central Iranian basement: evidence from metamorphic units of the Kashmar-Kerman Tectonic Zone*", *Tectonophysics* 588 (2013) 189-208.
- [15] Daliran F., "*Kiruna-type iron oxide-apatite ores and 'apatites' 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*" 2. PGC Publishing, Adelaide, Australia, (2002) 303-320.
- [16] "*Geological map of Ali Abad, 1:25000*", Parskani Co, 2014 (in Persian).
- [17] Jami M., "*Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate-iron deposit, Bafq area, central Iran*", Unpublished PhD thesis, The university of New South Wales, Australia (2005).
- [18] Mokhtari M.A.A., "*Posht-e-Badam metallogenic block (central Iran): A suitable zone for REE mineralization*", *Journal of central European geology* 58 (2016) 199-216.
- [19] Dupuis C., Beaudoin G., "*Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types*", *Mineral Deposita* 46 (2011) 319-335.
- [20] Nadoll P, Mauk J.L, Hayes T.S, Koenig A.E, Box S.E., "*Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt supergroup, United States*", *Economic Geology* 107 (2012) 1275-1292.
- [21] Whitney D.L., Evans B.W., "*Abbreviations for names of rock-forming minerals*", *American Mineralogist* 95(2010): 185-187.
- [22] Bell A. S., Simon A., "*Experimental evidence for the alteration of the Fe³⁺/Fe of silicate melt caused by the degassing of chlorine-bearing aqueous volatiles*", *Geology* 39(2011) 499-502.
- [23] Dilles J. H., Kent A. J., Wooden J. L., Tosdal R. M., Koleszar A., Lee R. G., Farmer L. P., "*Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas*", *Economic Geology* 110 (2015) 241-251.

- fluid interfaces*", Chemical Geology 383 (2014) 132–146.
- [45] Ayers, J.C., Watson E.B., "Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry", Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Physical and Engineering Sciences, 335(1991) 365–375.
- [46] Putnis C.V., Ruiz-Agudo E., "The mineral–water interface: where minerals react with the environment", Elements, 9 (2013) 177–182.
- [47] Jonssen E., Harlov D. E., Majka J., Hogdahl K., person-Nilsson K., "Fluorapatite-monazite-allanite relations in the Grangesberg apatite-iron oxide ore district, Bergslagen, Sweden", American Mineralogist 101 (2016) 1769–1782.
- [48] Nadoll P., Angerer T., Mauk J.L., French D., Walshe J., "The chemistry of hydrothermal magnetite: a review", Ore Geology Review 61 (2014) 1–32.
- [49] Dare S.A.S., Barnes S.J., Beaudoin G., Meric J., Boutroy E., Potvin-Doucet C., "Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators", Mineralium Deposita 49 (2014) 785–796.
- [50] Singoyi B., Danyushevsky L., Davidson G.J., Large R., Zaw K., 2006., "Determination of trace elements in magnetites from hydrothermal deposits using the LA-ICP-MS technique", Abstracts of Oral and Poster Presentations from the SEG Conference Society of Economic Geologists (2006) 367–368.
- [51] Meinert L.D., "Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central mining district, New Mexico", Economic Geology 82 (1987) 523–545.
- [52] Hu H., Lentz D., Li J.W., McCarron T., Zhao X.F., Hall D., "Reequilibration processes in magnetite from iron skarn deposits", Economic Geology 110 (2015) 1–8.
- [53] Van Baalen M.R., "Titanium mobility in metamorphic systems: a review", Chemical Geology 110 (1993) 233–249.
- [54] Rusk B., Oliver N., Brown A., Lilly R., Jungmann D., "Barren magnetite breccias in the Cloncurry region, Australia: comparisons to IOCG deposits, In: Proceedings of the 10th Biennial Meeting of the the SGA ", (2009) 656–658.
- magnetite suspensions*", Geology 43 (2015) 591–594.
- [34] Foley N.K., Ayuso R.A., "Rare earth element mobility in high-alumina altered metavolcanic deposits, South Carolina, USA", Journal of Geochemical Exploration 133 (2013) 50–67.
- [35] Cole C.S., James R.H., Connelly D.P., Hathorne E.C., "Rare earth elements as indicators of hydrothermal processes within the East Scotia subduction zone system", Geochimica et Cosmochimica Acta 140 (2014) 20–38.
- [36] Yao T., Li H. M., Li W. J., Li L. X., Zhao C., "Origin of the disseminated magnetite pyroxenite in the Tieshanmiao-type iron deposits in the Wuyang region of Henan Province, China", Journal of Asian Earth Sciences 113 (2015) 1235–1252.
- [37] Brueckner S.M., Piercey S.J., Pilote J. L., Layne G.D., Sylvester P.J., "Mineralogy and mineral chemistry of the metamorphosed and precious metal-bearing Ming deposit, Canada", Ore Geology Reviews 72 (2016) 914–939.
- [38] Webster J.D., Piccoli P.M., "Magmatic apatite: a powerful, yet deceptive mineral", Elements 11(2015) 177–182.
- [39] Harlov D.E., "Apatite: A fingerprint for metasomatic processes", Elements 11(2015) 171–176.
- [40] Hughes J.M, Rakovan J.F., "Structurally robust, chemically diverse: apatite and apatite supergroup minerals", Elements", 11 (2015) 165–170.
- [41] Tropper P., Manning C.E., Harlov D.E., "Experimental determination of CePO₄ and YPO₄ solubilities in H₂O–NaF at 800°C and 1 GPa: implications for rare earth element transport in high-grade metamorphic fluids. Geofluids", 13 (2013) 372–380.
- [42] Timofeev A., "An experimental study of the solubility and speciation of tantalum in fluoride-bearing aqueous solutions at elevated temperature", Geochimica et Cosmochimica Acta 197 (2017) 294–304.
- [43] Putnis A., "Mineral replacement reactions", Reviews in Mineralogy and Geochemistry 70 (2009) 87–124.
- [44] Ruiz-Agudo E., Putnis C.V., Putnis A., "Coupled dissolution and precipitation at mineral–

south-central British Columbia", Exploration and Mining Geology 16 (2007) 159–186.

[57] James B.R., "Chromium. In: Stewart, B.A., Howell, T.A. (Eds.), *Encyclopedia of Water Science*", Marcel Dekker Inc, (2003) 75–79.

[58] Loberg B.E.H., Horndahl A.K., "Ferride geochemistry of Swedish Precambrian iron ores", Mineralium Deposita 18 (1983) 487–504.

[55] Toplis, M.J., Corgne, A., "An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium", Contributions to Mineralogy and Petrology 144 (2002) 22–37.

[56] Ray G., webster I., "Geology and chemistry of the low Ti magnetite-bearing Heff Cu-Au skarn and its associated plutonic rocks, Heffley Lake,