



مطالعه کانی‌شناسی و زمین‌شیمی آپاتیت و سنگهای میزبان فسفات در کانسار اسفوردی استان یزد با هدف تعیین منشأ و خاستگاه آپاتیت

محمدعلی رجب‌زاده*، کیامرث حسینی و زهره موسوی نسب

گروه علوم زمین، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

دریافت: ۱۳۹۲/۲/۲، پذیرش: ۱۳۹۲/۶/۱۷

چکیده

کانسار آهن-آپاتیت اسفوردی در شمال شرق شهرستان بافق در استان یزد و در زون ساختاری ایران مرکزی درون سنگهای عمدتاً ریولیتی با سن اینفراکامبرین قرار دارد. مگنتیت و آپاتیت به عنوان کانیهای اصلی به همراه کانیهای فرعی هماتیت و گوتیت در مناطق کانه‌زایی شده تشکیل شده‌اند. شواهد صحرایی حاکی از وجود سه نوع کانی‌زایی آپاتیت به صورت رگه‌ای، توده‌ای و انتشاری است. داده‌های پتروگرافی نشانگر حضور سه نسل آپاتیت در این کانسار است: نسل ۱ در بخشهای توده‌ای و افشان، نسل ۲ در زون‌های برشی و نسل ۳ که حاصل انحلال و رسوب مجدد آپاتیت‌های نوع ۱ و ۲ است، در شکلهای رگه‌ای قابل تشخیص هستند. تجزیه با ریزپردازنده الکترونی نشان می‌دهند که آپاتیت‌های مزبور از نوع فلوئورآپاتیت غنی از LREE هستند. شباهت الگوی REE در نمونه‌های آپاتیت، کانسنگ مگنتیتی و ریولیت میزبان نیز نشانگر منشأ یکسان آنهاست. شیب منفی نمودار توزیع REE و بی‌هنجاری منفی Eu حاکی از شباهت آنها به کانسارهای آهن-آپاتیت تیپ کایروناست. پایین بودن میزان Cd، حضور U و Th، وجود بلورهای هگزاگونال و میزان Na بسیار کم در این آپاتیت نیز وجود منشأ آذرین را نشان می‌دهد. متغیر بودن نسبت Th/U حاکی از دخالت تلفیقی از فرآیندهای ماگمایی و گرمایی در تشکیل این کانسار است. کانسار اسفوردی احتمالاً در یک محیط کششی قوسی در ارتباط با سنگهای گرانیتوئیدی همزمان با تصادم قاره‌ای تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، آپاتیت، فسفات، اسفوردی

مقدمه

ناحیه معدنی بافق در ایران مرکزی یکی از بزرگترین نواحی دارای ذخایر آهن کشور با ذخیره‌ای حدود ۷۵۰ میلیون تن است. در اکثر کانسارهای آهن-آپاتیت منطقه بافق شدت دگرسانی به حدی است که ترکیب سنگ‌شناسی اولیه محو شده است. کانیهای اصلی آهن در این ذخایر اغلب مگنتیت و به میزان کمتر هماتیت (اولیه و ثانویه به شکل مارتیت) بوده و آپاتیت به عنوان کانی فرعی حضور دارد. کانیهای سولفیدی یا حضور ندارند و یا کمیابند که دلیلی بر تشکیل این ذخایر در شرایط کاملاً اکسایشی است (Torab, 2010). در کانسارهای حاوی آپاتیت میزان این کانی در ذخایر معدنی بسیار متغیر است. به گونه‌ای که معدن چغارت دارای ۰/۹۲ درصد P_2O_5 و معدن چادرملو دارای ۲/۱۵ درصد P_2O_5 است در حالی که این میزان در برخی ذخایر از جمله کانسار اسفوردی به طور

کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت (IOA) معرف کانسارهای نوع کایرونا سوئد هستند که از پروتوزوئیک تا ترشیری در مناطق مختلف جهان در ارتباط با سنگهای آتشفشانی کالک‌آلکان تشکیل شده‌اند (Hitzman et al., 1992). آپاتیت از اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این کانسارها بوده که با مقادیر مختلفی از مگنتیت و اکتینولیت همراه است. علی‌رغم مطالعات فراوان بر روی این نوع کانسارها، در مورد منشأ آنها اختلاف نظر وجود دارد. اغلب محققان از منشأ ماگمایی آنها و جایگزینی ماگمای غنی از مواد فرار و نهشته شدن مواد معدنی از سیال باقی‌مانده حمایت کرده‌اند. فرآیند عدم امتزاج سیالها به عنوان منشأ این کانسارها در نظر گرفته شده است (Hitzman et al., 1992).

اشاره کرده‌اند (Torab, 2008). در اغلب این مطالعات، کانه‌زایی مرتبط با وجود یک محیط کافتی مورد تأیید بوده است (Darvishzadeh, 1983; Farkhondi Sorkhabi, 1998; Daliran, 2002; Moor and Modabber, 2003; Torab, 2008; Moosavinasab, 1997; Bonyadi, 1999). در این مقاله با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی انواع آپاتیت و سنگهای میزبان آنها به بررسی منشأ و خاستگاه زمین‌ساختی کانسار آهن-آپاتیت اسفوردی در شمال شرق بافق و سپس به بازنگری نظریات مطرح پیشین بر روی این کانسار پرداخته شده است.

روش مطالعه

پس از جمع‌آوری و بررسی اطلاعات مربوط به منطقه، بازدیدهای صحرایی به منظور تعیین نوع و گسترش پهنه‌های دگرسانی و نمونه‌برداری از واحدهای مختلف سنگی انجام گرفت. مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی با استفاده از روشهای میکروسکوپی نور انعکاسی و انعکاسی بر روی ۵۳ مقطع میکروسکوپی انجام شد و داده‌های کانی‌شناسی با تجزیه ۷ نمونه سنگ معدنی آپاتیت از بخشهای کانه‌دار و زون‌های دگرسانی به روش پراش پرتو X (XRD) در بخش فیزیک دانشگاه شیراز با استفاده از دستگاه D8 Advance ساخت شرکت Bruker آلمان تکمیل گردیدند. ترکیب شیمیایی نمونه‌های معدنی و سنگهای میزبان (نمونه‌های سنگی سالم و کمتر دگرسان شده) از تعداد ۱۵ نمونه با استفاده از روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) در شرکت کانساران بینالود به وسیله دستگاه فلیپس مدل PW1480 و از تعداد ۶ نمونه به روش ICP-MS با دستگاه Perkin Elmer-model در آزمایشگاه Labwest Minerals NexION 300 در آزمایشگاه Analysis در استرالیا به دست آمد. اکسیدهای عناصر اصلی و نیز غلظت عناصر کمیاب به روش XRF و عناصر نادر خاکی به روش ICP-MS تعیین شد. همچنین جهت تعیین ترکیب دقیق کانی‌شناسی آپاتیت، تجزیه نقطه‌ای به کمک ریزپردازنده الکترونی (میکروپروب) بر روی ۶ نمونه کانی آپاتیت در مرکز تحقیقاتی Geo Forschungs Zentrum Telegrafenberg دانشگاه پتسدام آلمان با استفاده از دستگاه JEOL مدل SX-50 انجام شد. در طول آزمایش تجزیه نقطه‌ای ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه 20 kv، زمان شمارش برای کلیه عناصر

متوسط به ۱۳/۹ درصد می‌رسد. در این معدن رگه‌های خالصی از آپاتیت با بیش از ۳۵ درصد P_2O_5 یافت می‌شود (torab, 2010). از نظر پیشینه تحقیق، منطقه بافق حدود ۱۰۰ سال است که مورد توجه زمین‌شناسان از اقصی نقاط دنیا قرار گرفته و در این زمینه پژوهشهای متعددی توسط محققان مختلف انجام شده است (Stahl, 1911; Bohlen, 1929; Baier, 1940; Iwao and Zahedi, 1966). هوکریده و همکاران (Houkriede et al., 1962) کانسارهای آهن منطقه را براساس مطالعات زمین‌شناسی ناحیه کرمان تا بافق تقسیم‌بندی کرده‌اند. در رابطه با زایش کانسارهای این منطقه نظرات مختلفی وجود دارد. گروهی از پژوهشگران به طور گسترده‌ای تشکیل کانسارهای آهن را در سنگ میزبان آذرین مورد بررسی قرار داده و منشأ ماگمایی را برای آهن و سنگ میزبان آن در نظر گرفته‌اند (Borumandi, 1973; Förster and Borumandi, 1976; Förster and Knittel, 1979; Förster and Jafarzadeh, 1994; Samani, 1999; Daliran, 1999). درویش‌زاده (Darvishzadeh, 1983) کانی‌سازی آپاتیت با توفها و ریولیت‌های این محل را بی‌ارتباط دانسته و این سنگها و سایر رسوبات همراه آنها را با سری هرزم مقایسه کرده است و زایش سنگهای آذرین اسیدی و بازیک منطقه را جدای از هم می‌داند. عده‌ای با توجه به الگوی یکسان عناصر نادر خاکی در تمام این معادن خاستگاه کانی‌سازی آهن را در تمام آنها یکسان دانسته‌اند (Zui, 1994) و نیز با استفاده از این الگوی پراکنش، کانسارهای آهن آپاتیته بافق، به‌خصوص کانسارهای اسفوردی و چادرملو را از نوع کانسارهای آهن تیپ کایرونا می‌دانند و سیال ماگمایی حاوی فسفات و اکسید آهن جدا شده از یک ماگمای اولترامافیک با گرایش قلیایی را مسؤول کانی‌سازی آهن در ناحیه بافق می‌دانند که سبب دگرسانی وسیع سنگهای میزبان این ذخایر شده است (Farkhondi Sorkhabi, 1998). شورابه‌های تبخیری و سیالات گرمابی منشأ گرفته از توده گرانیته نیز توسط برخی دیگر از زمین‌شناسان، مسؤول کانه‌زایی فسفات در نظر گرفته شده است (Jami, 2005; Daliran, 2002). عده‌ای معتقدند هر دو مؤلفه ماگمایی و گرمابی در تشکیل این ذخایر دخیل بوده است (Moor and Modabberi, 2003). شسته شدن فسفریت‌های موجود در سازندهای رسوبی منطقه نیز نظریه دیگری است که برخی از محققان به عنوان منشأ آپاتیت در این ذخایر معدنی به آن

30 s، شدت جریان 50A و حد آشکارسازی برای تمام عناصر ۲۰۰-۳۰۰ ppm بوده است.

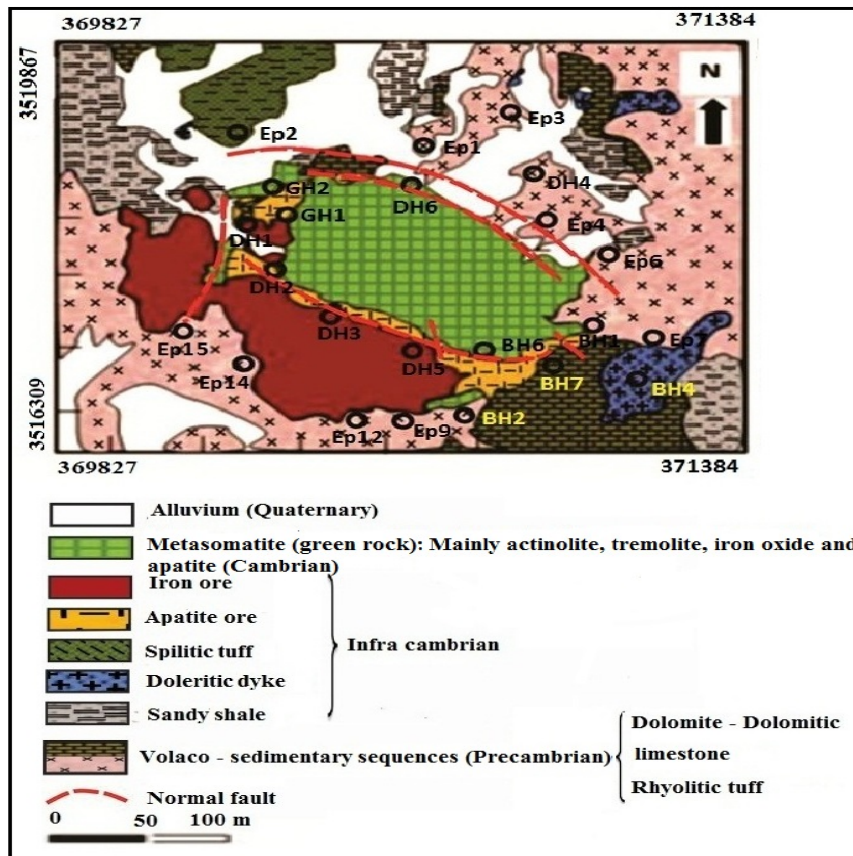
بحث و بررسی

زمین‌شناسی منطقه

منطقه معدنی کانسار اسفوردی در ۲۶ کیلومتری شمال شرق شهر بافق در طول جغرافیایی "۵۵°۳۵'۶" شرقی و عرض جغرافیایی "۳۱°۴۸'۱۸" شمالی واقع شده است. این منطقه در یکی از بالا آمدگیهای قدیمی که قسمتی از واحد ساختاری ایران مرکزی است رخنمون دارد. تکامل دوره‌های ژئوسینکلینالی مرتبط با فاز کوه‌زایی بایکالی در ایجاد شکستگیهای عمیق و تشکیل بلوکه‌های ساختاری جداگانه ناشی از کوه‌زایی آلپی و ساختار ریخت‌شناسی کنونی منطقه نقش اساسی ایفا کرده است (Paknejad, 1991). بلوک پشت بادام-باقی مانند بسیاری از مناطق دیگر ایران تحت تأثیر رخدادهای زمین‌ساختی بایکالی (کاتانگایی) شکل گرفته است. در اثر این فاز کوه‌زایی، پی‌سنگهای پرکامبرین توسط گسلهای خیلی بزرگ شکسته شده و حوضه‌های گرابنی و ریفتی و بالا آمدگیهایی بین آنها ایجاد شده است. گسترش وسیع سنگهای آتشفشانی و نفوذی در این بلوک را به فاز کششی و پی‌آمد این رخداد زمین‌ساختی نسبت می‌دهند (Paknejad, 1991). از آثار این فاز کوه‌زایی مهم ایجاد روندهای زمین‌ساختی شمالی-جنوبی و نیز تشکیل معادن مهم آهن، اورانیوم و برخی از کانسارهای دیگر در منطقه می‌باشد (Paknejad, 1991). گنایس‌های زمان آباد متعلق به پرکامبرین قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند. پس از آن، سازند تاشک با دگرگونی نسبتاً ضعیف (رخساره دگرگونی شیبست سبز) متشکل از سنگهای اسلیتی، ماسه‌سنگ کوارتزیتی، سنگهای آتشفشانی اسیدی، آمفیبولیت و شیبست‌های سبز قرار دارد که در جنوب کانسار اسفوردی برون‌زد دارد. مطالعات فسیل‌شناسی، سن این سازند را پالئوزوئیک پیشین نشان می‌دهند (Haghipour, 1974). روی سازند تاشک، نهشته‌های اینفراکامبرین معادل سازند ریزو قرار می‌گیرد که آن را با سری مراد مقایسه و هم‌ارز معرفی کرده‌اند. سری ریزو که توسط برومندی به نام سازند اسفوردی نام‌گذاری شده است (Borumandi, 1973)، به صورت دگرشیب بر روی

سازند تاشک قرار دارد که در برگیرنده آپاتیت اسفوردی است و در مناطق وسیعی از ایران مرکزی برون‌زد دارد. سری ریزو دارای یک رخساره آتشفشانی-رسوبی درهم و به هم خورده متشکل از ماسه‌سنگ و شیل‌های سبز و بنفش و دولومیت‌های خاکستری تا قهوه‌ای رنگ چرت دار، توف‌های برشی، ریولیت‌های خاکستری رنگ، و بالاخره افق‌های آهن-آپاتیت و دایک‌های دیابازی است که توسط گسل‌های نرمال با روند شمالی-جنوبی و شمال شرقی-جنوب غرب قطع شده است. کانی‌زایی آهن و آپاتیت به طور عمده از روندهای گسلی پیروی می‌کند (Paknejad, 1991). ریولیت‌های سازند اسفوردی که توأم باکانیهای آهن و آپاتیت هستند سنگهای پیرامون را قطع می‌کنند و در نقاط مختلف تشکیل برش ماگمایی می‌دهد. این سازند قسمتهایی از پیرامون خود را به طور متاسوماتیک تغییر می‌دهد، چنان‌که در شمال معدن اسفوردی سنگهای اولیه به مجموعه‌ای از آمفیبول، فلدسپات قلیایی با کم و بیش مقادیری از پیروکسن تبدیل شده است که کانه‌های آهن-آپاتیت را در خود جای داده است (Hooshmandzadeh et al., 1988).

از نظر سنگ‌شناسی سه رخساره متفاوت در منطقه اسفوردی قابل تفکیک می‌باشند: الف) سنگهای آذرین و آذرآوری شامل ریولیت‌های قلیایی، لامپروفیر، دیاباز، گابرو، توف و برشهای آتشفشانی، ب) سنگهای دگرگونی شامل آمفیبولیت، کوارتزیت، شیبست و متاریولیت و ج) سنگهای رسوبی شامل شیل، کنگلومرا، دولومیت و آهک (Paknejad, 1991). از نظر چینه‌شناسی در کانسار اسفوردی سنگ آهن به همراه آپاتیت در قسمت زیرین و سنگهای آتشفشانی به شدت دگرسان شده سبز رنگ در قسمت فوقانی قرار دارند. افق آپاتیتی که افق اصلی کانسنگ فسفات محسوب می‌شود در مجاورت عدسیهای آهن تشکیل شده و شامل مجموعه‌هایی از کانیه‌های آهن و آپاتیت و همچنین ترمولیت و اکتینولیت می‌شود (شکل ۱). با دور شدن از عدسیهای آهن، علاوه بر کاهش شدت دگرسانی از مقدار رگه آپاتیتی نیز کاسته می‌شود (Paknejad, 1991). کانی‌زایی آپاتیت به سه شکل انتشاری همراه با توده‌های آهن‌دار، رگه‌ای همراه با سنگهای آتشفشانی سبز رنگ به‌شدت دگرسان شده و نیز توده‌ای در حاشیه افق‌های آهن‌دار و سنگهای سبز دیده می‌شود.



شکل ۱. منطقه اسفوردی در نقشه ساده شده زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰۰ (برگرفته و اصلاح شده از (Torab, 2008))

Fig. 1. Esfordi area in simplified 1:50,000 geologic map (after Torab, 2008)

دگرسانی و کانه‌زایی

مشاهدات صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی نشانگر دگرسانی شدید سنگهای آتشفشانی میزبان توده آذرین نفوذی مرتبط با مواد معدنی کانسار اسفوردی در نتیجه صعود سیالهای گرمایی است. وسعت دگرسانی گرمایی در اطراف رگه‌های معدنی به چندین متر می‌رسد ولی به علت فعالیت تکتونیکی شدید در منطقه و به هم ریختگی پهنه‌های دگرسانی، تفکیک دقیق آنها در مجاورت توده‌های معدنی دشوار است. با وجود این، با توجه به اهمیت شناخت محصولات و فرآیندهای دگرسانی همراه با کانه‌زایی به عنوان اساس شناخت فرآیندهای ایجاد کانسار، به تفکیک دگرسانیها بر اساس ویژگیهای کانی‌شناسی در بخشهای مختلف پرداخته شده‌است.

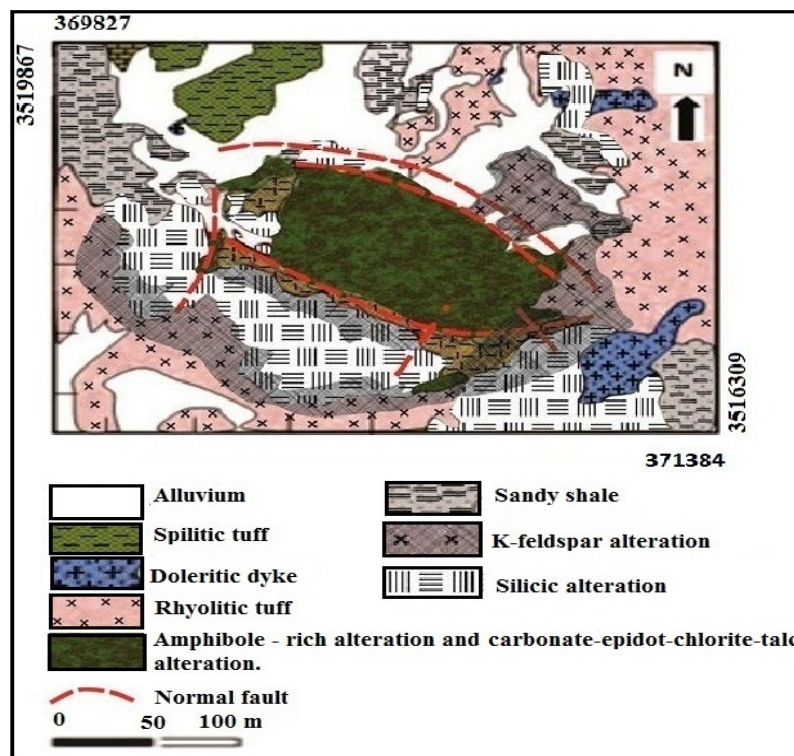
داده‌های پتروگرافی و تجزیه کانی‌شناختی به روش XRD بر روی ۷ نمونه برداشت شده از پهنه‌های دگرسانی نشان می‌دهند که علی‌رغم تنوع بافتی، شیمیایی و کانی‌شناسی در دگرسانیهای سنگ میزبان می‌توان آنها را در چهار گروه

طبقه‌بندی کرد: دگرسانی پتاسیمی، دگرسانی آمفیبولی، دگرسانی تالک-کلریت-اپیدوت-کربناتی و دگرسانی سیلیسی (شکل ۲).

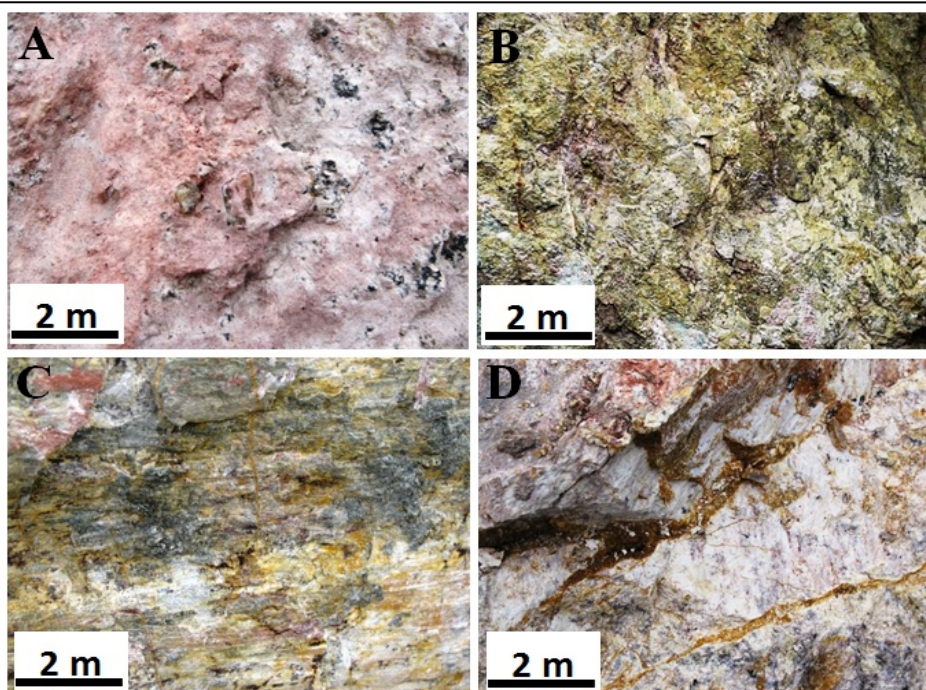
دگرسانی پتاسیمی در کانسار اسفوردی دارای بیشترین گسترش بوده و زون‌های دگرسانی آمفیبولی و کانی‌زایی آهن آپاتیت را احاطه کرده است. این دگرسانی در صحرا به رنگ صورتی مشاهده می‌شود که نتیجه تجزیه فلدسپات پتاسیم و وجود میانبارهای کوچک هماتیت می‌باشد (شکل ۳-۳-۱). دگرسانی آمفیبولی با شدتهای مختلفی در بخشهای مختلف کانسار اسفوردی مشاهده می‌شود که موجب تشکیل سنگهای سبز رنگ شده است سطح تماس این سنگهای سبز با سنگهای دارای دگرسانی پتاسیمی اغلب به شکل تدریجی است و در مناطق معدودی نیز کاملاً مشخص است. این دگرسانی در نزدیکی مناطق کانه‌زایی شده به شکل رگه‌ها و رگه‌چه‌های سبز رنگ غنی از آمفیبول، سنگهای ریولیتی دگرسان شده را قطع کرده و شامل مجموعه‌ای از کانیهای

و پتروگرافی نشان می‌دهند که از لحاظ زمانی نسبت به کانه‌زایی آهن تأخیری هستند. انواع رگه‌های سیلیسی در توده‌های آهن و سنگهای کربناتی نفوذ کرده‌اند. از دیدگاه چینه‌شناسی، کانی‌زایی آپاتیت در کانسار اسفوردی در سه افق کانی‌زایی مشخص قابل مشاهده است: افق شماره ۱ که در آن، کانی‌زایی آپاتیت به صورت رگه‌ای در درون سنگهای آتشفشانی غنی از آمفیبول و توفهای ریبولیتی صورت گرفته و زون‌های کم عیار کانی‌زایی فسفات را در افق بالاتر تشکیل می‌دهد؛ افق شماره ۲ که در آن، کانی‌زایی آپاتیت توده‌ای در مجاورت با سنگهای آتشفشانی سبز رنگ به شدت دگرسان شده و در درون توده‌های آهن‌دار به شدت برشی شده رخ داده است که زون پر عیار کانی‌زایی فسفات را تشکیل می‌دهد و سرانجام افق شماره ۳ که شامل کانه‌زایی توده‌ای آهن در پایین‌ترین سطح چینه‌شناسی است که در اثر فعالیت تکتونیکی برشی شده و آپاتیت به صورت انتشاری، رگه‌ای و درهم رشدی با مگنتیت و هماتیت در این زون تشکیل شده است (شکل ۴-A، B، C و D). در این بخشها آپاتیت به حالت دگرشکل شده حضور دارد (شکل ۵-A، B و C).

اکتینولیت، پیروکسن، گارنت، بیوتیت، هماتیت، کلریت و کربنات می‌شود (شکل ۳-B). کانیهای کوارتز، آلبیت، میکروکلین، پلاژیوکلاز، هماتیت و سریسیت در این دگرسانی فراوان هستند. شدت دگرسانی با دور شدن از زون‌های آمفیبول‌دار (سنگهای سبز) به طرف زون‌های دگرسان شده پتاسیمی کاهش یافته و ویژگیهای کانی‌شناسی و بافتی آن تغییر می‌کند. مجموعه کانیایی اپیدوت، کلریت، تالک و کربنات به صورت مجموعه دگرسانی تاخیری بر روی زون‌های غنی از اکتینولیت با پراکندگی غیر یکنواخت ایجاد شده است (شکل ۳-C). دگرسانی سیلیسی نیز یکی از رایج‌ترین دگرسانیها در سیستم‌های گرمابی می‌باشد (Lovering and Heyl, 1974). در منطقه مورد مطالعه این نوع دگرسانی به صورت رگه-رگه‌چه‌های سیلیسی و نیز سیلیسی شدن بخشهایی از سنگ دیواره نشان داده می‌شود که در امتداد پهنه‌های گسلی با روند شمال غرب-جنوب شرق منطبق هستند (شکل ۳-D). در این دگرسانی کوارتز دودی، شیری و بی‌رنگ و نیز سیلیس بی‌شکل با بافت توده‌ای تاخطی ایجاد شده است و مجموعه آنها ارتباطی به کانه‌زایی آهن-آپاتیت ندارد. داده‌های صحرایی

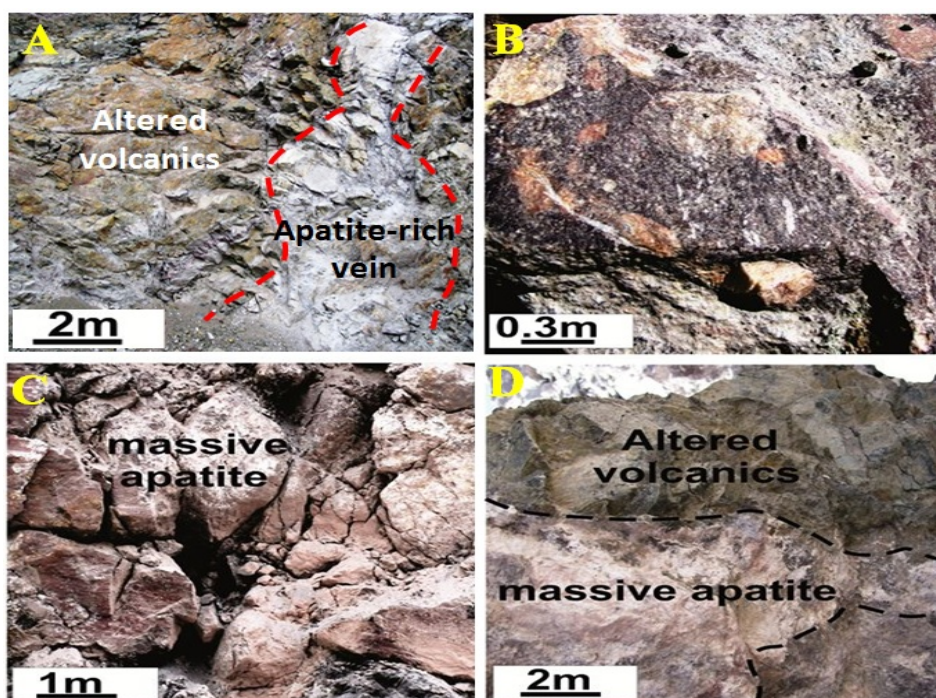


شکل ۲. نقشه دگرسانی منطقه اسفوردی
Fig. 2. Alteration map of Esfordi area



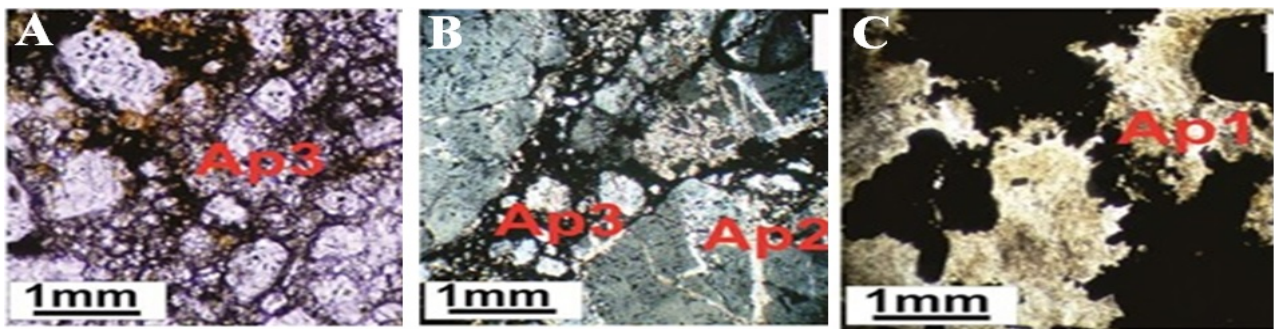
شکل ۳. انواع دگرسانیها در سنگهای میزبان آپاتیت در کانسار اسفوردی. A: دگرسانی آمفیبولی با ظاهری سبز رنگ، B: دگرسانی پتاسیمی و فراوانی پتاسیم فلدسپار صورتی رنگ، C: دگرسانی سلیمی به صورت رگه‌های غنی از کوارتز، D: دگرسانی تالک-کلریت-اپیدوت.

Fig. 3. Different alteration types in apatite host rocks from Esfordi deposit. A: amphibolic alteration with greenish appearance, B: potassic alteration and frequency of pink K-feldspar, C: silicic alteration as quartz-rich veins, D: talc-chlorite-epidote alteration



شکل ۴. شکلهای مختلف کانی‌زایی آپاتیت در کانسار اسفوردی A: کانی‌زایی رگه‌ای، B: کانی‌زایی انتشاری، C: کانی‌زایی توده‌ای در زونهای برشی، D: کانی‌زایی درون سنگهای آتشفشانی دگرسان شده.

Fig. 4. Different apatite mineralization shapes in Esfordi deposit. A: vein-type mineralization, B: disseminated mineralization, C: massive mineralization in brecciated zones, D: mineralization within altered volcanic rocks



شکل ۵. کانی‌زایی آپاتیت اسفوردی مربوط به زون‌های مختلف: A: آپاتیت در زون انتشاری (4X-XPL)، B: آپاتیت در زون توده‌ای (10X-XPL)، C: آپاتیت در زون رگه‌ای (4X-XPL). Ap1: آپاتیت نسل ۱، Ap2: آپاتیت نسل ۲، Ap3: آپاتیت نسل ۳.

Fig. 5. Apatite mineralization related to different zones. A: apatite in vein zone (4X-XPL), B: apatite in massive zone (10X-XPL), C: apatite in disseminated zone (10X-XPL). Ap1: generation 1 apatite, Ap2: generation 2 apatite, Ap 3: generation 3 apatite

پتروگرافی و مینرالوگرافی

مطالعه پتروگرافی مقاطع نازک بر روی سنگهای میزبان نشان می‌دهد که سنگهای آتشفشانی محدوده کانسار اغلب از نوع آندزیت، ریولیت و تراکیت هستند. سنگهای آندزیتی به صورت گدازه‌های آتشفشانی بخشهایی از محدوده معدنی را در بر می‌گیرند. بافت اکثر آنها پورفیری با خمیره میکرولیتی است. درصد درشت بلورها ۱۵ تا ۲۰ درصد می‌باشد و اندازه آنها از ۱ تا ۲ میلی‌متر تغییر می‌کند. کانیهای درشت‌بلور در این سنگها متنوع‌تر از خمیره بوده و فراوانترین آنها فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز است (شکل ۶-A و B). این کانیها در اکثر موارد به صورت خود شکل ظاهر شده و دارای ماکل کارلسباد و پلی‌سینتتیک می‌باشند. در برخی موارد منطقه‌بندی نوسانی در فلدسپارها دیده می‌شود که ناشی از تغییر متناوب ترکیب کانی‌شناسی می‌باشد. کوارتز و کانیهای کدر نیز در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود.

پیروکسن ۱۵ تا ۲۰ درصد حجم خمیره سنگ را تشکیل می‌دهد و به صورت ریزبلور و در اندازه ۰/۵ میلی‌متر و به رنگ سبز در خمیره سنگ پراکنده است و به واسطه همین تمایز رنگ از میکرولیت‌های فلسپاتی قابل تشخیص است. سریسیت که فراوانترین کانی ثانویه در این سنگها و حاصل دگرسانی فلدسپارهای پتاسیم است، کمتر از ۵ درصد نمونه را تشکیل می‌دهد.

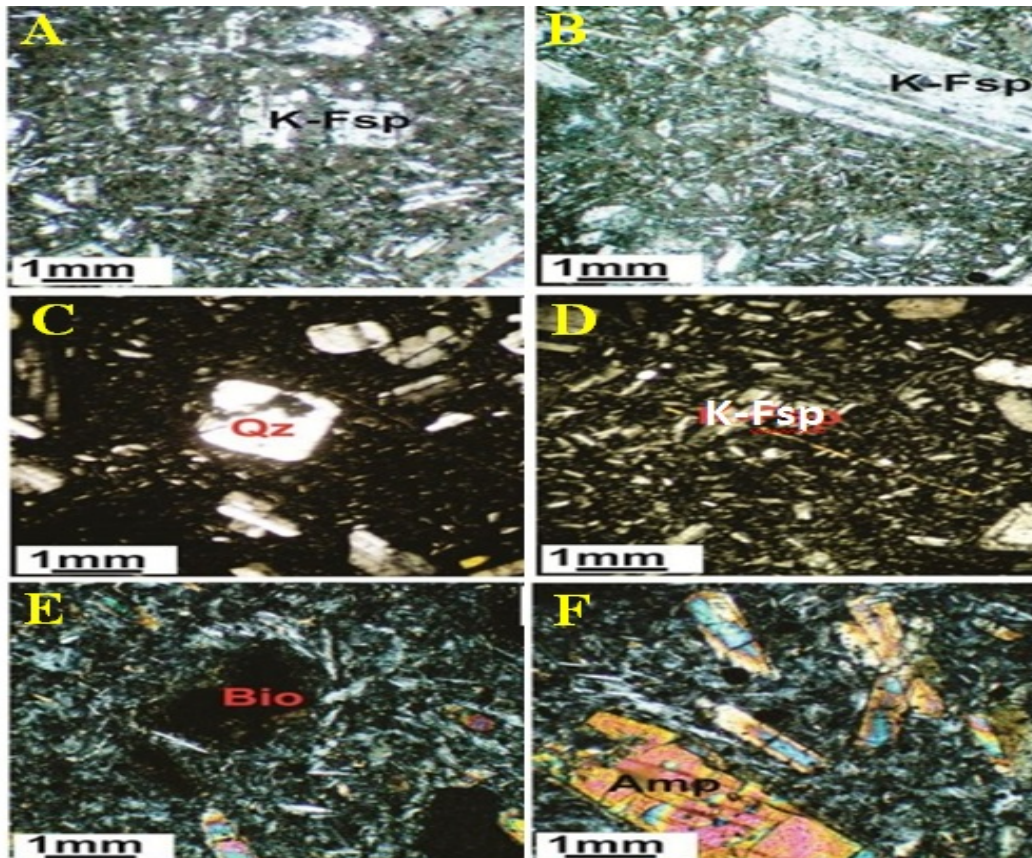
سنگ ریولیت که در اطراف کانسار اسفوردی ارتفاعات نسبتاً بلندی تشکیل داده و ریخت‌شناسی خشنی را به نمایش می‌گذارد، در نمونه دستی به رنگ صورتی بوده و در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت پورفیری تا گلومروپورفیری با

زمینه‌ای شیشه‌ای است و نسبت به آندزیت‌ها حالت میکرولیتی کمتری را نشان می‌دهند. فلدسپار پتاسیم و کوارتز کانیهای اصلی تشکیل‌دهنده آنها بوده و میزان آنها به ۲۰ تا ۳۰ درصد با اندازه‌های از ۱ تا ۳ میلی‌متر می‌رسد. از نظر ریخت‌شناسی بلورها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و فلدسپارها ماکل کارلسباد را نشان می‌دهند. انواع لوزی شکل فلدسپارها حاکی از وجود آنورتوکلاز می‌باشد (Pichler and Reigraf, 1995). به طور کلی سنگهای ریولیتی به دو نوع (پتاسیمی و سدیمی تقسیم می‌شوند که در نوع اول کانی مافیک غالباً بیوتیت و فلدسپات موجود در آنها از نوع آنورتوکلاز می‌باشد در حالی که در نوع سدیمی، آمفیبول سدیم دار یا پیروکسن یا هر دو نوع وجود دارد. درشت بلورهای کوارتز در هر دو نوع ریولیت دیده می‌شود (Ezatian, 2002). با توجه به وجود اشکال لوزی آنورتوکلاز در سنگ و وجود کانی بیوتیت در سنگ می‌توان آن را ریولیت پورفیری نوع پتاسیمی نامید. کانیهای مافیک در این ریولیت‌ها از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن با رنگ قهوه‌ای تیره بوده و میزان آن ۱ تا ۵ درصد سنگ و اندازه آن کمتر از ۱ میلی‌متر می‌باشد که به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند (شکل ۶-C و D).

تراکیت‌ها در جنوب شرق کانسار اسفوردی به صورت توده‌های کوچک برون‌زد دارند و بر اساس مطالعات انجام شده، بافت آنها تمام بلورین است و از حالت تراکیتی تا پورفیری با زمینه میکرولیتی تغییر می‌کند. فلدسپات پتاسیمی ۳۰ تا ۷۰ درصد حجم سنگ و پلاژیوکلاز ۵ تا ۲۰ درصد سنگ را تشکیل داده و اندازه آنها حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر می‌باشد. فلدسپات

در مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک نمونه‌های آپاتیت‌دار سه نسل کانی آپاتیت تشخیص داده می‌شود (شکل ۷- A, B و C) آپاتیت نسل ۱ در بخش‌های توده‌ای و انتشاری و در ارتباط با هسته‌های غنی از مگنتیت (افق شماره ۳) و گاهی به صورت ادخالهایی در درون بلورهای مگنتیت یافت می‌شود که اندازه آنها از ۰/۵ میلی‌متر می‌باشد.

پتاسیمی به صورت جزئی سربستی شده است و سربستی رایجترین کانی ثانویه در مقاطع است که ۱ تا ۲ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. کانیهای فرومگنیزین شامل آمفیبول و بیوتیت می‌باشد که از حاشیه دچار خوردگی شده و ۱ تا ۲ درصد حجم سنگ را شامل می‌شود. اندازه این کانیها از ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر متغیر است (شکل ۶- E و F).



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی سنگهای آتشفشانی اسفوردی در نور پلاریزه (10X-XPL): A-B: آندزیت؛ C-D: ریولیت؛ E-F: تراکیت. K-Fsp: پتاسیم فلدسپار؛ Qz: کوارتز؛ Amp: آمفیبول؛ Bio: بیوتیت.

Fig. 6. Microscopic images of the Esfordi rocks in polarized light (10X-XPL). A-B: andesite, C-D: rhyolite, E-F: trachyte. K-Fsp: K-feldspar, Qz: quartz, Amp: amphibole, Bio: biotite.

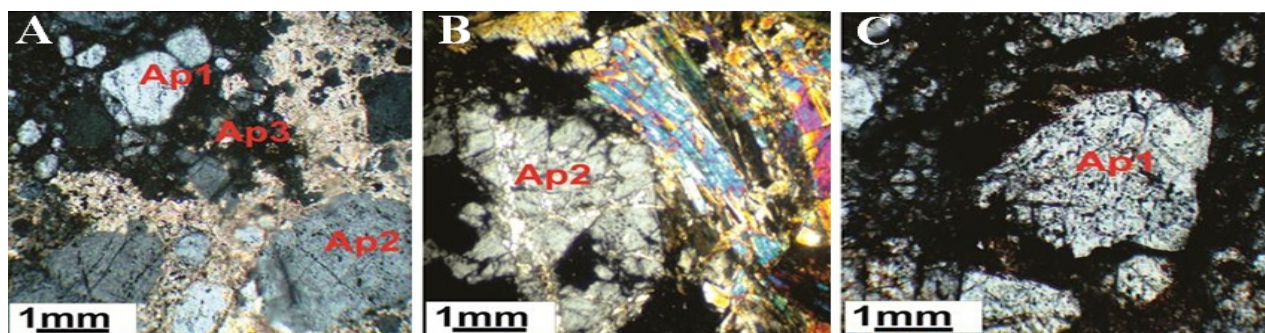
آتشفشانی دگرسان شده به صورت توده‌های موزاییکی و یا خطی دیده می‌شود. از ویژگیهای مهم آن همراهی با کانیهای آبداری مانند آمفیبول و نیز برشی شدن گسترده است. این نوع آپاتیت که نوع غالب آپاتیت در زونهای فسفاتی اسفوردی است (افق شماره ۱ و ۲)، از نظر اندازه از حد میلی‌متر ۳ تا ۴ سانتی‌متر متغیر است. رنگ ارغوانی آن نیز ناشی از وجود هماتیت به صورت ادخال در درون شبکه آن می‌باشد. اما بلورهای خالص آن به رنگ عسلی تا سبز روشن دیده می‌شود

این نوع آپاتیت همبستگی نزدیکی با توده آهن‌دار داشته و با نسبت‌های مختلفی در آن دیده می‌شود. این نوع آپاتیت به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با سطح صاف و مدور به رنگ زرد نارنجی و به ندرت بی‌رنگ می‌باشد. اندازه بلورهای این نوع آپاتیت، از ۱ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر تغییر می‌کند و تجمع بلورهای آن در سطح حفره‌ها و شکستگیها و مخصوصاً در توده‌های آهن‌دار زیاد دیده می‌شود. آپاتیت نوع ۲ در زون برشی مجاور توده آهن‌دار و سنگهای

بلورهای منوپیرامیدال (بلورهای منشوری تک‌سر) ظاهر شده و بلورهای بی‌پیرامیدال به هیچ وجه در این کانسار دیده نشده است (Darvishzadeh, 1983).

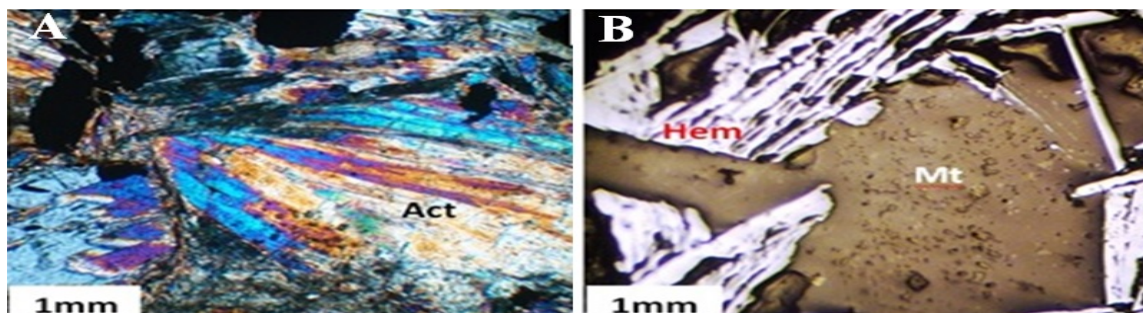
در مطالعات مینرالوگرافی مقاطع صیقلی نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی در اسفوردی، پدیده مارتیتی شدن (هماتیت ثانویه) در طول شکستگیها و حاشیه دانه‌های مگنتیت مشاهده می‌شود. مارتیتی شدن از حاشیه دانه‌های مگنتیت و در امتداد شکستگیها شروع شده و در مراحل پیشرفته تقریباً همه مگنتیت را به هماتیت تبدیل می‌کند و فقط آثاری از آن به صورت لکه‌هایی باقی می‌ماند. کانی اکتینولیت به صورت بلورهای سوزنی شکل سبز رنگ و بزرگ به طول ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر در طول زون‌های برشی در مجاورت کانی‌زایی فسفات ایجاد شده است که در بعضی از نمونه‌ها با کلسیت و کلریت همراه است (شکل ۸-A و B).

که عمده کانی‌زایی فسفات را تشکیل می‌دهد. این نوع آپاتیت همچنین به صورت درهم رشدی با آپاتیت نوع ۱ حضور دارد. آپاتیت نوع ۳ که در ارتباط با مناطق برشی و شکستگیهاست به صورت بلورهای دانه ریز و نیمه خودشکل تا بی‌شکل با رنگ کرم تا قهوه‌ای و اندازه کمتر از ۰/۵ میلی‌متر می‌باشد که به همراه کلسیت، کوارتز، هماتیت و کلریت به صورت خمیره‌ای آپاتیت‌های نوع ۱ و ۲ را در بر می‌گیرد. با حرکت به سوی مناطق برشی و محل عبور سیال، تغییرات تدریجی آپاتیت‌ها از نوع ۱ و ۲ به نوع ۳ مشاهده می‌شود. در این مناطق در اثر برشی شدن، واکنش سیال با سنگ میزبان و انحلال آپاتیت نوع ۱ و ۲، ته‌نشست آپاتیت نوع ۳ صورت گرفته است که وجود شواهد انحلالی و جریان سیال گرمایی مؤید این مطلب است. این نوع آپاتیت در هر سه افق کانی‌زایی حضور دارد اما در افق شماره ۲ و ۳ که بیشتر دچار فعالیت برشی شده‌اند از تجمع بیشتری برخوردار است. کانیهای آپاتیت اغلب به صورت



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی انواع آپاتیت در اسفوردی، A: همراهی سه نسل آپاتیت نوع ۱، ۲ و ۳ در یک نمونه سنگ، B: آپاتیت نوع ۲، C: آپاتیت نوع ۱. Ap1: آپاتیت نسل ۱؛ Ap2: آپاتیت نسل ۲؛ Ap3: آپاتیت نسل ۳.

Fig. 7. Microscopic images of different types of apatite. A: association of the 1, 2 and 3 generations of apatite in a rock sample, B: generation 2 apatite, C: generation 1 apatite. Ap1: generation 1 apatite, Ap2: generation 2 apatite, Ap 3: generation 3 apatite.



شکل ۸. A: اکتینولیت به صورت بلورهای سوزنی شکل در مجاورت کانه‌زایی فسفات اسفوردی (4X- XPL)؛ مارتیتی شدن مگنتیت اسفوردی (10X- XPL). Mt: مگنتیت؛ Hem: هماتیت؛ Act: اکتینولیت.

Fig. 8. A: Martitization of Esfordi magnetite (4X-XPL), B: needle-shaped actinolite adjacent to phosphate mineralization (10X- XPL). Mt: magnetite, Hem: hematite, Act: actinolite.

کانیهای گروه آپاتیت شامل هیدروکسی آپاتیت، کلرآپاتیت، فلورآپاتیت، کربنات آپاتیت و فرانکولیت و نیز موناژیت، مهمترین کانیهای فسفاتی منطقه هستند که البته در این میان میزان فلورآپاتیت بیش از بقیه است. حضور سانیدین، میکروکلین و میکروپرتیت عمدتاً ناشی از رخداد دگرسانی پتاسیمی در سنگهای دگرسان شده منطقه است. اکتینولیت و کلریت نیز کانیهای عمده تشکیل‌دهنده دگرسانی آمفیبولی در سنگهای سبز رنگ منطقه‌اند. علاوه بر آپاتیت و موناژیت، حضور کانیهایی چون تریتومیت^۱، ملانوسریت^۲، پارسونسیت^۳، تاندریت^۴ و بریتولیت^۵ که همگی غنی از عناصر نادر خاکی، اورانیوم و تورنیوم هستند حاکی از غنی‌شدگی کانسار از این نوع عناصر است (Jones et al., 1996). تجزیه نقطه‌ای آپاتیت‌ها (بخش شیمی‌کانی) نیز مؤید همین امر است.

اگر اکتینولیت به صورت آگرگات‌های شعاعی و شکل‌های سوزنی و دندریتی و یا به صورت جریان‌ی در درون مگنتیت دیده شود نشان‌دهنده رشد همزمان با این کانی است. این بافت دندریتی در کانسارهای نوع کایرونا معمول است و آن را یکی از ویژگیهای کانسار آهن ماگمایی می‌دانند (Nystroem and Henriquez, 1994).

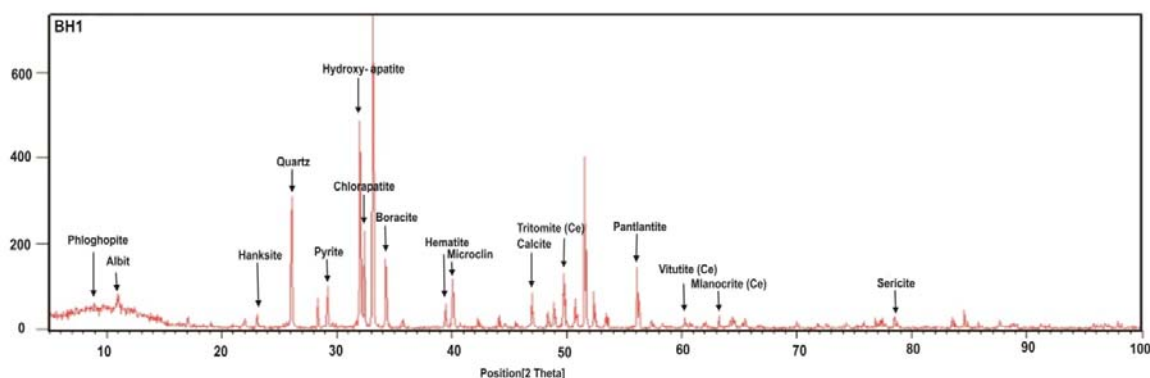
کانی‌شناسی

مطالعات پتروگرافی با تجزیه کانی‌شناسی نمونه‌ها به روش پراش پرتو ایکس و مطالعات ریز پردازنده الکترونی آپاتیت‌ها تکمیل شد. در تجزیه کانی‌شناسی پراش پرتو ایکس نمونه‌هایی از توف و سنگهای آتشفشانی، سنگهای دگرسان شده و دایک‌های منطقه استفاده شد (جدول ۱). نمونه‌ای از نمودارهای به‌دست آمده از روش پراش پرتو ایکس در شکل ۹ نشان داده شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود انواع

جدول ۱. نتایج انتخابی تجزیه پراش پرتو ایکس سنگهای آتشفشانی محدوده کانسار اسفوردی

Table 1. Selective results of XRD analyses of volcanic rocks from Esfordi mining district

Samplecode	BH1	BH2	BH4	BH6	BH7
Sample type	Rhyolite tuff near mineralization zone	Rhyodacite near tuff	Dolerite dike with amphibole veins	Amphibolite near phosphate masses	Carbonaceous rocks with silica and hematite veins
X	370902	370527	371015	370554	370726
Y	3516627	3516425	3516540	3516599	3516590
Main phase	Hydroxy-apatite, chlor-apatite	Fluoro-apatite, carbonate-fluor-apatite	Fluoro-apatite	Fluoro-apatite, Chlor-apatite	Chlor-apatite
Trace phase	Albite, flogopite, quartz, pyrite, hematite, calcite, microcline boracite	Microcline, Fluoro-apatite, orthoclase, sanidine, albite, quartz, hematite, elite	Actinolite, pyroxene, chlorite, covellite, hematite, garnet, biotite	Biotite, bornite, pyroxene, calcite, ferribergite, covellite, hematite, chlorite	Hematite, quartz, chlorite, calcite, bornite, fluorite, muscovite,
Rare phase	Vitiotritomite, melanocerite	Parsonsite	Parsonsite, monazite, tritomite	Tritomite, monazite, vitiotite	

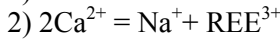
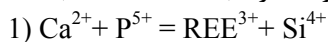


شکل ۹. نمونه‌ای منتخب از نمودارهای پراش پرتو ایکس متعلق به توف‌های ریولیتی مجاور کانه‌زایی آپاتیت اسفوردی.

Fig. 9. A selected XRD graph of rhyolitic tuff adjacent to Esfordi apatite mineralization.

1. Tritomite
2. Melanocerite
3. Parsonsite
4. Tundrite
5. Britholite

غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی در آپاتیت‌ها می‌تواند بر اساس دو نوع جانشینی مختلف صورت گیرد (Rønso, 1989):



از آن‌جا که میزان سدیم در نمونه‌های آپاتیت تجزیه شده زیر حد آشکارسازی دستگاه بوده است، می‌توان گفت مکانیسم شماره ۱ ذکر شده در بالا عمده‌ترین روش جانشینی عناصر نادر خاکی در ساختار این آپاتیت‌ها بوده است. از سوی دیگر این امر دخالت شورابه‌های تبخیری را در تشکیل آپاتیت که توسط برخی محققان پیشنهاد شده بود، رد می‌کند (Jami, 2005).

با توجه به این‌که Ce فراوانترین عنصر نادر خاکی در آپاتیت‌های مورد مطالعه است، بیشترین شباهت را به آپاتیت‌های با منشأ گرانیت نوع I نشان می‌دهد که بر خلاف آپاتیت‌های همراه با گرانیت‌های نوع S است که در آنها Y فراوانترین عنصر نادر خاکی است (Hsieh et al., 2008). با نظر به این‌که غلظت عنصر منگنز در آپاتیت نشانگر شاخص اشباع‌شدگی آلومینیوم $[(\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ در سنگ میزبان می‌باشد. داده‌های میزان MnO آپاتیت‌های اسفوردی (کمتر از ۰/۲ درصد وزنی) شباهت آنها را به آپاتیت‌های موجود در سنگهای متا آلومینیومی از جمله گرانیت‌های نوع I و بسیاری از آداکیت‌ها با شاخص اشباع آلومینیوم کمتر از ۰/۹ را نشان می‌دهد (Chu et al., 2009).

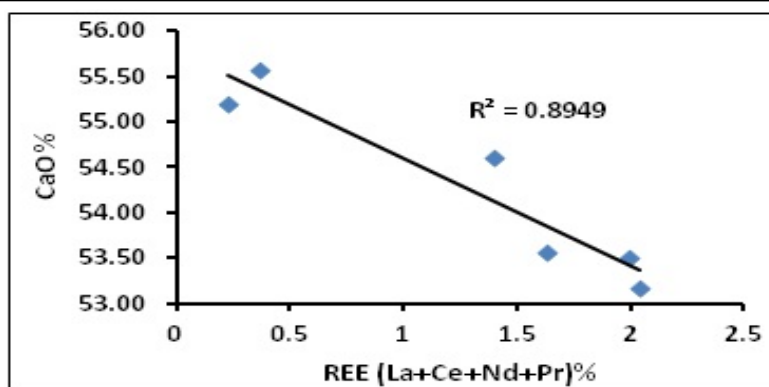
ترکیب دقیق کانی آپاتیت بر روی نمونه‌هایی از این کانی با ریزپردازنده الکترونی در جدول ۲ ذکر شده است. تجزیه آپاتیت با ریزپردازنده الکترونی (EPMA) نشان می‌دهد که در آپاتیت‌های مورد مطالعه میزان فلوئور از ۳/۲۲ تا ۳/۷۷ درصد و میزان کلر از ۰/۱ تا ۰/۷۳ درصد متغیر است. غلظت کلر در آپاتیت نوع ۱ بسیار بالا و به ۷۲۰۰ ppm می‌رسد. آپاتیت نوع ۲ نیز حاوی مقادیری قابل ملاحظه از کلر است اما مقدار آن از آپاتیت نوع ۱ کمتر است و مقدار کلر بین ۳۰۰۰-۱۰۰۰ ppm تغییر می‌کند (جدول ۲). داده‌های تجزیه کانی‌شناسی نشان می‌دهد که آپاتیت‌های مورد مطالعه از نوع فلوئور آپاتیت با مقادیر جزئی یون کلر هستند.

نکته قابل توجه پایین بودن میزان Sr در این آپاتیت‌ها (حداکثر ۸۰۰ ppm) نسبت به آپاتیت‌های وابسته به ذخایر کربناتی (با بیش از ۲۰۰۰ ppm) است که قبلاً نیز توسط برخی محققان در مورد آپاتیت‌های ناحیه بافق گزارش شده است و با استناد به برخی مراجع (Belousova et al., 2002) آن را شاهدهی بر عدم وابستگی این کانیها به یک ماگمای کربناتی دانسته‌اند (Torab, 2010). میزان عناصر نادر خاکی در آپاتیت‌های مورد مطالعه نسبتاً بالاست (جدول ۲). وجود همبستگی منفی قوی میان Ca و مجموع عناصر نادر خاکی در آپاتیت‌ها (شکل ۱) نشانگر جانشینی این عناصر به‌جای کلسیم در شبکه آپاتیت است (Torab, 2010).

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای آپاتیت نوع ۱ و ۲ در اسفوردی با ریزپردازنده الکترونی بر حسب درصد وزنی. bdl: زیر حد آشکارسازی.

Table 2. EPMA point analyses results of types 1 and 2 apatites from Esfordi in wt%. bdl: below detection limit

Sample type	Ap1-1	Ap1-2	Ap1-3	Ap2-1	Ap2-2	Ap2-3
X	370985	370985	370985	370946	370946	370946
Y	3518292	3518292	3518292	3518332	3518332	3518332
CaO	54.61	55.19	55.57	53.16	51.53	53.56
P ₂ O ₅	41.90	41.90	42.19	41.06	41.60	41.28
Na ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
SiO ₂	0.24	0.52	0.40	0.80	0.05	0.10
MnO	0.04	0.02	bdl	bdl	0.01	bdl
SrO	0.07	0.01	bdl	0.02	0.01	0.02
Y ₂ O ₃	bdl	0.07	0.09	0.09	0.14	0.11
La ₂ O ₃	0.43	0.03	0.04	0.46	0.44	0.38
Ce ₂ O ₃	0.65	0.13	0.09	0.95	1.15	0.84
Nd ₂ O ₃	0.20	0.06	0.13	0.48	0.37	0.38
Pr ₂ O ₃	0.13	bdl	0.10	0.15	0.03	0.03
SO ₃	0.33	0.02	0.02	0.16	0.15	0.14
F	3.45	3.46	3.77	3.43	3.22	3.53
Cl	0.31	0.14	0.10	0.73	0.72	0.73



شکل ۱۰. همبستگی منفی قوی میان REE و CaO در آپاتیت‌های اسفوردی

Fig. 10. Strong negative correlation between REE and CaO in Esfordi apatite.

توالی هم‌یافتی

بر اساس مطالعات کانی‌شناسی، پتروگرافی و مینرالوگرافی و نیز مشاهدات صحرایی، توالی کانی‌زایی در کانسار اسفوردی به سه مرحله تقسیم می‌شود: مرحله اول شامل کانی‌زایی مگنتیت±آپاتیت است که طی آن، هسته اولیه کانسار اسفوردی ایجاد شده و اغلب با کانیهای گرمایی نظیر آپاتیت±هماتیت±اکتینولیت همراه است. این نوع آپاتیت در ارتباط با هسته‌های غنی از مگنتیت و به صورت افشان یا به شکل ادخالهایی درون مگنتیت حضور دارد (شکل ۱۱-A). در این مرحله آمفیبول به صورت جزئی وجود دارد و به‌طور ناچیزی به کلریت و اپیدوت دگرسان شده است. مگنتیت به میزان بخشی در طول شکستگیها یا در مرزهای بین بلوری به هماتیت تبدیل شده است.

مرحله دوم کانی‌سازی شامل شکل‌گیری گسترده آپاتیت نوع ۲ است که با ویژگیهایی چون برشی شدن گسترده و حضور کانیهای آبداری مانند آمفیبول مشخص می‌شود. آپاتیت نوع ۲، گونه غالب این کانی در زون‌های فسفاتی است که به‌طور گسترده در زون‌های برشی و توده‌ای آهن‌دار به صورت رگه‌ای و توده‌ای تشکیل شده است. هر دو نوع آپاتیت ۱ و ۲ در اثر واکنش با سیال گرمایی دچار انحلال و تحرک مجدد شده و آپاتیت نوع ۳ را به وجود آورده است که در طول شکستگیها و در مرز آپاتیت‌های دانه‌درشت شکل گرفته است (شکل ۱۱-B). مرحله سوم کانی‌زایی شامل مرحله تأخیری و فراگیر دگرسانی کوارتز-کربناتی است که از ویژگیهای آن حضور گسترده کوارتز، کربنات، کلریت، اپیدوت، آمفیبول است. آپاتیت نوع ۲ نسبت به مرحله قبل محدودتر شده و به صورت جزئی بر روی توده‌های اکسیدی آهن و زون‌های فسفات نقش

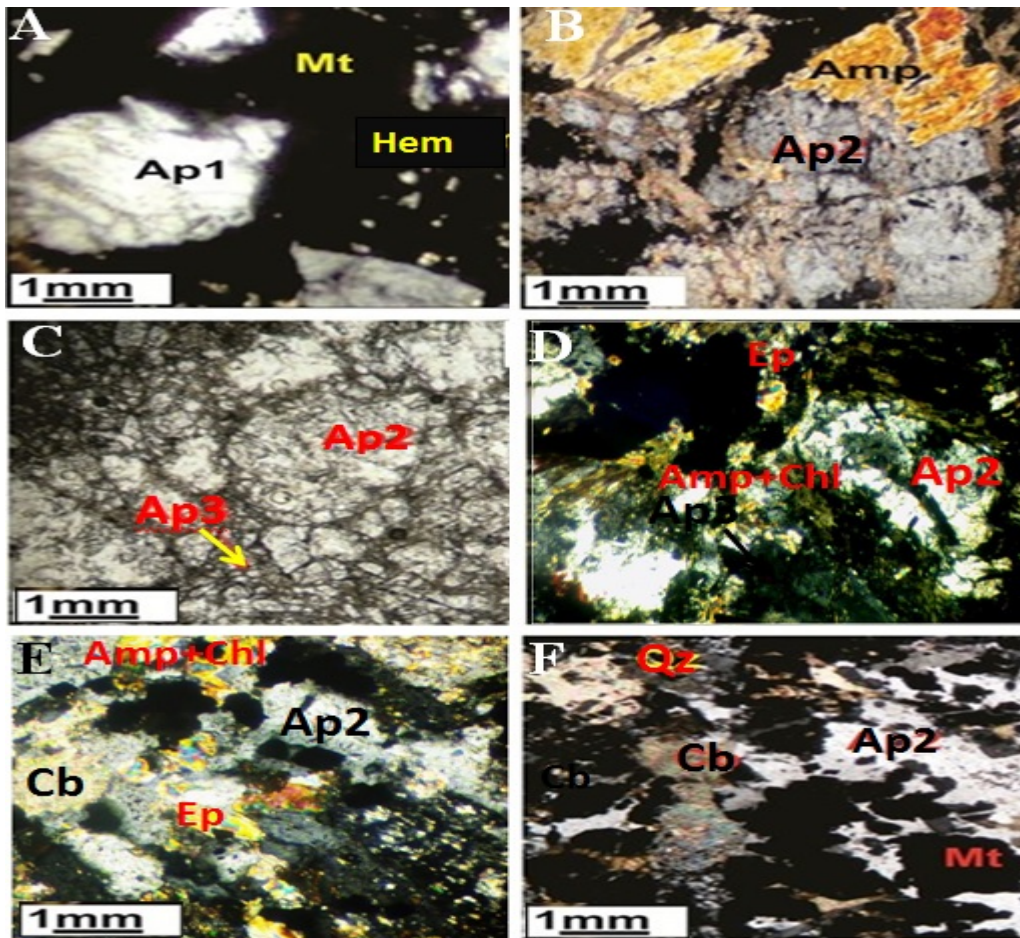
بسته و در ارتباط با مناطق نفوذ پذیر و شکستگیهاست (شکل ۱۱-E و F). شکل ۱۲ توالی هم‌یافتی در کانسار اسفوردی را نشان می‌دهد.

مطالعات زمین‌شیمیایی

زمین‌شیمی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب

تغییرات زمین‌شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در سنگهای آتشفشانی منطقه مورد مطالعه بر روی نمونه‌هایی از بخشهای کانه‌دار و سنگ میزبان کانی‌زایی و واحدهای سنگی کمتر دگرسان شده دور از محدوده کانی‌زایی به روش XRF و ICP-MS مشخص و در جدول ۳ گزیده این نتایج آورده شده است.

نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به SiO_2 (نمودارهای هارکر) همبستگی مثبت و منفی میان عناصر اصلی و نوع فرآیندهایی را که روابط میان این عناصر ایجاد کرده‌اند نشان می‌دهد (Rollinson, 1993). این نمودارها برای نمونه‌های مورد مطالعه در کانسار اسفوردی نشانگر افزایش میزان پتاسیم و افزایش ناچیز آلومینیم با افزایش سیلیس است که ناشی از تمرکز این دو عنصر در اواخر تفریق ماگمایی و رخداد دگرسانی پتاسیمی گسترده در سنگهای منطقه است (شکل ۱۳). کاهش منیزیم و تیتانیوم با پیشرفت روند تفریق نشانگر تمرکز منیزیم در کانیهای مافیکی نظیر الیوین و پیروکسن و نیز جدایش تیتانیوم به صورت ورود به شبکه مگنتیت در مراحل آغازین تبلور است. روند کاهش آهن، فسفر و کلسیم نیز نشان‌دهنده جدایش فاز غنی از اکسیدهای آهن در مراحل ابتدایی تبلور مذاب و نیز جدایش همزمان آپاتیت با مگنتیت در این مرحله است (شکل ۱۳).



شکل ۱۱. A: کانی‌زایی آپاتیت ۱ در ارتباط با هسته‌های غنی از اکسید آهن (10X - XPL)، B-D: آپاتیت ۲ در ارتباط با کانیهای آب‌دار آمفیبول، کلریت و اپیدوت و آپاتیت نوع ۲ و ۳ (4X - XPL)، E و F: کانی‌زایی تأخیری کلسیت و کوارتز (10X - XPL). Mt: مگنتیت؛ Hem: هماتیت؛ Ap1: آپاتیت نوع ۱؛ Ap2: آپاتیت نوع ۲؛ Amp: آمفیبول؛ Ap3: آپاتیت نوع ۳؛ Ep: اپیدوت؛ Chl: کلریت؛ Cb: کربنات؛ Qz: کوارتز. **Fig. 11.** A: Apatite 1 mineralization in relation to iron oxide-rich cores (10X-XPL), B-D: Apatite 2 mineralization in relation to hydro minerals amphibole, chlorite and epidote (4X-XPL), E-F: late mineralization of calcite and quartz (10X-XPL). Mt: magnetite, Hem: hematite, Ap 1: apatite 1, Ap 2: apatite 2, Ap3: apatite 3, Amp: amphibole, Ep: epidote, Chl: chlorite, Qz: carbonate.

Minerals	Stage 1	Stage 2		Stage 3
	Primary mineralization	Massive mineralization	Vein mineralization	Late mineralization
Magnetite				
Apatite 1				
Hematite				
Apatite 2				
Actinolite				
Apatite 3				
Chlorite				
Epidot				
Carbonate				
Quartz				

شکل ۱۲. توالی هم‌یافتی در کانسار اسفوردی **Fig. 12.** Paragenetic sequence in Esfordi deposit

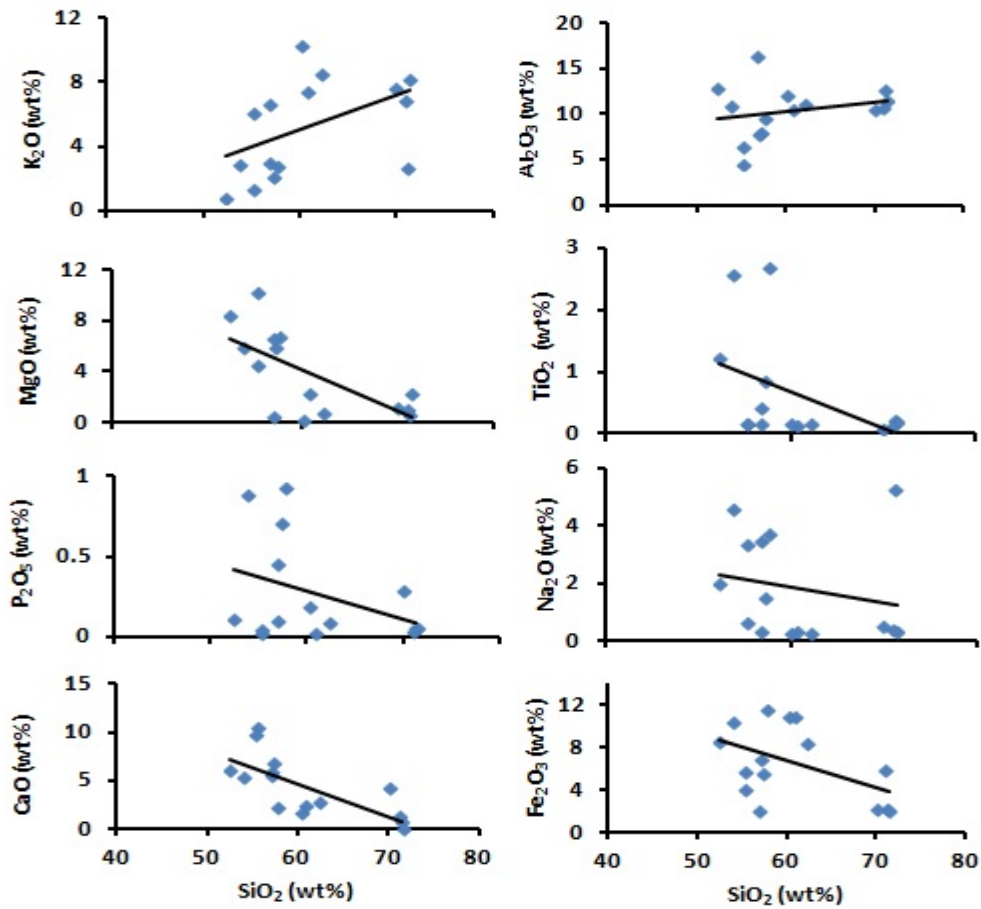
جدول ۳. نتایج انتخابی غلظت عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌های سنگی منطقه اسفوردی بر اساس تجزیه به روش XRF

Table 3. Selective XRF results of major and trace element contents of rock samples from the Esfordi area

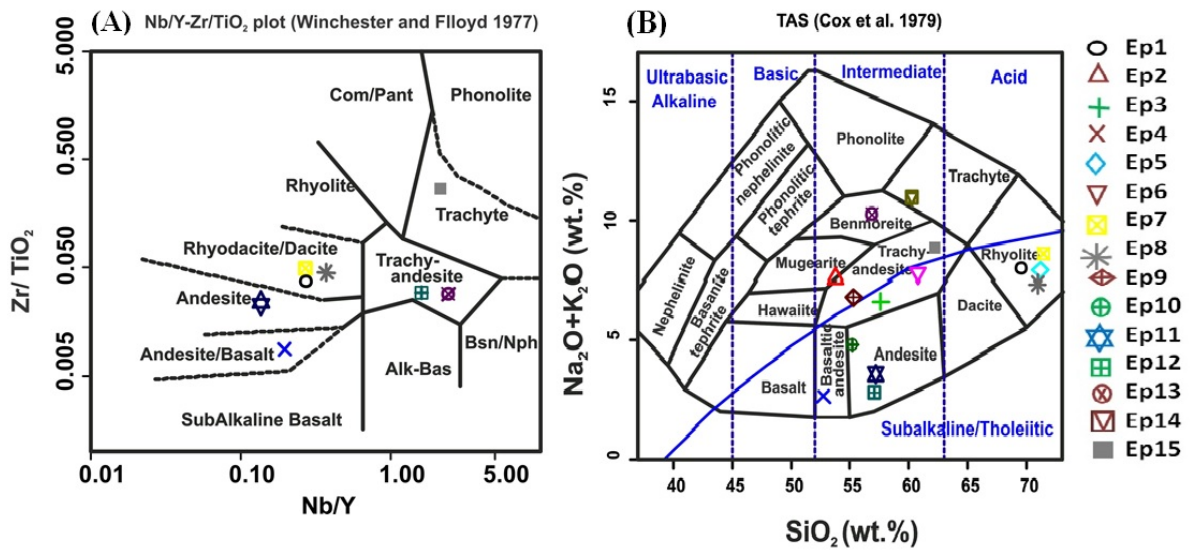
Sample code	Ep1	Ep2	Ep3	Ep4	Ep6	Ep7	Ep9	Ep12	Ep14	Ep15
Sample type	Ryodacite	Andesite	Trachy-andesite	Andesite	Ryiolite	Trachyte	Ryolite	Ryodacite	Trachyte	Trachyte
X	370452	369987	370825	370725	370929	371022	370422	370401	370127	370025
Y	3518914	3519027	3519344	3517524	3517337	3516492	3516398	3516395	3516593	3516602
Wt%										
SiO ₂	69.9	53.7	57.6	52.4	71.1	60.7	71.3	70.9	60.1	62
TiO ₂	0.1	3.5	2.7	1.2	0.23	0.14	0.21	0.16	0.19	0.18
Al ₂ O ₃	10.4	10.8	9.5	12.9	12.6	10.4	11.5	10.6	12.1	11
T _{FeO}	2.2	10.5	11.5	8.6	2.3	10.9	2.08	5.9	10.9	8.5
MgO	1.2	5.9	6.8	8.4	0.68	2.3	2.3	1.01	0.21	0.87
CaO	4.2	5.3	2.2	6.1	0.79	2.41	0.6	1.3	1.7	2.7
Na ₂ O	0.56	4.6	3.7	2.05	5.2	0.36	0.36	0.46	0.31	0.34
K ₂ O	7.6	2.9	2.8	0.83	2.6	7.4	8.2	6.9	10.3	8.5
P ₂ O ₅	0.3	0.89	0.93	0.12	0.6	0.3	0.6	0.4	0.2	0.1
S	0.1	0.9	0.9	0.32	0.32	0.23	0.7	0.1	0.1	0.3
L.O.I	2.5	2.7	1.5	5.9	3.8	4.5	3.8	2.3	3.1	3.4
Total	99.4	100	99.8	99.3	99.9	99.8	100	99.9	99.5	99
ppm										
Cl	27.7	34.5	21.9	87	35.7	76.8	36	87.3	37.8	90
Ba	1306	772	627	660	612	550	466	1072	165	3105
Sr	70.5	747.9	739	399.8	47.5	32.4	24.3	35.4	242	76
Cu	10.2	47.4	53.3	50	9.6	9.5	13.6	11.4	31.5	9.2
Pb	22.8	15.3	16.3	10.4	4.6	5	4.2	4.6	7.2	3.6
V	22.2	204	221.4	197.8	33	25.2	28	29.5	114.3	35.2
Zr	85.9	580.6	501.7	80	189.3	144.9	153.6	139.1	125.7	155.5
Y	5.4	33.8	53.3	35.8	14.6	4.6	9.7	6.3	100.3	13.6
Rb	127	78.5	83.4	22.5	48.9	162.9	96.6	133.9	15.7	144.4
U	19.2	13.3	17	8.4	1.7	3.4	14.3	10.8	15.9	8.5
Th	6.1	14	16.7	12.6	21.1	7.9	10.2	11.8	16.5	16
Nb	5.4	1.9	2.8	9.9	15.2	3	3.2	6.2	18.6	4.6

است و از نظر ماهیت زمین‌شیمیایی از سری قلیایی تا سری کم قلیایی/تولئیتی تغییر می‌کنند (شکل ۱۴-B). بر اساس نمودار Jensen (1976) (شکل ۱۵-A) سنگهای محدوده کانسار اسفوردی بیشتر از نوع ریولیت و داسیت کالک‌آلکالن، داسیت تولئیتی، بازالت تولئیتی پر آهن و پر منیزیم هستند. چنین مجموعه سنگی در جزایر کمانی، حاشیه قاره‌ها و کمربندهای کوهزایی با سنین مختلف تشکیل می‌شوند. در جایگاه کمانی که پوسته قاره‌ای در زیر وجود ندارد بازالت فراوان و ریولیت و داسیت کمیاب می‌باشند اما در جایی که پوسته قاره‌ای در زیر وجود دارد فراوانی بازالت کمتر بوده و داسیت و ریولیت فراوانتر و حجیم‌تر هستند (Hall, 1998). در نمودار ایروین و باراگار، (Irvine and Baragar, 1971) این سنگها روندی از ماهیت تولئیتی تا کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند (شکل ۱۵-B).

رده‌بندی سنگها از دیگر کاربردهای مهم داده‌های عناصر اصلی و کمیاب است که در این رابطه پژوهشگران نمودارهای مختلفی ارائه داده‌اند (Cox et al., 1979). از آن‌جا که سنگهای مورد بررسی با وجود دقت در نمونه‌برداری ممکن است به درجات مختلف تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته باشند و در نتیجه این فرآیند، عناصر قلیایی دچار تحرک شده باشند لذا از نمودارهای غلظت عناصر نامتحرک استفاده گردید. به این منظور از نمودار وینچستر و فلویید (Winchester and Floyd, 1977) استفاده شد (شکل ۱۴-A). این نمودار نیز ترکیب سنگهای مورد بررسی را مشابه نمودار کاکس نشان می‌دهد. بر اساس نمودار قلیایی کل-سیلیس (TAS) ارائه شده توسط کاکس (Cox et al., 1979) سنگهای آتشفشانی مورد بررسی در منطقه از نوع حدواسط تا اسیدی بوده و شامل ریولیت، آندزیت، تراکیت، تراکی-آندزیت، بنموریت و موژاریت



شکل ۱۳. نمودار تغییرات هارکر برای اکسیدهای عناصر اصلی در نمونه‌های اسفوردی.
 Fig. 13. Harker variation diagram for major oxides in the Esfordi samples.

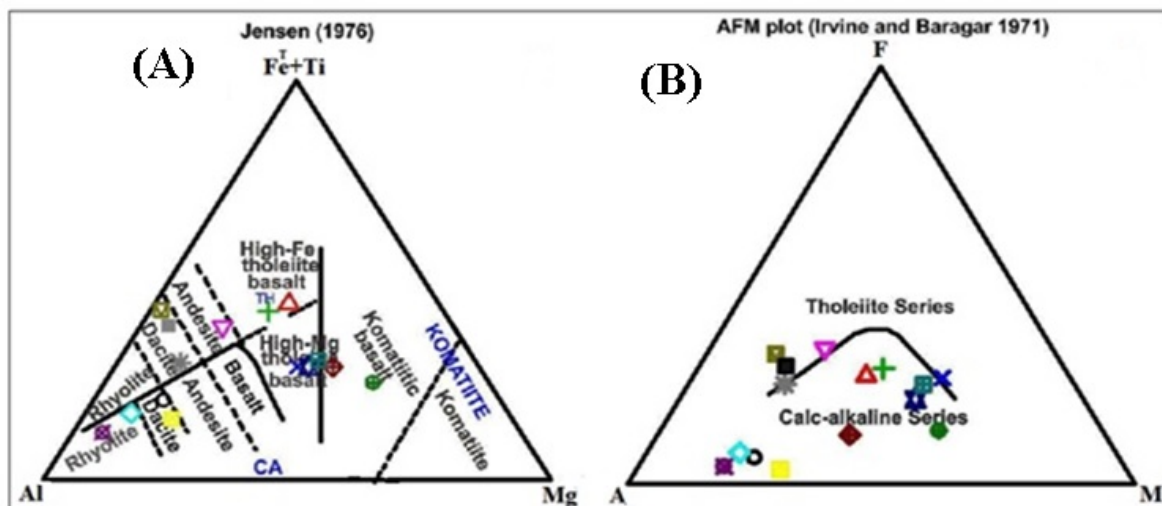


شکل ۱۴. رده‌بندی سنگهای منطقه اسفوردی با استفاده از A: نمودار وینچستر و فلوید، B: نمودار (TAS) (Cox et al., 1979)

Fig. 14. Classification of rocks from the Esfordi area using A: Winchester and Floyd diagram (Winchester and Floyd, 1977), B: TAS diagram (Cox et al., 1979).

بالا بودن میزان اورانیوم در اکثر نمونه‌ها (بیش از ۶ ppm) از نکات قابل توجه در تجزیه عناصر کمیاب نمونه‌های سنگی مورد مطالعه است. بر اساس نظر (Ruzicka, Ruzicka 1990) میزان Th/U در شرایط دمای بالا و محیط ماگمایی حدود ۵:۱ است اما فرآیندهای گرمایی و رسوبی دما پایین باعث جدایش Th از U در سیال می‌شود به گونه‌ای که کانسارهای رگه‌ای و اپی ژنتیک که در دماهای زیر ۵۰۰ درجه تشکیل می‌شوند دارای نسبت Th/U کمتر از ۱ هستند. در نمونه‌های مورد بررسی دو نمونه آندزیت و ریولیت با نسبت Th/U بالای ۵، در دو نمونه ریولیت و یک نمونه تراکیت با نسبت کمتر از ۱ و در سایر نمونه‌ها بین ۱ تا ۳ متغیر است که می‌تواند حاصل عملکرد فرآیندهای گرمایی بر روی اغلب سنگهای آذرین منطقه پس از تشکیل آنها باشد.

غنی‌شدگی آهن در یک منطقه دارای سنگهای آندزیتی می‌تواند توسط دو فرآیند تفریق یا دو روند توضیح داده شود: ۱- روند فنر^۱ یا غنی‌شدگی آهن، ۲- روند باون^۲ یا غنی‌شدگی سیلیسی که نوع اول با سری تولییتی و نوع دوم با سری قلیایی-کلسیمی انطباق دارد (Hall, 1998). همان‌گونه که نمودارهای Jensen (Jensen, 1976) و ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) نشان می‌دهد برخی از نمونه سنگهای آتشفشانی منطقه اسفوردی در محدوده تولییتی غنی از آهن قرار دارند و برخی دیگر در محدوده کالک‌آلکالین؛ از سوی دیگر نمودارهای هارکر حاکی از فقیرشدگی از آهن با پیشرفت روند تفریق و افزایش سیلیس است که با روند باون همخوانی دارد. بنابر این در مجموع می‌توان گفت به احتمال زیاد هر دو روند فنر و باون طی فازهای مختلف ماگماتیسم رخ داده‌اند.



شکل ۱۵. تعیین ماهیت زمین‌شیمیایی سنگهای اسفوردی. A: نمودار یسن (Jensen, 1976)، B: نمودار ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971).

Fig. 15. Determination of geochemical nature of Esfordi rocks, A: Jensen (Jensen, 1976), B: Irvine and Baragar (Irvine and Baragar, 1971) diagrams.

($LREE/HREE > 1$) بوده و نشانگر غنی‌شدگی در LREE هستند که ویژگی کانسارهای آهن-آپاتیت تیپ کایرونا است (شکل ۱۶) (Edfelt, 2007). شیب منفی نمودار و بی‌هنجاری منفی کوچک Eu همچنین شباهت به آپاتیت‌های موجود در گرانیتهای نوع I را به نمایش می‌گذارد (Koeppenkastrop and De Carlo, 1993).

زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی

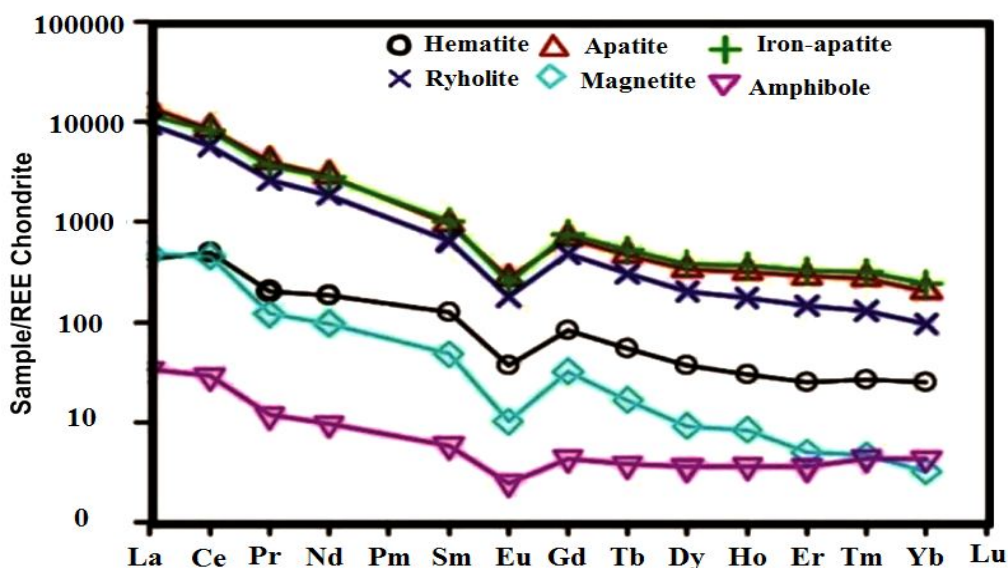
نتایج شیمیایی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگ هماتیته، کانسنگ مگنتیتی، کانسنگ آهن-آپاتیت، سنگ ریولیت میزبان توده کانه‌زایی شده، آپاتیت خالص و نیز آمفیبولیت به روش ICP-MS در جدول ۴ نشان داده شده‌اند. الگوی نمودارهای عنکبوتی توزیع عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت در کلیه نمونه‌ها دارای شیب منفی

1. Fenner trend
2. Bowen trend

جدول ۴. نتایج تجزیه عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسار اسفوردی

Table 4. Rare earth element analytical results for the Esfordi samples

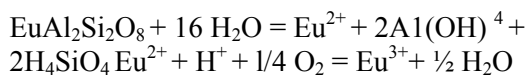
Sample	Hematite ore	Apatite	Iron-apatite ore	Rhyolite	Magnetite ore	Amphibolite
X	370739	370782	370804	380874	370848	370901
Y	3518423	3518392	3518418	3518418	3518338	3518306
	ppm					
La	133	4420	3650	2970	148	10.5
Ce	405	6920	6630	4600	370	23.4
Pr	24.8	495	449	318	14.8	1.43
Nd	111	1750	1670	1120	57.8	5.78
Sm	24.1	186	196	126	9.36	1.14
Eu	2.71	19.9	18.1	13.2	0.74	0.18
Gd	21.2	180	197	125	8.4	1.12
Tb	2.59	22.2	24.8	14.4	0.79	0.18
Dy	11.7	108	122	64.8	2.92	1.15
Ho	2.12	22.8	26.1	12.4	0.6	0.26
Er	5.31	60.1	67.6	30.5	1.04	0.75
Tm	0.87	8.85	10.2	4.17	0.15	0.14
Yb	5.29	42.8	50	19.9	0.67	0.90
∑LREE	700.61	13790.9	12613.1	9147.2	600.7	42.43
∑HREE	49.08	444.75	497.7	271.17	14.41	4.5
LREE/HREE	5.703	52.77	42.60	126.87	2.06	12.88
La/Yb	25.14	103.27	73	149.24	220.89	11.66
La/Sm	0.041	23.76	18.62	23.57	15.81	9.21
La/Gd	6.30	24.56	18.53	23.76	17.62	9.38
Gd/Yb	0.19	4.20	3.94	6.28	12.54	1.24
Ce/Ce*	1.70	1.13	1.25	1.14	1.90	1.45
(Eu/Eu) _N	0.37	0.33	0.28	0.32	0.26	0.49
∑REE	305.86	2829.66	2797.17	2046.6	899.09	44.28



شکل ۱۶. الگوی به‌هنجار شده توزیع عناصر نادر خاکی در انواع کانسنگ و سنگهای درون‌گیر در کانسار اسفوردی (داده‌های کندریت از (Boynton, 1985)).

Fig. 16. Normalized REE distribution patterns in different types of ores and host rocks in Esfordi deposit (normalizing values from Boynton, 1985).

(Perdahl, 1995) تهی‌شدگی Eu در کانسارهای تیپ کایرونا می‌تواند در اثر تبلور فلدسپارها از ماگمای مادر در نزدیکی سطح و یا اینکه در اثر اکسیده بودن محیط (به دلیل وجود مگنتیت و هماتیت) باشد. حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگهای ریولیتی منطقه می‌تواند مؤید تبلور فلدسپار در نزدیکی سطح باشد. Eu موجود در ساختار پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی در محیطهای گرمایی به صورت Eu^{+2} آزاد می‌شود و در شرایط اکسیدی، فشار و دمای پایین به حالت سه ظرفیتی طبق واکنش زیر اکسید می‌شود (Sverjensky, 1984):



بنا به نظر پاراک (Parak, 1975) تهی‌شدگی عنصر Eu ثانویه بوده و تحت تأثیر فرآیندهای دگرسانی گرمایی ایجاد می‌شود. طی این فرایند، کانیهای سنگ مادر تخریب شده و عناصر نادر خاکی به شکل یون‌های کمپلکس از محیط خارج می‌شوند. شباهت قابل توجه بین الگوی REE کانسنگ مگنتیتی با سنگهای در برگیرنده نشان‌دهنده منشأ مشترک آنهاست. به منظور تعیین اندازه آنومالی Eu از پارامتر $(Eu/Eu^*)_N$ استفاده شده است. در این خصوص نمونه آمفیبولیت بیشترین میزان $(Eu/Eu^*)_N$ را نشان می‌دهد. از ویژگیهای دیگر نمودارهای رسم شده، وجود آنومالی مثبت Ce در تمامی نمونه‌هاست $(Ce/Ce^* = 1.13-1.90)$. این امر در کنار وجود بی‌هنجاری منفی Eu، حاکی از عدم تأثیر آب دریا در تشکیل این سنگها بوده و از این جهت با آپاتیت‌های رسوبی تفاوت دارند (Frietsch, R. and Perdahl, 1995; Helvacı, 1984).

به نظر وایتفورد و همکاران (Witford et al., 1980)، در سنگهای آذرینی که تحت تأثیر دگرسانی گرمایی و دگرگونی قرار گرفته‌اند دگرسانی گرمایی تأثیری به‌سزا بر توزیع عناصر REE دارد و با افزایش نسبت سیال به سنگ و شدت دگرسانی، انحلال‌پذیری این عناصر افزایش می‌یابد. این انحلال‌پذیری باعث افزایش یا کاهش میزان REE در سیستم کانیایی می‌شود. علاوه بر تأثیر سیال گرمایی و دگرسانی، دگرگونی درجات بالا و فرآیند دیازن نیز بر توزیع و انحلال REE تأثیر مهمی دارند (Lottermoser, 1992). بنابراین فرآیندهای دگرسانی و دگرگونی ناحیه‌ای که در کانسار اسفوردی به وقوع پیوسته و باعث تحرک و مهاجرت REE از

میزان غنی‌شدگی REE موجود در آپاتیت و مگنتیت و سنگهای میزبان کانسار اسفوردی متفاوت بوده و بیشترین میزان تمرکز REE در آپاتیت و کمترین تمرکز در سنگهای میزبان است. همچنین بیشترین فراوانی REE در آپاتیت‌ها مربوط به عناصر نادر خاکی سبک (از جمله Nd, La, Ce) می‌باشد و میزان غنی‌شدگی آپاتیت و مگنتیت و سنگ درون‌گیر در عناصر نادر خاکی سبک بیشتر از عناصر نادر سنگین است و الگوی پراکندگی مشابهی دارند. از آنجایی که LREE ها ترجیحاً در شرایط اکسیدان جذب اکسیدهای فلزی مانند هماتیت می‌شوند می‌توان چنین شرایطی را در غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE مؤثر دانست (Koeppenkastrop and De Carlo, 1993; White, 2000; Coppin et al., 2002). سری‌های ماگماتیسیم آلکالن نسبت به عناصر نادر خاکی به‌ویژه عناصر نادر خاکی سبک غنی‌شدگی شدیدی نشان می‌دهند که این غنی‌شدگی با شدت آلکالینیتی محیط نسبت مستقیم دارد (Witford et al., 1980).

بیشترین درجه تفکیک در کل عناصر نادر خاکی در نمونه کانسنگ مگنتیتی و سپس در نمونه ریولیتی دیده می‌شود $(La/Yb=150-221)$ در حالی که کمترین درجه تفکیک در نمونه آمفیبولیت و کانسنگ هماتیتی مشاهده می‌شود $(La/Yb=12-25)$. در نمونه‌های تجزیه شده، درجه تفکیک در عناصر نادر خاکی سبک $(La/Sm=0.041-23.76)$ بیشتر از عناصر نادر خاکی سنگین $(Gd/Yb=0.19-12.54)$ است. بیشترین درجه تفکیک در عناصر نادر خاکی سبک متعلق به نمونه‌های آپاتیت و ریولیت $(La/Sm=23.6-23.8)$ و کمترین درجه تفکیک در این عناصر متعلق به نمونه کانسنگ هماتیتی است $(La/Sm=0.04)$. بیشترین درجه تفکیک در عناصر نادر خاکی سنگین نیز متعلق به نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی و ریولیت $(Gd/Yb=6.3-12.5)$ و کمترین آن مربوط به کانسنگ هماتیتی است $(Gd/Yb=0.2)$ (جدول ۴).

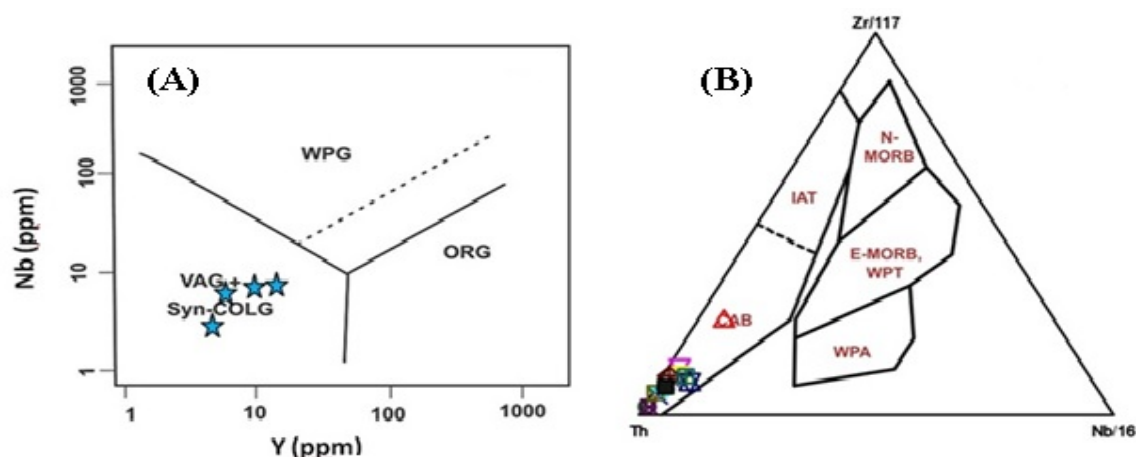
کلیه نمونه‌های تجزیه شده یک بی‌هنجاری منفی واضح در Eu را نشان می‌دهند (شکل ۱۶). این بی‌هنجاری به همراه غنی‌شدگی از LREE از مشخصه‌های آپاتیت‌های موجود در کانسنگهای آهن تیپ کایروناسست (Jinjie et al., 2007). وجود این بی‌هنجاری منفی می‌تواند نشانگر منشأ گرفتن سنگهای مورد مطالعه از یک منبع محتوی پلاژیوکلاز نیز باشد (Frietsch and Andreoli et al., 1994). به نظر

متفاوت و گاه متناقضی ارائه می‌دهند. این مشکل قبلاً توسط سایر محققان در ناحیه معدنی بافق نیز گزارش شده است (Torab, 2008). از دیگر دلایل متفاوت بودن نتایج به دست آمده از نمودارهای مختلف می‌توان به رخداد گسترده کانه‌زایی آهن و آپاتیت در منطقه اشاره نمود که به تبع آن ورود برخی عناصر نظیر تیتانیوم و وانادیوم به ساختار کانیهای چون مگنتیت و نیز ورود عنصر فسفر به ساختار آپاتیت، تهی‌شدگی قابل توجهی از این عناصر در مذاب مادر آنها و نهایتاً سنگهای متبلور شده از آنها رخ خواهد داد و این امر کاربرد برخی از نمودارهایی را که بر پایه فراوانی این قبیل عناصر بنا شده است با مشکل مواجه ساخته و نتایج قابل اطمینانی ارائه نمی‌دهند. برای حل این مشکل در این پژوهش سعی شد از نمودارهای مرتبط با عناصر غیر متحرک با قدرت میدان بالا استفاده شود (Wood, 1980). مبنای نمودار Nb-Y (Pearce et al., 1984) سنگهای آتشفشانی اسیدی منطقه مزبور متعلق به گروه گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با تصادم (syn-COLG) هستند (شکل ۱۷-۱). نمودار وود (Wood, 1980) سنگهای آتشفشانی محدوده کانسار اسفوردی را متعلق به بازالت‌های نوع کالک‌آلکان نشان می‌دهد (شکل ۱۷-۲).

سنگها شده‌اند. از آنجایی که عناصر LREE ترجیحاً در شرایط اکسیدان نسبت به اکسیدهای فلزی مانند هماتیت جذب می‌شوند می‌توان پیشنهاد کرد که چنین شرایطی در غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE مؤثر بوده است (Koeppenkastrup and De Carlo, 1993; White, 2000; Coppin et al., 2002). سری‌های ماگماتیسم آلکان نسبت به عناصر نادر خاکی به‌ویژه عناصر نادرخاکی سبک غنی‌شدگی شدیدی را نشان می‌دهند که این غنی‌شدگی با شدت الکالینیتی محیط نسبت مستقیم دارد (Witford et al., 1980).

خاستگاه زمین‌ساختی

تمایز بین محیط‌های تکتونیکی به طریق زمین‌شیمیایی بر پایه نمودارهای متمایز کننده استوار است. در این نمودارها معمولاً از عناصر اصلی و کمیاب استفاده می‌شود ولی امروزه نمودارهای متمایز کننده‌ای که بر پایه عناصر کمیاب و غیر متحرک بنا شده‌است کاربرد بیشتری دارند. به منظور تعیین خاستگاه زمین‌ساختی سنگهای آتشفشانی منطقه مورد مطالعه سعی شد از نمودارهای تمایز انواع بازالت‌ها و سنگهای گرانیتی استفاده شود اما به دلیل رخداد دگرسانی گسترده در منطقه و محدود بودن تعداد نمونه‌ها، نمودارهای مختلف نتایج بسیار



شکل ۱۷. نمودارهای خاستگاه زمین‌ساختی انواع سنگهای اسفوردی A: انواع گرانیت‌ها (Pearce et al., 1984) B: انواع بازالت‌ها (Wood, 1980)
Fig. 17. Tectonic setting diagrams for Esfordi rocks. A: granite types (Pearce et al., 1984), B: basalt types (Wood, 1980)

اکتینولیت دندریتی با بافت جریان‌ی نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی این کانسار است. از نظر ریخت‌شناسی فضای بین بلورهای درشت توسط بلورهای ریز و بی‌شکل پر شده که نشانگر تشکیل آپاتیت در دو مرحله است. در مرحله اول

نتیجه‌گیری

شواهدی از قبیل مشاهدات صحرائی، ساخت و بافت کانسنگهای آهن و آپاتیت اسفوردی، این کانسار را در ردیف کانسار آهن و آپاتیت نوع کایرونا قرار می‌دهد. وجود

غنی‌شدگی را در میزان Cl در مقایسه با نسل‌های ۲ از خود نشان می‌دهند که غلظت بالای کلر در این نوع آپاتیت‌ها احتمالاً بیانگر شکل‌گیری آن در مراحل اولیه تفریق است اما پایین بودن میزان Cl در آپاتیت‌های نسل ۲ و بالاتر بودن میزان فلوتور نسبت به نسل ۱ بیانگر شکل‌گیری عمده فسفات (آپاتیت ۲) در مرحله نهایی تفریق می‌باشد.

برخی محققان با توجه به پایین بودن میزان استرانسیوم در آپاتیت‌های اسفوردی ($SrO < 0.2 \text{ wt}\%$) و محتوای منگنز آنها معتقدند که این کانی ویژگی‌های آپاتیت‌های موجود در فسفریت‌های رسوبی را نشان می‌دهد (Torab, 2010). این در حالی است که آنومالی مثبت Ce در تمامی نمونه‌ها منشأ رسوبی آنرا نفی می‌کند. از آن‌جا که عناصری چون استرانسیوم و منگنز طی فرآیندهای مختلف قادر به تحرک زیاد می‌باشند، به نظر می‌رسد استناد به محتوای این دو عنصر در آپاتیت‌های مورد مطالعه و نتیجه‌گیری در مورد منشأ آنها از دقت کمتری برخوردار است لذا به‌جای آن، استناد به محتوای عناصر نادر خاکی توصیه می‌شود.

متغیر بودن نسبت Th/U در نمونه‌ها نیز از شواهد دیگر تنوع فرآیندهای دخیل در تشکیل کانسار اسفوردی است. به عنوان نتیجه‌ای کلی می‌توان گفت که آپاتیت‌های کانسار اسفوردی نیز همچون کانسار آهن چگارت تلفیقی از ویژگی‌های ماگمایی و گرمایی (Moor and Modabberi, 2003) را به نمایش گذاشته و به عبارت دیگر، بخش‌های مختلف این کانسار از نظر زایش با یکدیگر متفاوت بوده و احتمالاً طی مراحل مختلفی شکل گرفته‌اند. از نظر خاستگاه زمین‌ساختی نیز می‌توان گفت کانسار اسفوردی احتمالاً در یک محیط کششی مرتبط با قوس و در ارتباط با یک ماگماتیسم قلیایی و گرانیتوئیدهای قوسی و همزمان با تصادم قاره‌ای شکل گرفته و فرآیندهای گرمایی بعدی توسط سیال منشأ گرفته از همان ماگمای مادر بر آن اثر کرده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از حمایت معاونت محترم پژوهشی دانشگاه شیراز در انجام این پژوهش صمیمانه تشکر و قدردانی نمایند.

بلورهای درشت شکل گرفته و سپس فاز سیال خلل و فرج و درز و شکافها را پر کرده است و آپاتیت دانه‌ریز در مرحله بعدی و در اثر انحلال آپاتیت دانه‌درشت شکل گرفته است. همچنین بر اساس مطالعات انجام شده، کانیهای سولفیدی در این کانسار محدود است که نشانه تشکیل این کانسار در شرایط اکسیدان می‌باشد. نتایج حاصل از تجزیه با ریزپردازنده الکترونی بر روی کانی آپاتیت نشان می‌دهد که آپاتیت اسفوردی از نوع فلوتور آپاتیت با مقادیر متفاوتی کلر است. پایین بودن میزان Sr در این آپاتیت‌ها تشکیل آنها را از یک ماگمای کربناتیتهی نفی می‌کند. 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 در آپاتیت و مگنتیت و سنگ در برگیرنده مشابه بوده و هم منشأ بودن آنها را نشان می‌دهد همچنین محتوای REE آپاتیت نسبت به مگنتیت و سنگهای در برگیرنده بیشتر است که می‌تواند حاکی از تأثیر سیال گرمایی بر روی سنگهای میزبان باشد. بی‌هنجاری منفی Eu در تمامی نمونه‌های معدنی نشانگر جانشینی Ca و Sr به جای Eu به دلیل تشابه شعاع یونی و اکسیده بودن محیط می‌باشد. پایین بودن میزان Cd و برعکس، حضور U و Th در تجزیه عناصر کمیاب آپاتیت، وجود بلورهای هگزگونال و میزان سدیم بسیار کم، وجود منشأ آذرین را برای این آپاتیت‌ها نشان می‌دهد و آنها را از انواع رسوبی متمایز می‌کند (Alves, 2008). از سوی دیگر پایین بودن میزان سدیم، دخالت شورابه‌های تبخیری در تشکیل آپاتیت را که توسط برخی محققان پیشنهاد شده بود، رد می‌کند (Jami, 2005). بالا بودن نسبی کلر در برخی از این آپاتیت‌ها را بدین‌گونه می‌توان توجیه نمود که مطالعات صورت گرفته بر روی رفتار فلوتور و کلر طی تفریق ماگمایی و کانسنگ‌سازی نشان داده است که فلوتور به مقدار زیادی در مراحل تأخیری تفریق ماگمایی تمرکز می‌یابد اما برعکس، غلظت کلر در مراحل اولیه تفریق بالاست (Mathez and Webster, 2005). همچنین مطالعات فیوژ (Fuge, 1977) بیانگر آن است که کلر در آپاتیت‌های مراحل اولیه تفریق از غلظت بالایی برخوردار است و به عکس، در آپاتیت‌های تشکیل شده در مراحل تأخیری میزان فلوتور بالاتر است. آپاتیت‌های نسل ۱ بیشترین

References

- Alves, P.R., 2008. The carbonatite-hosted deposit of Jacupiranga, SE Brazil: styles of mineralization, ore characterization, and association with mineral processing. M.Sc. thesis, Missouri University of Sciences and Technology, USA, 140 pp.
- Andreoli, M.A.G., Smith, C.B., Watkeys, M., Moore, J.M., Ashwal, L.D. and Hart, R.J., 1994. The geology of the Steenkampskraal monazite deposit, South Africa: Implications for REE-Th-Cu mineralization in charnockite-granuliteterranes. *Economic Geology*, 89(5): 994-1016.
- Baier, E., 1940. Das iransche binnenland ostlich beckens Von Nain-yazd Neues jahrbuch fur mineralogy, Geology und palaontologie, Beilage- band. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 83(1): 46-86.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Fisher, N.I., 2002. Apatites as indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration*, 76(1): 45-69.
- Bohen, E., 1929. Überblick über die erzlagerstatter per siens unden derzeitigen stand Von gewinnung und Verhuttung. *Erzmetall*, 26(4): 57-61.
- Bonyadi, Z., 1999. Geochemistry and genesis of Narigan manganese deposit, Bafgh-Yazd. M.Sc. thesis, Siraz University, Shiraz, Iran, 157 pp. (in Persian)
- Borumandi, H., 1973. Petrographische and Lagerstatten Kundliche unter suter suchungen der Esfordi - formation zwischen Mishdowan and Kushk bie bafgh central iran. Ph.D. Dissertation, Aachen University, Aachen, Germany, 174 pp.
- Boynton, W.V., 1985. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 115-152.
- Chu, M.F., Wang, K.L., Griffin, W.L., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J. and Iizuka Y., 2009. Apatite composition: Tracing petrogenetic processes in Transhimalayan granitoids. *Journal of Petrology*, 50(10): 1829-1855.
- Coppin, F., Berger, G., Castet, S. and Loubet, M., 2002. Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. *Chemical Geology*, 182(1): 57-68.
- Cox, K.J., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London, 464 pp.
- Daliran, F., 1999. REE geochemistry of Kiruna - type iron ores. In: C. J. Stanley (Editor), *Mineral Deposite, processes to processing*. Balkema, Rotterdam, pp. 631-634.
- Daliran, F., 2002. Kiruna-type iron oxide-apatite ores and apatites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites. In: T.M. Porter (Editor), *Hydrothermal iron oxide copper - gold and related deposits*, PGC Publishing, Linden Park, South Australia, pp. 303-320.
- Darvishzadeh, A., 1983. Investigation of Bafg-Esfordi phosphate. *Journal of Sciences Tehran University*, 13(1-2): 2-24 (in Persian).
- Edfelt, A., 2007. The Tjärrojäkka Apatite-Iron and Cu (-Au) Deposits, Northern Sweden. Ph.D. thesis, Division of Ore Geology and Applied Geophysics, Luleå University of Technology, Sweden, 230 pp.
- Ezatian, E., 2002. Atlas of igneous rocks, classification and nomenclature. Geological Survey of Iran.
- Farkhondi Sorkhabi, K., 1998. Investigation of rare earth elements (REE) and Nb distributions in iron-apatite deposits of Bafgh area. M.Sc. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 234 pp. (in Persian)
- Förster, H. and Borumandi, H., 1976. Petrographic observation on a magnetite deposit at Mishdovan, Central Iran. *Economic Geology*, 74(1): 1485-1489.
- Förster, H. and Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in Central Iran a highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Economic Geology*, 89(8): 1697-1721.
- Förster, H. and Knittel, U., 1979. Petrographic observation on a magnetite deposit at mishdovan, central Iran. *Economic Geology*, 74(6): 1485-1489.
- Frietsch, R. and Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in kiruna - type iron ores and some other iron ore type. *Ore Geology Reviews*, 9(6): 489-510.
- Fuge, R., 1977. On the behavior of fluorine and chlorine during magmatic differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 61(3): 245-249.
- Haghipour, A., 1974. Etude geologique la region de Biabanak - Bafq (Central Iran); Petrologie et tectonique du socle percambrien et

- sacouverture. Ph.D. These, Universite Scientifique et Medicale de Grenobal, France , 403 pp.
- Hall, A., 1998. *Igneous Petrology*. Longman, UK, 550 pp.
- Helvaci, C., 1984. Apatite-Rich Iron Deposits of the Avnik (Bingol) Region, Southeastern Turkey. *Economic Geology*, 79(2): 354-371.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic Iron oxide (Cu-U-Au-LREE) deposits. *Precambrian Research*, 58(1-4): 241-287.
- Hooshmandzadeh, A., Nabavi, M.J. and Hamdi, B., 1988. Precambrian-Lower Cambrian rocks in Iran. 1st Conference of Investigation on Resources and Mineral Potential in Yazd Province, Yazd, Iran. (in Persian)
- Houkriede, R., Kursten, M. and Vanzlaff, H., 1962. Zur geologie des gebietes zwischen kerman und Saghand (Iran). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 51(2): 1-179.
- Hsieh, P.S., Chen, C.H., Yang, H.J. and Lee, C.Y., 2008. Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: Constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr-Nd isotope compositions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(5-6): 428-451.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- Iwao, S. and Zahedi, M., 1966. Geology and iron ore deposit of Chadormalu mine Bafgh area Central Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 10, 8 pp.
- Jami, M., 2005. Geology, Geochemistry and Evolution of the Esfordi Phosphate – Iron Deposit, Bafq Area, Central Iran. Ph.D. thesis, The University of New South Wales, Australia, 220 pp.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Division of Mines, Ontario, Report 66, 22 pp.
- Jinjie, Y.U., Qi, Z., Jingwen, M., Shenghao, Y., 2007. Geochemistry of Apatite from the Apatite-rich Iron Deposits in the Ningwu Region, East Central China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 81(4): 637-648.
- Jones, A.P., Wall, F. and Williams, C.T., 1996. *Rare Earth Minerals: Chemistry, Origin and Ore Deposits*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland: The Mineralogical Society Series. 7. Chapman & Hall, UK, 372 pp.
- Koeppenkastrop, D. and De Carlo, E.H., 1993. Uptake of rare earth elements from solution by metal oxides. *Environmental and Science Technology*, 27(9): 1796-1802.
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Review*, 7(1): 25-41.
- Lovering, T.G. and Heyl, A.V., 1974. Jasperoid as a guide to mineralization in the Taylor mining district and vicinity near Ely, Nevada. *Economic Geology*, 69(1): 46-58.
- Mathez, E.A. and Webster, J.D., 2005. Partitioning behavior of chlorine and fluorine in the system apatite- silicate melt- fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(5): 1275-1286.
- Moor, F. and Modabberi, S., 2003. Origin of choghart iron oxide deposit Bafq mining district, central Iran: new isotopic and geochemical evidences. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 14(3): 259-269.
- Moosavinasab, Z., 1997. Geochemistry and genesis of Choghart iron deposit, Bafgh-Yazd. M.Sc. thesis, Shiraz University, Tehran, Iran, 201 pp. (in Persian)
- Nystrom, J.O. and Henriquez, R., 1994. Magmatic features of iron ores of the kiruna type in chile and widen: ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology*, 89(4): 820-839.
- Paknejad, H., 1991. Complementary exploration of Esfordi deposit. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 11, 89 pp. (in Persian)
- Parak, T., 1975. Kiruna iron ores are not 'intrusive-magmatic ores of the Kiruna type. *Economic Geology*, 70(7): 1242-1258.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Pichler, H. and Reigraf, C.S. (Translated by Mehrabi, F.), 1995. *Gesteinsbildende minerale im duennschliff*. Shiraz University Press, Shiraz, 230 pp. (in Persian)
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Routledge, USA, 384 pp.
- Rønso, J.G., 1989. Coupled substitution involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological

- implications. *American Mineralogist*, 74: 896–901.
- Ruzicka, V., 1990. Vein uranium deposits. *Ore Geology Review*, 8: 247 - 276.
- Samani, B., 1998. Precambrian metallogenic in Central Iran. *Scientific Bulletin of the Atomic Energy Organization of Iran*, 17(1): 1-16.
- Stahl, A.F., 1911. Persian. In: A.F. Stahl (Editor), *Handbuch der regionalen geologie*. Heidelberg (Winter), Germany, pp. 275-279.
- Sverjensky, D.A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1): 70-78.
- Torab, F., 2008. Geochemistry and metallogeny of magnetite-apatite deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Ph.D. Thesis, Faculty of Energy and Economic Sciences, Clausthal University of Technology, Germany, 144 pp.
- Torab, F.M., 2010. Geochemistry and radioisotope investigations to determine apatite setting in iron-apatite deposits in Bafgh mining district. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, (3): 409-418. (in Persian)
- White, R.A., 2000. Behavior of the rare earth elements in ochreous mine drainage: a elaborately and field study. Ph.D. thesis, University of Wales, UK, 210 pp.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325-343.
- Witford, D.J., Korsch, M.J., Porritt, P.M. and Craven, S.J., 1980. Rare earth elemnt mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que river, Tasmania Australia. *Chemical Geology*, 68(1): 105-119.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11-30.
- Zui, C., 1994. Evolution of apatite mineralization Potential in Central Iran. Remote Sensing Project. Iranian Ministry of Industry and Mine, Tehran, Report 2, 20 pp.



Mineralogical and geochemical studies on apatites and phosphate host rocks of Esfordi deposit, Yazd province, to determine the origin and geological setting of the apatite

Mohammad Ali Rajabzadeh*, Kiamars Hoseini and Zohreh Moosavinasab

Department of Earth Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Submitted: Apr. 22, 2013

Accepted: Sep. 8, 2013

Keywords: Mineralogy, geochemistry, apatite, phosphate, Esfordi

Introduction

Iron-apatite ore deposits well known as Kiruna iron type formed in association with calc-alkaline volcanism from Proterozoic to Tertiary (Hitzman et al., 1992). Liquid immiscibility in an igneous system was proposed to explain the formation of the iron oxides accompanying apatite in mineralized zones (Förster and Jafarzadeh, 1994; Daliran, 1999). The mode of ore formation however, is a matter in debate. Bafq region in Central Iran is one of the greatest iron mining regions in Iran with 750 million tons of reservoir. The majority of the iron deposits contains apatite as minor mineral and underwent metamorphism-alteration in varying degrees. The mode of formation and geological setting of Esfordi iron-apatite deposit in this region with an average of 13.9 wt% apatite are discussed using geochemical and mineralogical data along with field description.

Materials and methods

Fifty-three samples of mineralized zones and host rocks collected from 7 cross sections were studied by conventional microscopic methods. Seven representative samples were determined by XRD at Department of Physics, Shiraz University. Fifteen and six samples were also analyzed for major and trace elements using XRF at Binaloud Co. Iran, and ICP-MS at Labwest Minerals Analysis, Australia, respectively. Microprobe analyses were carried out on apatite in Geo Forschungs Zentrum Telegrafenberg at Potsdam University, Germany.

Results

Field observation shows that igneous host rocks in Esfordi were intensively altered by hydrothermal fluids. The ores are surrounded by wide altered halos. Petrographic investigation indicated that the most important alterations are of potassic, carbonatic and silicification types. Magnetite and apatite occur as major minerals, accompanied by minor hematite and goethite in the mineralized zones. Rare Earth Element (REE) minerals are present as minor phases in the ores. Three apatite mineralization types (vein, massive, and disseminated) were recognized. Petrographic data represent three apatite generations: stage 1 which is recognized in the massive and disseminated ore types, stage 2 occurred in brecciated zones and stage 3 which is formed by dissolution and redeposition of the 1 and 2 apatite types in vein-shaped bodies. The correlations among major elements and SiO₂ correspond to magmatic differentiation. Cerium is the most abundant REE in the studied samples. Similar REE distribution patterns were observed in the apatite, magnetite and host rhyolite. Electron Probe Micro Analysis (EPMA) shows that the apatites are of fluoroapatite type, enriched in LREE. Low content of Sr was detected in apatites of Esfordi. Low Cd and Na concentrations but high U and Th values were also detected in the studied ore samples.

Discussion

Esfordi iron-apatite deposit is located NE of Bafq, Yazd Province, and in the Central Iran structural zone hosted by mainly Infracambrian rhyolites.

*Corresponding author's email: rajabzad@susc.ac.ir

Field evidence such as flow structure of ore and dendritic texture of some minerals, e.g., actinolite reveal the magmatic origin of iron-apatite deposit. The trends of major element concentrations in ores from different rocks are consistent with magmatic origin of the ores. The absence of sulfides shows an oxidized condition of magma at the time of ore formation. Low Sr in the apatite however, rejects any carbonatitic magma at Esfordi (Belousova et al., 2002). Similar REE distribution patterns in the apatite, magnetite and host rhyolite indicates the same origin for them. Cerium concentration in the ores from Esfordi is also consistent with magmatic ore types and negatively sloped REE distribution pattern and negative Eu anomaly resemble to the Kiruna type iron-apatite deposits (Hsieh et al., 2008). Low Cd and variable Th/U in the apatite along with low Na are contradicting with sedimentary environment (Jami, 2005; Alves, 2008). The Esfordi deposit probably formed in an extensional arc-related setting associated with syn-collision granitoids.

Acknowledgements

The authors appreciate Shiraz University Research Council that supported this work. The Director General of the Esfordi Mine Company is acknowledged for his assistance in the fieldwork.

References

- Hitzman, M.W., Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic Iron oxide (Cu-U-Au-LREE) deposits. *Precambrian Research*, 58(1-4): 241-287.
- Förster, H. and Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in Central Iran a highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Economic Geology*, 89(8):1697-1721.
- Daliran, F., 1999. REE geochemistry of Kiruna – type iron ores. In: C. J. Stanley (Editor), *Mineral Deposite, processes to processing*. Balkema, Rotterdam, pp. 631-634.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O Reilly, S.Y. and Fisher, N.I., 2002. Apatites as indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration*, 76(1): 45-69.
- Hsieh, P.S., Chen, C.H., Yang, H.J. and Lee, C.Y. 2008. Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: Constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr–Nd isotope compositions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(5-6): 428–451.
- Jami, M., 2005. *Geology, Geochemistry and Evolution of the Esfordi Phosphate – Iron Deposit, Bafq Area, Central Iran*. Ph.D. thesis, The University of New South Wales, Australia, 220 pp.
- Alves, P.R., 2008. *The carbonatite-hosted deposit of Jacupiranga, SE Brazil: styles of mineralization, ore characterization, and association with mineral processing*. M.Sc. thesis, Missouri University of Sciences and Technology, USA, 140 pp.