



مقاله پژوهشی

کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال کانی آپاتیت و کانی‌های عناصر کمیاب خاکی در کانسار اسفوردی، شمال شرق بافق، استان یزد

کیامرث حسینی و محمدعلی رجب‌زاده*

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۹/۲۶، پذیرش: ۱۳۹۹/۰۴/۱۱

چکیده

کانسار آهن-آپاتیت اسفوردی در شمال شرق شهر بافق قرار دارد. آپاتیت دارای الگوی ناهمگن رنگ با فازهای تاریک و روشن است که با غلظت‌های متفاوت REE و عناصر Cl، Si، F مشخص می‌شود. دو نسل کانی موناژیت به صورت گسترده و زئوتیم به صورت محدود در بلورهای آپاتیت تشکیل شده‌اند. نسل دوم موناژیت دارای نسبت بالاتر La/Ce و غنی‌شدگی عناصر Pr، La، Nd در مقایسه با موناژیت نسل اول است. توزیع عناصر کمیاب خاکی در آپاتیت و موناژیت نشان‌دهنده غنی‌شدگی از LREE بوده که ویژگی کانسارهای آهن-آپاتیت نوع کاپروناس است. دو محدوده مشخص از چگالی در میان‌بارهای سیال نشان‌دهنده حضور دو نوع سیال ماگمایی با دما و شوری بالا و گرمایی با دما و شوری کم تا متوسط است. اختلاط سیال و کاهش دما عوامل مهم در ته‌نشست کانسار هستند. بخش عمده و اصلی کانسار اسفوردی در دمایی بین ۱۴۶ تا ۴۸۶ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، ریزدماسنجی، آپاتیت، موناژیت، کانی‌های عناصر کمیاب خاکی، کانسار اسفوردی، بافق

مقدمه

دگرگونی‌شناسی استفاده شود. دوم اینکه این عناصر از نظر اقتصادی دارای کاربردهای گوناگون در صنایع نظامی، الکترونیک و مخابرات بوده و ارزش اقتصادی فوق‌العاده‌ای دارند. بر خلاف نام آنها، ممکن است فراوانی بعضی از این عناصر در مقایسه با خیلی از عناصر (مانند طلا) در پوسته زمین بیشتر باشد؛ اما ذخایر و تمرکز اقتصادی آنها به‌ندرت دیده می‌شود (Mariano, 1989). با توجه به نیاز کشور به این عناصر برای فناوری‌های نوین، ضرورت بررسی مناطقی که در آنها

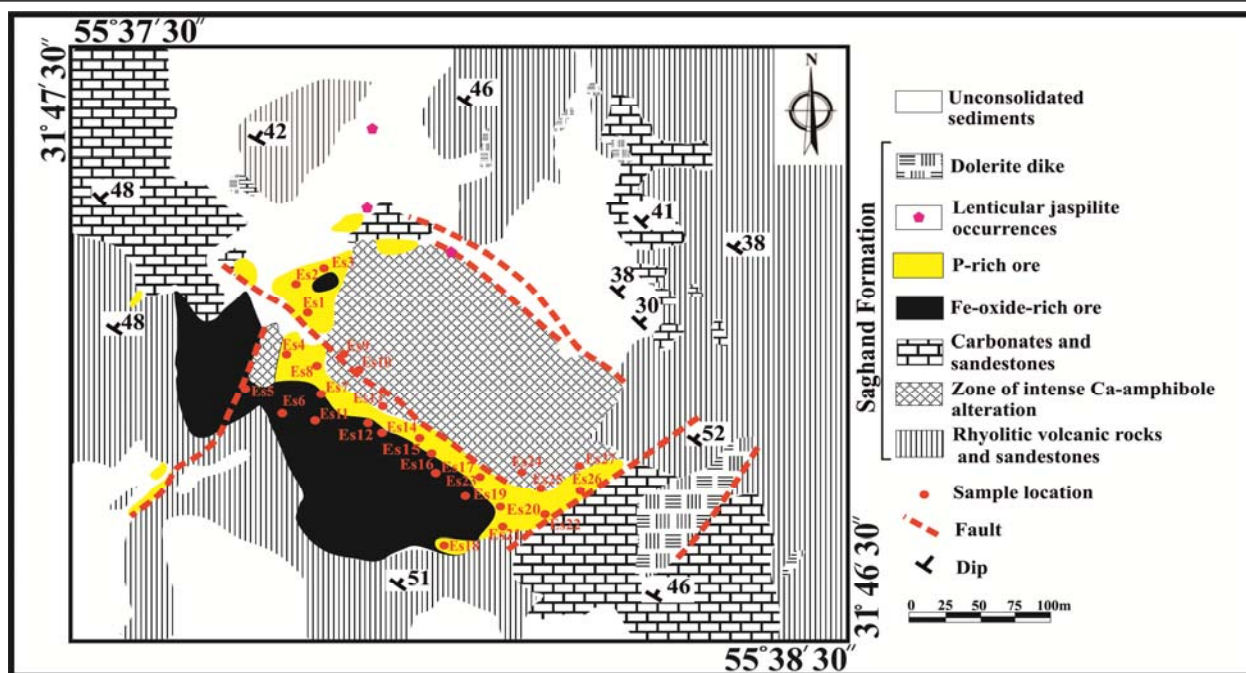
ذخایر آپاتیت اغلب میزبان عناصر کمیاب خاکی^۱ هستند. تاکنون بیش از ۲۰۰ نوع کانی حاوی عناصر کمیاب خاکی شناخته شده‌اند (Kanazawa and Kamitani, 2006). بررسی عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌ها و کانی‌ها به چند دلیل توجه ویژه‌ای را به خود جلب کرده است. نخست رفتار آنها در فرایندهای پیچیده زمین‌شیمیایی است که باعث شده است از این عناصر به‌عنوان ردیاب در محیط‌های مختلف رسوبی، آذرین و

فرایندهای زمین‌شناختی به گونه‌ای عمل کرده‌اند که امکان تشکیل کانی‌های مستقل این عناصر در سنگ فراهم شده است، ضرورت می‌یابد. کانسار فسفات اسفوردی در استان یزد یکی از این مناطق است که در این پژوهش با استفاده از روش‌های کانی‌شناختی، زمین‌شیمیایی و ریزدماسنجی میان‌بار سیال مورد بررسی قرار گرفته است.

زمین‌شناسی منطقه

محدوده معدنی کانسار اسفوردی در ۲۶ کیلومتری شمال‌شرق شهر بافق، در طول جغرافیایی $55^{\circ}35'6''$ شرقی و عرض جغرافیایی $31^{\circ}48'18''$ شمالی واقع شده است (شکل ۱). این منطقه به صورت یکی از بالاآمدگی‌های قدیمی در قسمتی از واحد ساختاری ایران مرکزی و بلوک پشت‌بادام رخنمون یافته است. تکامل دوره‌های ژئوسینکلینالی مرتبط با فاز کوه‌زایی بایکالی در ایجاد شکستگی‌های عمیق و تشکیل بلوک‌های ساختاری جداگانه و کوه‌زایی آپی در ساختار ریخت‌شناختی کنونی منطقه نقش اساسی ایفا کرده‌اند (Paknejad, 1991). بلوک پشت‌بادام-باقف مانند بسیاری از مناطق دیگر ایران، تحت تأثیر رخداد زمین‌ساختی بایکالی (کاتانگایی) شکل گرفته است. در اثر این فاز کوه‌زایی، پی‌سنگ‌های پرکامبرین توسط گسل‌های خیلی بزرگ شکسته شده و حوضه‌های گرابنی و ریفتی شکل گرفته‌اند. گسترش وسیع سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی در این بلوک را به فاز کششی و به‌عنوان پیامد این رخداد زمین‌ساختی نسبت می‌دهند (Paknejad, 1991). از آثار این فاز کوه‌زایی، ایجاد روندهای زمین‌ساختی شمالی-جنوبی و نیز تشکیل کانسارهای مهم آهن، اورانیوم و برخی از عناصر دیگر در منطقه است (Paknejad, 1991). گنایس زمان‌آباد با سن پرکامبرین، قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه مورد بررسی را تشکیل می‌دهد. بر روی آن، سازند تاشک با دگرگونی رخساره شیست سبز و متشکل از سنگ‌های اسلیتی، ماسه‌سنگ کوارتزی، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، آمفیبولیت و شیست‌های سبز قرار دارد که در جنوب کانسار اسفوردی

برونزد دارند. بر اساس سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، سن این سنگ‌ها محدوده بین ۵۲۹ تا ۵۵۴ میلیون سال تعیین شده است (Ramezani and Tucker, 2003). روی سازند تاشک نهشته‌های اینفراکامبرین معادل سازند ریزو قرار می‌گیرد که آن را با سری مراد مقایسه و هم‌ارز معرفی کرده‌اند (Samani, 1993). سری ریزو در منطقه مورد بررسی به وسیله برومندی (Borumandi, 1973) به نام سازند اسفوردی نام‌گذاری شده است که به صورت دگرشیب بر روی سازند تاشک قرار می‌گیرد و میزبان کانسار آهن-آپاتیت اسفوردی است. سری ریزو دربرگیرنده یک رخساره آتشفشانی-رسوبی درهم و متشکل از ماسه‌سنگ و شیل‌های سبز و بنفش و دولومیت‌های خاکستری تا قهوه‌ای رنگ چرت‌دار، توف‌های برشی، ریولیت‌های خاکستری رنگ، دایک‌های دیابازی و توده‌ها و رگه‌های اکسید آهن-آپاتیت است که توسط گسل‌های نرمال با روند شمالی-جنوبی و شمال‌شرق-جنوب‌غرب قطع شده‌اند. کانی‌زایی آهن و آپاتیت از روندهای گسلی پیروی می‌کند (Paknejad, 1991). ریولیت‌های سازند اسفوردی همراه با کانی‌های آهن و آپاتیت در نقاط مختلف، تشکیل برش ماگمایی داده‌اند و قسمت‌هایی از پیرامون خود را دگرسان کرده‌اند؛ به طوری که در شمال معدن اسفوردی، سنگ‌های اولیه به مجموعه‌ای از آمفیبول و فلدسپات قلیایی همراه با مقادیری از پیروکسن تبدیل شده و کانه‌های اکسید آهن-آپاتیت را در خود جای داده‌اند (Hooshmandzadeh et al., 1988). از نظر چینه‌شناسی، کانسنگ آهن به همراه آپاتیت در قسمت زیرین و سنگ‌های آتشفشانی به شدت دگرسان شده سبز رنگ در قسمت بالایی قرار دارند. بخش آپاتیتی که بخش اصلی کانسنگ فسفات محسوب می‌شود در مجاورت عدسی‌های آهن تشکیل شده است و شامل مجموعه‌هایی از کانی‌های آهن و آپاتیت همراه با ترمولیت و اکتینولیت است. با دور شدن از عدسی‌های آهن، علاوه بر کاهش شدت دگرسانی، از تعداد و ضخامت رگه‌های آپاتیتی نیز کاسته می‌شود (Paknejad, 1991; Jami, 2005).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰,۰۰۰ ساده شده منطقه کانسار اسفوردی، اصلاح شده از سهیلی و مهدوی (Soheili and Mahdavi, 1991)
Fig. 1. Simplified 1:50,000 geologic map of the Esfordi deposit, (modified after Soheili and Mahdavi, 1991)

دگرشکل شده حضور دارد (شکل ۲-E, F, G, H و I).

روش مطالعه

در این پژوهش، پس از بررسی‌های صحرائی در امتداد پیمایش‌های هدفمند، تعداد ۴۲ نمونه آپاتیت از بخش‌های سنگی مختلف و رگه‌های کانه‌دار برداشت شد. بررسی‌های پتروگرافی و کانی‌شناسی با استفاده از روش‌های میکروسکوپی نور انکساری بر روی ۳۸ مقطع میکروسکوپی انجام شد و پس از انتخاب نمونه‌های شاخص و آماده‌سازی آنها، تعداد ۱۰ نمونه با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی^۱ و تعداد ۶ نمونه به روش پراش پرتو ایکس^۲ برای تکمیل مطالعات کانی‌شناسی در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران^۳ مورد بررسی قرار گرفتند. سپس، تعداد ۸ نمونه به روش طیف سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی- لیزر ابلیشن^۴ در دانشگاه تاسمانیای استرالیا و

مشاهدات صحرائی نشان می‌دهند که کانی‌زایی آپاتیت در کانسار اسفوردی در سه بخش و حالت متفاوت رخ داده است:

بخش ۱: کانی‌زایی آپاتیت به صورت رگه‌ای درون سنگ‌های آتشفشانی غنی از آمفیبول و در مجاورت زون‌های کانی‌زایی آهن در توف‌های ریولیتی صورت گرفته است (شکل ۲-A و B).

بخش ۲: کانی‌زایی آپاتیت توده‌ای در مجاورت سنگ‌های آتشفشانی سبز رنگ به شدت دگرسان‌شده درون توده‌های آهن‌دار برشی‌شده رخ داده است که زون پر عیار کانی‌زایی فسفات را تشکیل می‌دهد (شکل ۲-C و D).

بخش ۳: کانه‌زایی بلورهای آپاتیت به صورت انتشاری و درهم‌رشدی با مگنتیت و هماتیت درون سنگ‌های سبز دگرسان‌شده و زون‌های توده‌ای فسفات تشکیل شده است. آپاتیت در این بخش در اثر فعالیت زمین‌ساختی به حالت

1. Scanning Electron Microscope

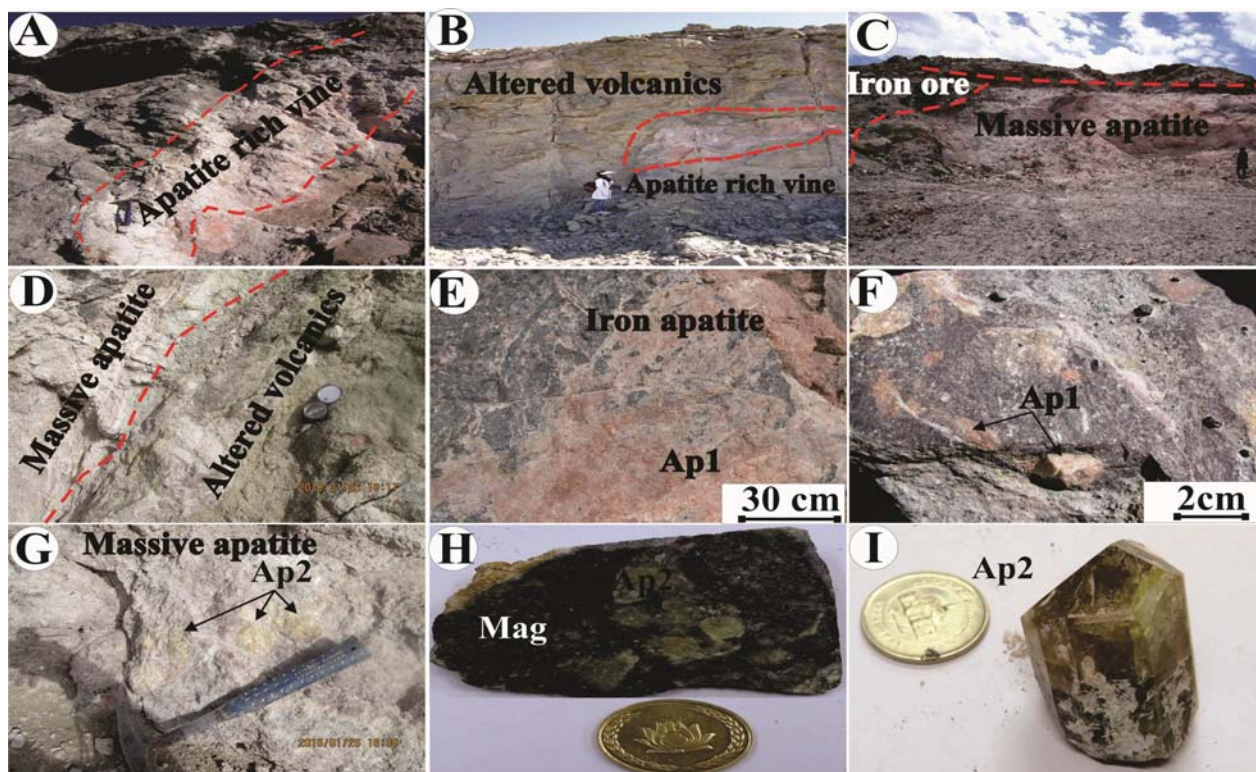
2. X-Ray Diffraction

3. Iran Mineral Processing Research Center

4. Laser Ablation- Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry

تعداد ۶ نمونه به روش مایکروپروپ^۱ در مرکز تحقیقاتی GFZ^۲ دانشگاه پوتسدام آلمان با استفاده از دستگاه JEOL مدل SX-50 مورد تجزیه قرار گرفتند. تعداد ۱۲ مقطع دوبر صیقل از نمونه‌های حاوی بلورهای آپاتیت برای بررسی پتروگرافی، میان‌بارهای سیال انتخاب و پس از انجام بررسی‌های پتروگرافی، بررسی ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بر روی تعداد ۲ نمونه آپاتیت نسل دوم مرتبط با زون‌های کانی‌زایی توده‌ای فسفات و زون‌های کانی‌زایی مگنتیت در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد. تغییرات فازی در سیالات درگیر طی آزمایش گرمایی و سرمایی در دستگاه میکروسکوپی Linkam

(لینکام) مدل THM600 با کنترل‌کننده حرارتی TP94 و سردکننده نوع LNP، که بر روی میکروسکوپ Zeiss نصب شده است، با دقت ± 0.5 درجه سانتی‌گراد، انجام شده است. با توجه به عدم ایجاد تغییرات فازی تا دمای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد در برخی از میان‌بارها (میان‌بارهای مذاب)، تعداد ۲ نمونه از آپاتیت در آزمایشگاه تحقیقات سیال لیتوسفر^۳ دپارتمان پترولوژی و ژئوشیمی دانشگاه (Eötvös) شهر بوداپست در کشور مجارستان با میکروسکوپ Linkam TS1400XY مورد بررسی قرار گرفتند



شکل ۲. انواع مختلف کانی‌زایی آپاتیت در کانسار اسفوردی. A و B: کانی‌زایی رگه‌ای، C، D: کانی‌زایی توده‌ای، E، F، G، H: کانی‌زایی انتشاری و I: بلورهای آپاتیت نسل دوم بی‌پیرامیدال مربوط به زون‌های توده‌ای فسفات و سنگ‌های دگرنهادی میزبان. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ap1: آپاتیت نسل اول، Ap2: آپاتیت نسل دوم، Mag: مگنتیت).

Fig. 2. Different types of apatite mineralization in the Esfordi deposit. A, B: vein-type mineralization, C, D: massive mineralization, E, F, G, H: disseminated mineralization, and I: bipyramidal second generation apatite crystals within the massive apatite zones and the metasomatite host rock. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap1: first generation apatite, Ap2: second generation apatite, Mag; Magnitite).

1. Electron Probe Micro Analysis
2. GeoForschungs Zentrum Telegrafenberg at Potsdam University, Germany
3. Lithosphere Fluid Research Lab

پتروگرافی و کانی‌شناسی آپاتیت

بررسی‌های پتروگرافی مقاطع نازک نشان‌دهنده چهار نسل کانی آپاتیت هستند (شکل ۳).

آپاتیت نسل اول در بخش‌های توده‌ای و انتشاری و در ارتباط با کانی‌زایی آهن یافت می‌شود و همبستگی نزدیکی با توده‌های آهن‌دار دارد. این نسل آپاتیت به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار با سطح صاف و به رنگ زرد نارنجی تا قهوه‌ای و به ندرت بی‌رنگ است. اندازه بلورهای این نسل آپاتیت از ۱ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر تغییر می‌کند و تجمع بلورهای آن اغلب بر روی سطح حفره‌ها و شکستگی‌ها و به خصوص در توده‌های آهن‌دار دیده می‌شود (شکل ۳-A).

آپاتیت نسل دوم به صورت توده‌ای در مجاورت توده آهن‌دار و سنگ‌های آتشفشانی دگرسان‌شده دیده می‌شود. از ویژگی‌های مهم آن، برشی شدن گسترده و همراهی با کانی‌های آبداری مانند آمفیبول است. این نسل آپاتیت که نوع غالب آپاتیت در زون‌های فسفاتی کانسار اسفوردی است، از نظر اندازه از حد ۴ میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر متغیر است. رنگ ارغوانی آن نیز ناشی از وجود هماتیت به صورت میان‌بار در درون شبکه آن است؛ اما بلورهای خالص آن به رنگ عسلی تا سبز روشن دیده می‌شوند که کانی‌زایی عمده فسفات را تشکیل می‌دهند و به صورت درهم‌رشدی با آپاتیت نسل اول حضور دارند (شکل ۳-B).

آپاتیت نسل سوم در ارتباط با مناطق برشی شده به صورت بلورهای نیمه خودشکل تا بی‌شکل ریزدانه به رنگ کرم تا قهوه‌ای به همراه کلسیت، کوارتز، هماتیت و کلریت دیده می‌شود و به صورت خمیره‌ای، آپاتیت‌های نسل اول و دوم را دربرمی‌گیرد. با حرکت به سوی مناطق برشی شده و محل‌های عبور سیال می‌توان تبدیل تدریجی از آپاتیت‌های نسل اول به نسل دوم و سپس به نسل سوم را مشاهده کرد. در این مناطق، در اثر برشی شدن و واکنش سیال با سنگ میزبان، آپاتیت نسل اول و دوم حل شده و سپس ته‌نشست آپاتیت نسل سوم صورت گرفته است (Jami et al., 2007; Rajabzadeh et al., 2013).

این پدیده به صورت وجود آثار انحلالی و جریان سیال گرمایی قابل مشاهده است. این نسل آپاتیت در هر سه بخش کانی‌زایی حضور دارد؛ اما در بخش شماره ۲ و ۳ که بیشتر دچار پدیده برشی شده است، تمرکز بیشتری دارد (شکل ۳-C).

آپاتیت نسل چهارم که تحت تأثیر فاز تأخیری دگرسانی کوارتز و کرناتی ایجاد شده است، همراه با کانی‌زایی کوارتز، کلسیت، کلریت و آمفیبول دیده می‌شود. این نسل آپاتیت در زون‌های برشی مرتبط با کانی‌زایی آهن و زون‌های کانی‌زایی آپاتیت مرتبط با سنگ‌های دگرسان‌شده دارای بیشترین گسترش است (شکل ۳-D).

کانی‌های عناصر کمیاب خاکی

از کانی‌های عناصر کمیاب خاکی، مونازیت و زنونیم در زیر میکروسکوپ الکترونی قابل شناسایی هستند. همچنین، با استفاده از تجزیه نیمه کمی به روش پراش پرتو ایکس بر روی آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با بخش ۳ (آپاتیت انتشاری مرتبط با زون‌های کانی‌زایی مگنتیت) و آپاتیت‌های نسل دوم مرتبط با بخش ۱، ۲ و ۳ (زون‌های کانی‌زایی رگه‌ای، توده‌ای و انتشاری)، علاوه بر کانی‌های یادشده، کانی‌های آلانیت، پاریزیت-سینیزیت، باستانسیت و بریتولیت نیز مورد شناسایی قرار گرفتند که بیانگر تنوع گسترده کانی‌های عناصر کمیاب خاکی در کانسار اسفوردی است. کانی مونازیت به سه صورت مونازیت سریم‌دار، مونازیت لاتتانوم‌دار و مونازیت نئودیم‌دار حضور دارد. کانی آلانیت نیز به صورت فازهای سریم‌دار و لاتتانوم‌دار حضور دارد (شکل ۴) و (جدول‌های ۱ و ۲). همچنین بومری (Boomeri, 2012) با استفاده از طیف‌های تجزیه کیفی کانی‌های خاکی کمیاب به وسیله میکروپروب الکترونی حضور فازهای سلیکاتی (گروه بریتولیت)، فسفاتی (مونازیت) و فازهای کرناتی (پاریزیت-سینیزیت) را به اثبات رسانده است.

بررسی کانی‌شناسی کانی‌های عناصر کمیاب خاکی توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی بر روی آپاتیت‌های نسل اول و

۱۵۳ میلیون سال) را نشان می‌دهند که ممکن است بیانگر تأثیر دگرسانی سیال گرمایی باشد که موجب بازنشانی جزئی U-Pb می‌شود و یا می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که کانی‌زایی آپاتیت و موناژیت در نسل‌های متفاوت صورت گرفته است (Zabihi and Hosseini, 2016).

تفاوت در غلظت REE با تغییرات دوره‌ای در ترکیب سیال تشکیل‌دهنده موناژیت و نیز الگوی ناهمگن با فازهای تاریک و روشن در برخی آپاتیت‌های کانسار اسفوردی با نظریه دوم سازگاری بیشتری دارد. تفاوت اصلی میان دو فاز تاریک و روشن (شکل ۵-C، E و F) در آپاتیت می‌تواند با غلظت‌های متفاوتی از REE و برخی عناصر کم مقدار مثل Si، Cl و F در ارتباط باشد (Harlov et al., 2002; Harlov et al., 2005; Torab, 2008; Heidarian, 2013; Heidarian et al., 2016; Heidarian et al., 2017).

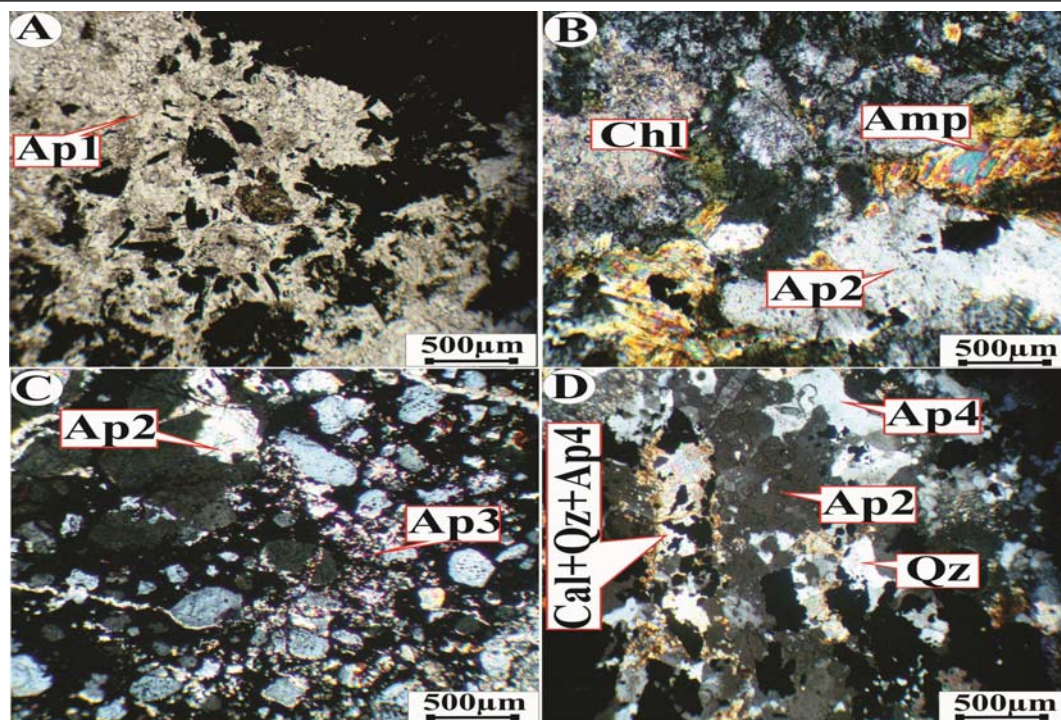
همچنین، حضور میان‌بارهای فراوان موناژیت در نواحی تاریک (فقیر از REE) بیانگر فرایند توزیع مجدد REE است که به صورت تهی‌شدگی آپاتیت و هسته‌سازی هم‌زمان بلورهای موناژیت عمل کرده است (Torab, 2008). تشکیل میان‌بارها به میزان واکنش‌پذیری آپاتیت با سیال گرمایی و فراوانی عناصر (Y+REE) در آپاتیت بستگی دارد. وجود دگرسانی گسترده پتاسیمی و سدیمی (Rajabzadeh et al., 2013) در کانسار اسفوردی نشان می‌دهد که سیال گرمایی درگیر در کانی‌زایی، غنی از Fe K-Na بوده است.

بر اساس پژوهش هارلاو و فورستر (Harlov and Forster, 2003)، انحلال و رسوب‌گذاری مجدد، توضیحی قابل قبول برای رشد میان‌بارهای موناژیت و توریانیت در کانی آپاتیت است. تشکیل کانی‌های موناژیت و توریانیت نتیجه فعالیت یک سیال فوق اشباع محلی است که موجب هسته‌زایی آنها در امتداد شکستگی‌ها و مرز دانه‌ای آپاتیت شده است.

دوم کانسار اسفوردی نشان‌دهنده حضور کانی موناژیت به صورت گسترده و زنونیم به صورت محدود است (شکل ۵). کانی موناژیت به صورت موناژیت‌های نسل اول و دوم مشاهده می‌شود. این کانی به همراه زنونیم به صورت میان‌بار منفرد در سطح بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و در امتداد شکستگی‌ها قرار دارد. موناژیت‌های میان‌بار به صورت خودشکل (شکل ۵-A) تا نیمه خودشکل بوده و اندازه آنها بین ۱۵-۵ μm در تغییر است. کانی زنونیم به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل همراه با کانی موناژیت و همچنین به صورت میان‌بارهای منفرد دیده می‌شود. اندازه آنها بین ۲۰-۱۰ μm در تغییر است و به دلیل بالا بودن غلظت عناصر کمیاب خاکی سنگین^۱، رنگ تیره‌تری را نشان می‌دهد (شکل ۵-B، D و G). همچنین، کانی توریانیت^۲ به صورت میان‌بارهای منفرد در سطح بلور آپاتیت (شکل ۵-H) و میان‌بارهایی از کانی اورانینیت بر روی کانی زنونیم دیده می‌شوند (شکل ۵-G). این کانی‌ها بیشتر به صورت گروهی و محدود درون بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم دیده می‌شوند. قرارگیری آنها در محل سطوح شکستگی‌های بلور آپاتیت میزبان نشان‌دهنده نقش سیال گرمایی و تشکیل آنها در اثر فرایندهای تأخیری است.

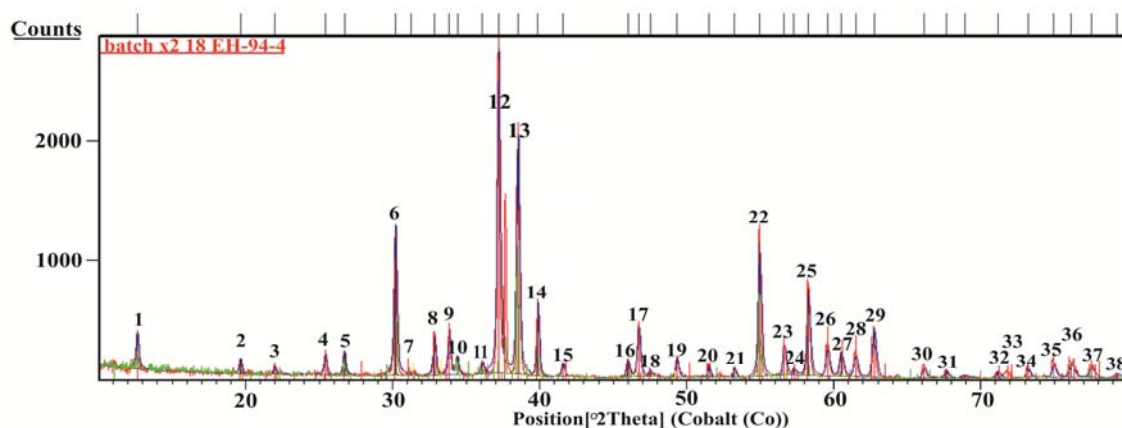
پژوهش تاونسند و همکاران (Townsend et al., 2001) نشان می‌دهد که فرایند تبلور مجدد در طول دگرسانی گرمایی موجب ایجاد زونینگ در کانی موناژیت می‌شود. برخی از کانی‌های موناژیت نسل دوم مرتبط با آپاتیت نسل اول اسفوردی به صورت ضعیف دارای زونینگ هستند (شکل ۵-D) که نشان‌دهنده تبلور مجدد آنها در طی فرایند دگرسانی گرمایی و نیز جوان بودن آنها نسبت به سایر موناژیت‌هاست. سن سنجی انجام شده بر روی آپاتیت و موناژیت اسفوردی سنی بین ۴۹۴ تا ۵۵۶ میلیون سال (میانگین ۵۲۵ میلیون سال) و این کانسار در بعضی از کانی‌های آپاتیت و موناژیت سنی جوان‌تر (بین ۱۰۴ تا

1. Heavy Rare Earth Elements
2. Thorianite



شکل ۳. آپاتیت در زون‌های مختلف کانی‌زایی کانسار اسفوردی. A: آپاتیت انتشاری مرتبط با زون‌های کانی‌زایی مگنتیت (10X-XPL)، B: آپاتیت توده‌ای (10X-XPL)، C: آپاتیت‌های مرتبط با زون‌های برشی (10X-XPL) و D: آپاتیت درون زون‌های رگه‌ای تأخیری (10X-XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Amp: آمفیبول، Ap1: آپاتیت نسل اول، Ap2: آپاتیت نسل دوم، Ap3: آپاتیت نسل سوم، Ap4: آپاتیت نسل چهارم، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Qz: کوارتز).

Fig. 3. Apatite in different mineralization zones of the Esfordi deposit. A: disseminated apatite associated with magnetite mineralization zones (10X-XPL), B: massive apatite (10X-XPL), C: apatite associated with brecciated zones (10X-XPL), and D: apatite in late vein zones (10X-XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Amp: amphibole, Ap1: first generation apatite, Ap2: second generation apatite, Ap3: three generation apatite, Ap4: four generation apatite, Cal: calcite, Chl: chlorite, Qz: quartz).



شکل ۴. نمونه‌ای منتخب از نمودارهای پراش پرتو ایکس مربوط به آپاتیت در کانسار اسفوردی. شماره‌های روی نمودار بیانگر کانی‌های مختلف است که نام آنها در جدول ۱ ارائه شده است.

Fig. 4. A selected XRD pattern of apatite in the Esfordi deposit. Numbers on diagram are representative for minerals listed in table 1.

جدول ۱. نتایج منتخب تجزیه پراش پرتو ایکس در آپاتیت‌های کانسار اسفوردی

Table 1. Selected Results of XRD analyses of apatites in the Esfordi deposit

No	Bacth_2x 18 EH-94-4
1	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
2	Fluorapatite (Gd-bearing) syn; Monazite- (Ce); Monazite-(La) syn
3	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Allanite- (Ce), heated; Monazite- (Ce); Monazite-(La), syn
4	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Allanite- (Ce), heated; Monazite- (Ce); Monazite-(La), syn
5	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
6	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
7	Allanite- (Ce), heated; Monazite- (Ce); Monazite-(La), syn; Xenotime
8	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
9	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite- (Ce)
10	Monazite-(La), syn
11	Monazite- (Ce); Monazite-(La), syn
12	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Allanite- (Ce), heated
13	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
14	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite- (Ce); Monazite-(La), syn
15	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Xenotime
16	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
17	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite- (Ce); Monazite-(La), syn; Xenotime
18	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite-(La), syn
19	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite- (Ce); Monazite-(La), syn
20	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Allanite- (Ce), heated
21	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Bastnasite
22	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite- (Ce)
23	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Bastnasite; Monazite-(La), syn
24	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite- (Ce)
25	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
26	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite- (Ce); Xenotime
27	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite-(La), syn
28	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite-(La), syn; Xenotime
29	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
30	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite- (Ce); Monazite-(La), syn
31	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
32	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
33	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite- (Ce)
34	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
35	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Allanite- (Ce), heated; Bastnasite
36	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
37	Fluorapatite (Gd-bearing), syn
38	Fluorapatite (Gd-bearing), syn; Monazite- (Ce), syn

جدول ۲. نتایج تجزیه پراش پرتو ایکس در آپاتیت‌های کانسار اسفوردی

Table 2. Results of XRD analyses of apatites in the Esfordi deposit

Sample code	ES1 (EH-94-4)	ES2	ES3	ES4	ES5	Es6
	Ap2	Ap2	Ap1	Ap1	Ap2	Ap2
Main phase	Fluorapatite (Gd-bearing), syn	Carbonate-fluorapatite	Fluorapatite	Quartz	Fluorapatite	Fluorapatite
				Chloroapatite		Actinolite
						Thorite
						Uraninite
Rare phase	Monazite-(Ce)	Monazite-(Ce)	Allanite-(Ce)	Bastnasite	Allanite-(Ce)	Allanite
	Monazite-(La) syn	Monazite-(La), syn	Monazite-(Ce)	Britholite	Allanite-(La)	Bastnasite
	Monazite-(Nd)	Monazite-(Nd)	Monazite-(La)	Monazite	Bastnasite	Britholite
	Allanite-(Ce)	Allanite	Bastnasite	Monazite-(Ce)	Hydroxybastnasite	Monazite
	Xenotime	Xenotime	Parisite	Monazite-(La)	Britholite (La)	
	Bastnasite	Bastnasite	Xenotime	Parisite	Monazite	
		Parisite			Monazite-(Ce)	
		Synchysite				

زمین‌شیمی

آپاتیت

نتایج ترکیب دقیق کانی‌های آپاتیت به روش طیف‌سنج جرمی

پلاسمای جفت‌شده القایی-لیزر ابلیشن و ریزپردازنده الکترونی

در جدول‌های ۳، ۴ و ۵ آمده است. تجزیه زمین‌شیمیایی آپاتیت

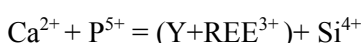
با ریزپردازنده الکترونی نشان می‌دهد که در آپاتیت‌های نسل

کربناتیتهی (با بیش از ۲۰۰۰ ppm) است که پیش از این نیز توسط برخی پژوهشگران در مورد آپاتیت‌های ناحیه بافق گزارش شده است (Torab, 2008). با استناد به برخی مراجع (Belousova et al., 2002)، می‌توان نتیجه گرفت که ذخایر آپاتیت هیچ وابستگی به ماگمای کربناتیتهی ندارند. میزان REE در آپاتیت‌ها و موناژیت‌های مورد بررسی نسبتاً بالاست (جدول‌های ۳ و ۴). کانی‌های موناژیت به دلیل رشد بلوری در میزان آپاتیت و دریافت عناصر مورد نیاز از شبکه بلوری این کانی‌ها، در نهایت ترکیبی را منعکس می‌کند که مشابه ترکیب اولیه کانی میزبان بوده و الگوی فراوانی عناصر کمیاب خاکی آن مشابه با الگوی اولیه کانی میزبان بوده است (Harlov et al., 2005). وجود همبستگی منفی قوی بین میزان Ca و P با $Si + \sum LREE$ (۰/۹۸-) از یک سو و همبستگی مثبت سیلیس و فسفر از سوی دیگر در ترکیب کانی‌های آپاتیت‌ها (۰/۵۸) نشان می‌دهد که این عناصر در شبکه آپاتیت جانشین کلسیم شده‌اند که افزایش میزان REE در شبکه آپاتیت با کاهش میزان Ca در آن همخوان است (Harlov et al., 2002). علاوه بر آن عناصر نادر خاکی به شکل کانی مستقل یعنی موناژیت و زنونیم که آن هم یک کانی فسفاتی است نیز تبلور یافته‌اند. جانشینی REE^{3+} و Y^{3+} به جای Ca به وسیله تعادل الکتروستاتیک که از طریق جانشینی Si^{4+} به جای P^{5+} و Na^{+} به جای Ca^{2+} صورت می‌گیرد، تأمین می‌شود (Roeder et al., 1987; Ronsbo, 1989; Pan and Fleet, 2002; Hughes and Rakovan, 2002) (شکل ۷).

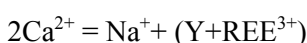
غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی در آپاتیت می‌تواند بر اساس دو نوع جانشینی مختلف (رابطه‌های ۳ و ۴) صورت گیرد:

(Ronsbo, 1989; Hughes and Rakovan, 2002; Pan and Fleet, 2002)

رابطه ۳:

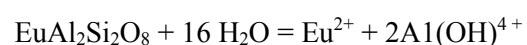


رابطه ۴:

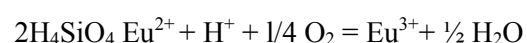


اول و دوم، میزان فلوتور از ۳/۲۲ تا ۳/۷۷ درصد و میزان کلر از ۰/۱ تا ۰/۷۳ درصد متغیر است. غلظت کلر در آپاتیت نسل دوم بسیار بالاتر از آپاتیت نسل اول بوده و به ۷۳۰۰ ppm می‌رسد. آپاتیت نسل اول حاوی مقادیر کلر بین ۳۰۰۰-۱۰۰۰ ppm است (جدول ۵). داده‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که آپاتیت‌های مورد بررسی از نوع فلوتور آپاتیت با مقادیر جزئی یون کلر هستند. الگوی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده REE نسبت به کندریت در تمام نمونه‌های آپاتیت و موناژیت دارای شیب منفی ($LREE/HREE > 1$) بوده و نشان‌دهنده غنی‌شدگی در LREE هستند که ویژگی کانسارهای آهن-آپاتیت نوع کایروناست (Sabet-Mobarhan-Talab et al., 2007; Edfelt, 2016; Mao et al., 2015; al., 2015) (شکل ۶-A و B). شیب منفی نمودار و بی‌هنجاری منفی بسیار کم Eu، شباهت این آپاتیت‌ها را به آپاتیت‌های موجود در گرانیت‌های نوع I به نمایش می‌گذارد (Hsieh et al., 2008). وجود این بی‌هنجاری منفی می‌تواند نشان‌دهنده منشأ گرفتن سنگ‌های مورد بررسی از یک منبع دارای پلاژیوکلاز نیز باشد (Frietsch and Andreoli 1994). به نظر فریتش و پرداهل (Perdahl, 1995)، تهی‌شدگی Eu در کانسارهای نوع کایرونا می‌تواند در اثر تبلور تفریقی فلدسپارها از ماگمای مادر در نزدیکی سطح و یا در نتیجه اکسید شدن محیط (به دلیل وجود مگنتیت و هماتیت) باشد. همچنین 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 و طبق واکنش‌های زیر (رابطه‌های ۱ و ۲) اکسید می‌شود (Sverjensky, 1984):

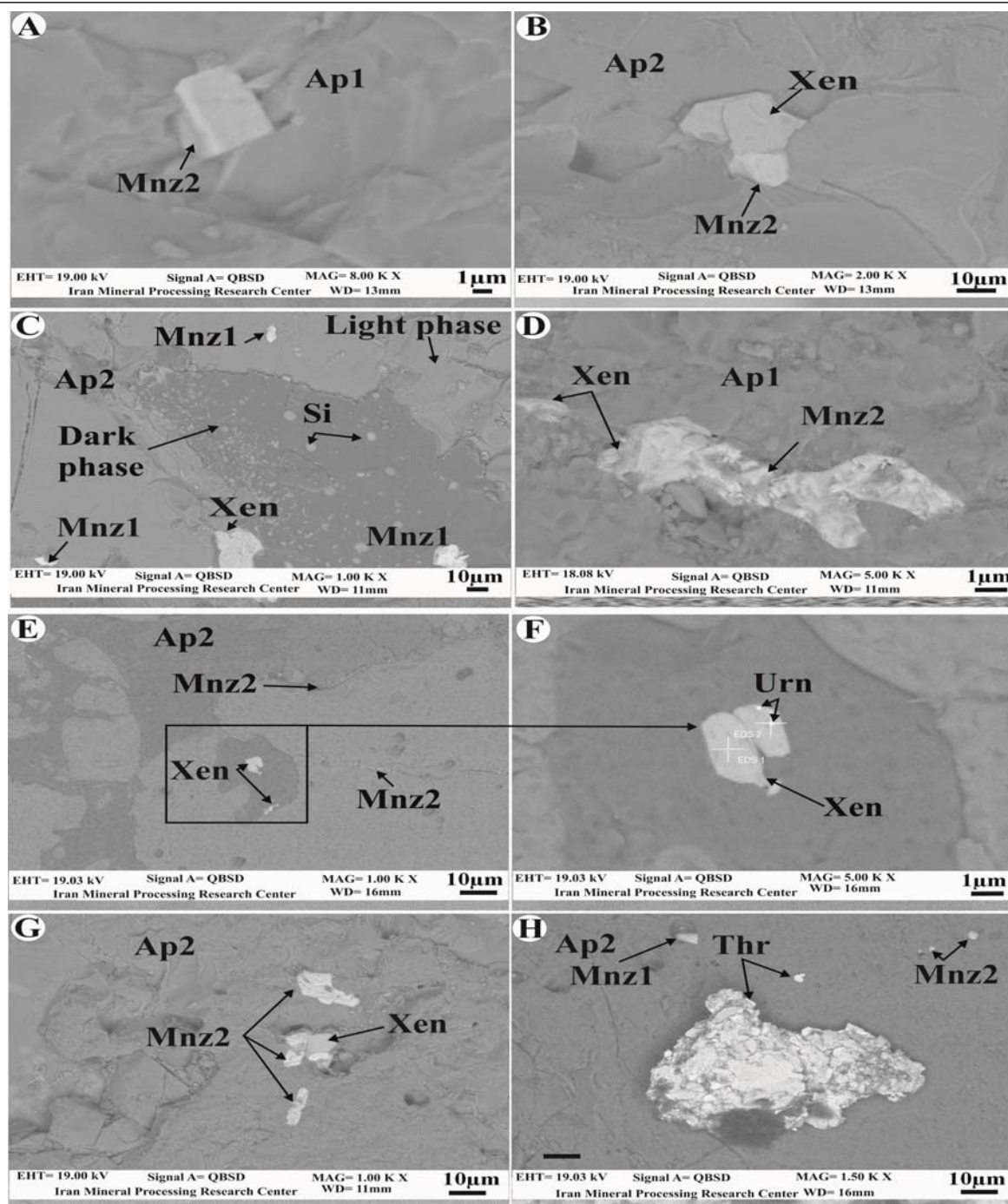
رابطه ۱:



رابطه ۲:

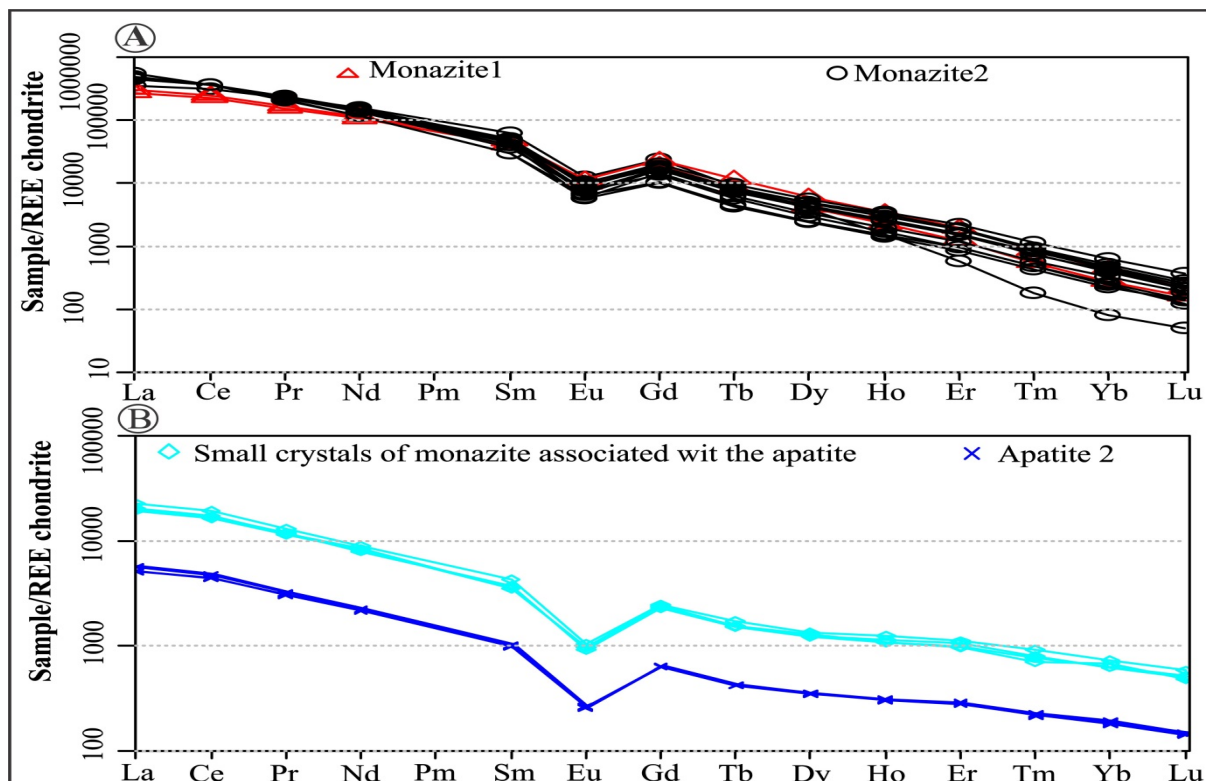


نکته قابل توجه، پایین بودن میزان Sr در کانی‌های آپاتیت (حداکثر ۸۰۰ ppm) نسبت به آپاتیت‌های وابسته به ذخایر



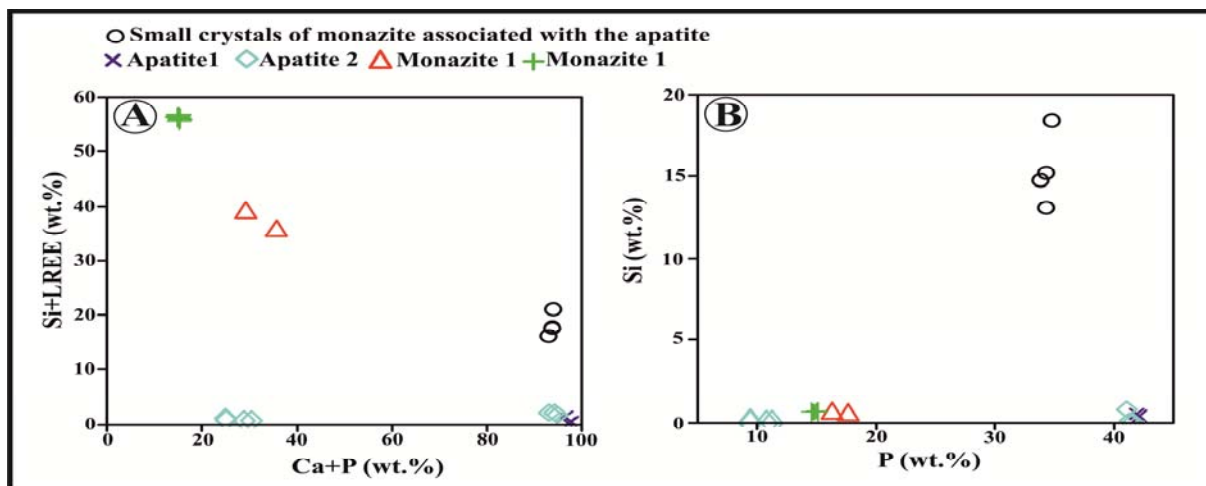
شکل ۵. تصاویر تهیه شده به وسیله میکروسکوپ الکترونیکی از آپاتیت‌های نسل اول و دوم کانسار اسفوردی. A تا D: آپاتیت‌های نسل اول و E تا H: آپاتیت‌های نسل دوم، فازهای تاریک مرتبط با میان‌بارهای مونازیت و زنونیم و نهی شده از (REE+Y) و Si. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ap1: آپاتیت نسل اول، Ap2: آپاتیت نسل دوم، Mnz1: مونازیت نسل اول، Mnz2: مونازیت نسل دوم، Si: سیلیس، Thr: توریانیت، Urn: اورانینیت، Xen: زنونیم).

Fig. 5. Images provided by electron microscope of first and second generation apatite in the Esfordi deposit. A to D: the first-generation apatites, and E to H: the second-generation apatites. Dark phase are associated with monazite and xenotime inclusions indicating depletion in (REE + Y) and Si. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap1: first generation apatite, Ap2: second generation apatite, Mnz1: first generation monazite, Mnz2: second generation monazite, Si: Silica, Thr: thorite, Urn: uraninite, Xen: xenotime).



شکل ۶. A: الگوی بهنجار شده توزیع عناصر کمیاب خاکی در مونازیت‌های نسل اول و دوم کانسار اسفوردی نسبت به کندریت و B: الگوی بهنجار شده توزیع عناصر کمیاب خاکی در آپاتیت و بلورهای کوچک مونازیت همراه با آپاتیت نسل دوم در کانسار اسفوردی نسبت به کندریت. (داده‌های کندریت از بوینتون (Boynnton, 1985)).

Fig. 6. A: Chondrite- normalized REE distribution patterns in first and second generation monazites from the Esfordi deposit, and B: Chondrite- normalized REE distribution patterns in apatite and small crystals of monazite associated with the second generation apatite in the Esfordi deposit (Chondorite REE values from Boynton, 1985).



شکل ۷. A: همبستگی منفی میان LREE با Ca+P و Si و B: همبستگی مثبت Si و P در آپاتیت‌ها و مونازیت‌های کانسار اسفوردی

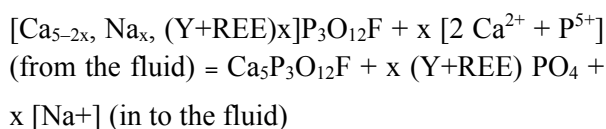
Fig. 7. A: negative correlation between LREEs and Ca + P and Si, and B: positive correlation between Si and P in apatite and monazites from the Esfordi deposit

نسبت $n(Ce/Yb)$ ، غنی‌شدگی LRRE را آشکار می‌کند که از ویژگی‌های سنگ میزبان گرانیتوئیدی است (شکل ۸-C). بی‌هنجاری منفی Eu از ویژگی‌های کانسارهای ناحیه بافق و کانسارهای نوع کایرونا و سنگ‌های گرانیتوئیدی است (شکل ۸-D). همچنین، پایین بودن Eu به دلیل شرایط اکسیدان و جانشینی Eu^{2+} به جای Ca^{2+} در ساختار آپاتیت است.

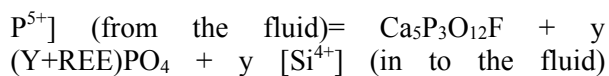
موناژیت

داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که در هر دو نسل کانی موناژیت، نسبت Ce/La بین ۱/۹ تا ۲/۲ درصد وزنی در تغییر است. موناژیت نسل دوم نسبت به موناژیت نسل اول از لحاظ La/Ce ، La و مقادیر Pr و Nd غنی‌شدگی دارد (جدول ۴). این نسل از روی نسبت‌های $(۱۹/۸۵ - ۴۹/۵۸) La/Y$ ، $(۱/۸۸ - ۱/۵۴) La/Nd$ و $(۰/۴۷ - ۰/۵۲) La/Ce$ شناخته می‌شود. همچنین، میانگین نسبت La/Y نشان می‌دهد که LREE در موناژیت‌های نسل دوم نسبت به نسل اول تفریق یافته‌تر هستند. غنی‌شدگی در موناژیت‌های نسل دوم نسبت به موناژیت‌های نسل اول ناشی از تأثیر فرایندهای گرمایی، انحلال موناژیت‌های نسل اول و ته‌نشست مجدد و تشکیل موناژیت‌های نسل دوم در امتداد شکستگی‌ها شده است (Harlov and Förster, 2003). تأثیر دگرسانی بر آپاتیت به این صورت است که در طی واکنشی رابطه‌های ۵ و ۶ که در ادامه آمده است، عناصر Na و Si به‌طور ترجیحی از ساختار بلوری خارج و وارد سیال می‌شوند. خروج این عناصر از شبکه سبب آزادسازی عناصر کمیاب خاکی شده و باعث ایجاد هسته‌زایی می‌شود. هسته‌زایی هنگامی به وقوع می‌پیوندد که میزان آزادسازی بیشتر و تجمع عناصر کمیاب خاکی به حد مورد نیاز برسد (Harlov and Förster, 2003; Harlov, 2015):

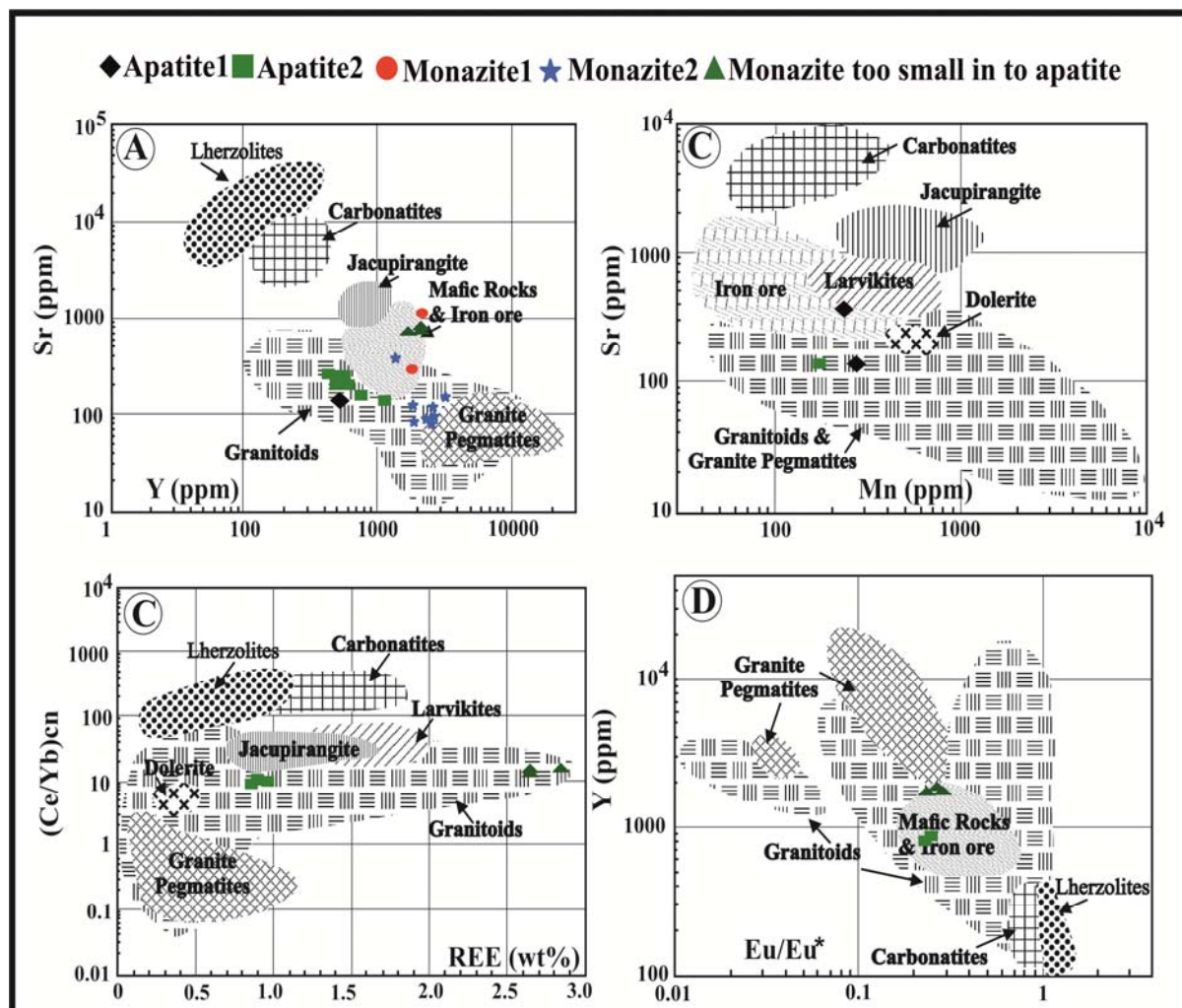
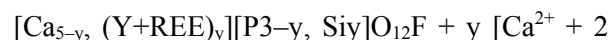
رابطه ۵:



از آنجا که میزان سدیم در نمونه‌های آپاتیت زیر حد آشکارسازی دستگاه بوده است؛ بنابراین می‌توان گفت سازوکار شماره ۳ می‌تواند عمده‌ترین روش جانشینی REE در ساختار این کانی باشد. از سوی دیگر، این موضوع دخالت شوراب‌های تبخیری در تشکیل آپاتیت که توسط برخی پژوهشگران همچون جمی (Jami, 2005) پیشنهاد شده بود را رد می‌کند. با توجه به اینکه Ce فراوان‌ترین عنصر کمیاب خاکی در آپاتیت‌های نسل اول و دوم است، بیشترین شباهت به آپاتیت‌های با منشأ گرانیت نوع I وجود دارد. در آپاتیت‌های همراه با گرانیت‌های نوع S، عنصر Y فراوان‌ترین عنصر کمیاب خاکی است (Hsieh et al., 2008). موقعیت داده‌های Sr در مقابل Y (Belousova et al., 2002) کانی‌های آپاتیت و موناژیت مورد بررسی نشان می‌دهد که ژئوشیمی آنها مشابه کانسارهای نوع کایروناست (شکل ۸-A). مقادیر عناصر Sr و Y در آپاتیت‌های نسل اول و دوم، محدوده وسیعی را نشان می‌دهند و دارای همبستگی منفی در آپاتیت‌ها (۰/۷۶-) و موناژیت‌ها (۰/۲۲-) هستند که با تفریق ماگمایی همخوانی دارند. با افزایش تفریق ماگمایی از سنگ‌های اولترامافیک به طرف سنگ‌های مافیک/حدواسط تا گرانیت و گرانیت‌های پگماتی، مقدار Sr کاهش و مقدار Y افزایش می‌یابد (Belousova et al., 2002). همچنین، میزان Mn همبستگی ضعیفی با Y نشان می‌دهد. بنابراین انتظار می‌رود Mn در آپاتیت‌های مرتبط با ماگمای تفریق یافته بالا باشد؛ زیرا شعاع یونی Mn^{2+} مشابه Ca^{2+} است و اثرات این روند به‌وسیله افزایش منگنز در طول تفریق ماگمای گرانیتوئیدی نشان داده می‌شود. غلظت‌های متغیر Sr (۴۳-۱۳۸۲ ppm)، Mn (۱۰۰-۶۹۸۰ ppm) و Y (۶۵۶-۶۹۸۰ ppm) در آپاتیت و موناژیت‌های نسل اول و دوم و بلورهای کوچک موناژیت همراه با آپاتیت نسل دوم با منشأ گرانیتوئیدی کانسار اسفوردی متناسب است (شکل ۸-B) (Belousova et al., 2002). الگوی عناصر فرعی در بلورهای آپاتیت و موناژیت، قابل‌مقایسه با توده‌های گرانیتوئیدی، توده‌های مافیک و کانسنگ آهن و دیگر کانسارهای مشابه نوع کایروناست (شکل ۸-A، B، C و D).



رابطه ۶:



شکل ۸. موقعیت داده‌های آپاتیت‌ها و موناژیت‌های کانسار اسفوردی در نمودارهای زمین‌شیمیایی. A: مقادیر Sr در مقابل مقادیر Y (Belousova et al., 2002), B: مقادیر Sr در مقابل مقادیر Mn (Belousova et al., 2002), C: مقادیر نسبت Ce_n/Yb_n در مقابل مقادیر REE (Belousova et al., 2002), and D: مقادیر Y در مقابل مقادیر نسبت Eu/Eu^* (Belousova et al., 2002)

توانایی آپاتیت برای هسته‌زایی کانی موناژیت تحت تأثیر چهار عامل است: (۱) میزان عناصر کمیاب خاکی در آپاتیت، (۲) ترکیب کلی آپاتیت، (۳) دما و فشار در حین واکنش‌های سیال

با کانی و (۴) ترکیب سیال دگرسان‌کننده (Harlov and Förster, 2003). هر یک از این عوامل، تعیین‌کننده چگونگی جانمایی، تولید هسته‌های اولیه و یا تهی‌شدگی و غنی‌شدگی از

تولید هسته‌های اولیه و یا تهی‌شدگی و غنی‌شدگی از

پتروگرافی میان‌بارهای سیال

اغلب میان‌بارهای سیال اولیه در آپاتیت نسل دوم از نظر شکل به صورت گرد تا بی‌شکل و گاه به صورت میله‌ای هستند. اندازه بیشتر آنها از ۱۳ تا ۱۶۵ میکرون در نمونه‌ها متغیر است. این میان‌بارها، تک‌فازی، دوفازی و سه‌فازی هستند که بر اساس نوع و درصد فازهای موجود می‌توان آنها را در ۸ گروه به شرح زیر تفکیک کرد (شکل ۹):

میان‌بارهای نوع A: سه‌فازی مایع-بخار-جامد (L+V+S) فاز جامد: هالیت ± کانی اوپیک (شکل ۹-A، B، C و D).

میان‌بارهای نوع B: دو‌فازی مایع-بخار غنی از مایع (L+V) (شکل ۹-E).

میان‌بارهای نوع C: دو‌فازی بخار-مایع غنی از بخار (V+L) (شکل ۹-F).

میان‌بارهای نوع D: سه‌فازی مایع حاوی CO₂-بخار-جامد (L₁L₂+V+S) (همراه با تشکیل کلاتریت). در این نوع از میان‌بارهای سیال، فازهای مایع حاوی CO₂+H₂O حضور دارند و حضور اندک CO₂ در آب باعث می‌شود که در طی فرایند انجماد و اندازه‌گیری Tm-ice و CO₂ به صورت تشکیل کلاتریت دیده شود و باعث اندازه‌گیری مقادیر مثبت برای Tm شود (شکل ۹-G).

میان‌بارهای نوع E: دو‌فازی مایع-جامد غنی از مایع (L+S) (شکل ۹-H و I).

میان‌بارهای نوع F: تک‌فازی مایع (L) (شکل ۹-F).

میان‌بارهای نوع G: تک‌فازی بخار (V) (شکل ۹-J).

میان‌بارهای نوع H: میان‌بارهای مذاب^۳ متشکل از شیشه-هماتیت، شیشه-هالیت و شیشه-بخار (شکل ۹-K و L).

میان‌بارهای نوع B و C فراوان‌ترین میان‌بارها در آپاتیت‌های مورد بررسی هستند و در این پژوهش، میان‌بارهای سیال گروه‌های A تا D مورد بررسی ریزدماسنجی قرار گرفتند (جدول ۶).

عناصر کمیاب خاکی درون آپاتیت‌هاست. شرط مهم و اساسی برای تشکیل هسته‌های تبادلات جرمی بین سیال و کانی (به‌عنوان مثال ورود کلر، گوگرد، سدیم و سیلیسیم به درون سیال) و آزادسازی عناصر کمیاب خاکی بدون جابه‌جایی آنهاست. مطابق با آزمایش‌های انجام‌شده توسط (Harlov and Förster, 2003) دما عاملی است که تعیین‌کننده موقعیت مکانی تشکیل هسته‌های موناژیت یا زنوتیم است. تحت شرایط دما بالا، هسته‌ها درون بلور آپاتیت و تحت شرایط دما پایین آنها در سطح کانی رشد می‌کنند. دامنه دما و فشار برای چنین پدیده‌هایی به ترتیب ۳۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ مگاپاسکال بوده، هرچند در محیط‌های زمین‌شناسی در شرایط دما و فشاری خارج از این محدوده نیز مشاهده شده است. کانی‌های موناژیت اغلب دارای مقادیر قابل‌توجهی از دو عنصر U و Th در ترکیب خود هستند (Harlov et al., 2002). موناژیت‌های با منشأ گرمابی و آذرین به‌وسیله محتوای ThO₂ قابل تشخیص هستند. به‌طور معمول، محتوای این اکسید برای موناژیت گرمابی کمتر از ۱ درصد وزنی و برای موناژیت با منشأ آذرین و دگرگونی بین ۳ تا بیش از ۵ درصد وزنی در تغییر است (Schandl and Gortan, 2004). با توجه به اینکه در کانی‌های موناژیت کانسار اسفوردی، مقادیر اورانیوم ناچیز و مقادیر Th بین ۰/۱ تا ۰/۵ درصد وزنی در نوسان است، منشأ گرمابی این کانی‌ها محتمل‌تر است (Harlov and Förster, 2003). همچنین، میانگین Si در هر دو نسل از کانی‌های موناژیت ۰/۵۵ درصد و در کانی آپاتیت ۱/۵ درصد است. در کانی‌های موناژیت نسل اول و دوم ΣREE، بین ۳۶ تا ۵۷ درصد متغیر است. در تمامی نمونه‌ها، LREE‌ها نسبت به HREE‌ها غنی‌شدگی دارند و در آپاتیت‌های مرتبط با کانی‌زایی توده‌ای (بخش شماره ۲) (شکل ۲-A، B و E) و در آپاتیت‌های مرتبط با زون‌های برشی شده، غلظت بیشتری دارد (شکل ۶ و جدول ۳).

جدول ۳. داده‌های تجزیه نقطه‌ای به روش LA-ICP-MS آپاتیت نسل دوم و بلورهای کوچک مونازیت همراه با آپاتیت‌های نسل دوم در کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 3. LA-ICP-MS point analysis data of the second generation of apatite and small crystals of monazite associated with the second generation apatite in the Esfordi deposit. The values are in ppm.

No	Apatite2	Apatite2	Apatite2	Apatite2	Monazite	Monazite	Monazite	Monazite
phase	Light phase	Light phase	Light phase	Light phase	---	---	---	---
La	1582.21	1738.12	1745.71	1595.90	6088.89	7072.52	6037.17	6350.67
Ce	3547.60	3818.48	3821.13	3622.74	13707.84	15727.57	13335.59	13939.14
Pr	371.08	383.10	390.16	374.05	1455.15	1590.95	1408.66	1437.44
Nd	1292.87	1334.99	1331.05	1296.99	4774.63	5406.82	4906.84	5059.54
Sm	192.21	194.37	197.42	191.53	727.03	838.76	686.16	684.86
Eu	19.41	18.68	19.03	19.38	67.18	76.74	70.76	70.61
Gd	163.60	163.05	164.86	164.60	593.89	641.68	612.58	622.83
Tb	20.05	19.77	20.01	19.94	72.05	81.16	72.74	73
Dy	114.51	111.23	111.32	112.38	392.09	434.37	412.29	399.52
Ho	22.15	21.45	21.69	22.18	77.63	89.40	77.71	81.58
Er	60.34	58.37	58.48	58.97	206.58	233.36	202.68	223.00
Tm	7.31	6.93	7.13	7.05	25.04	29.89	22.82	25.93
Yb	40.13	37.25	37.82	39.49	132.18	153.29	140.62	130.36
Lu	4.75	4.64	4.52	4.65	16.60	18.72	15.39	16.03
Y	686.45	656.02	658.20	676.47	2385.47	2662.13	2410.01	2373.78
U	7	6	6	6	21	21	20	20
Th	51	51	52	54	189	187	175	180
Sr	217	183	183	209	701	727	698	703
Si	594	547	566	545	151811	130770	183994	147558
Ca	191256	156797	156150	181008	595661	587473	592775	599648
P	112225	93826	93918	107882	343506	343034	347512	338268
ΣLREE	6793.77	7274.70	7288.04	6889.68	26026.51	29797.87	25688.26	26786.79
ΣHREE	644.46	635.74	642.28	640.17	2310.27	2597.37	2313.74	2327.72
La/Yb	39.42	46.66	46.16	40.41	46.06	46.14	42.93	48.72
La/Gd	9.67	10.66	10.59	9.70	10.25	11.02	9.86	10.20
La/Sm	8.23	8.94	8.84	8.33	8.38	8.43	8.80	9.27
Gd/Yb	4.08	4.38	4.36	4.17	4.49	4.19	4.36	4.78
Ce/Ce*	1.11	1.13	1.11	1.13	1.11	1.13	1.10	1.11
(Ce/Yb) _n	22.86	26.52	26.14	23.73	26.82	26.54	24.53	27.66
(Eu/Eu*) _n	0.34	0.32	0.32	0.33	0.31	0.32	0.33	0.33
ΣREE	7438.23	7910.44	7930.33	7529.85	28336.79	32395.23	28002.00	29114.51

جدول ۴. داده‌های تجزیه نقطه‌ای به روش LA-ICP-MS مونازیت‌های نسل اول و دوم در کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 4. LA-ICP-MS point analysis data of the first and second generations of monazite in the Esfordi deposit. The values are in ppm.

No	Monazite 1	Monazite 1	Monazite 2	Monazite 2	Monazite2	Monazite 2	Monazite 2	Monazite 2
La	84001.1	94365.5	145648.2	154462.9	138592.8	139150.4	142691.8	149243.7
Ce	184763.9	200453.0	295696.4	296403.5	291880.4	295491.7	293381.9	296554.0
Pr	18778.5	20509.9	28475.0	27952.5	29389.7	28188.0	28668.5	28131.8
Nd	63699.0	68734.4	86859.6	82024.0	89898.7	88418.3	89209.4	83712.6
Sm	7985.0	9010.2	8633.3	7239.3	9871.0	9151.1	8873.4	7761.5
Eu	712.9	834.2	505.8	561.1	738.0	776.1	572.7	440.7
Gd	4974.4	5976.5	4261.3	3492.8	5233.5	4779.9	4400.1	3713.2
Tb	396.6	551.8	350.8	269.2	455.1	406.7	365.0	295.7
Dy	1343.9	1946.8	1340.4	957.9	1817.8	1590.1	1396.5	1076.6
Ho	161.8	246.0	177.4	119.6	247.2	230.8	185.3	141.2
Er	256.2	405.8	316.2	200.8	470.5	402.0	325.0	244.3
Tm	17.5	27.4	24.3	15.5	36.8	30.4	26.9	18.7
Yb	56.7	90.3	82.5	51.1	130.6	107.5	93.0	67.8
Lu	5.2	6.9	6.8	4.0	12.0	9.0	7.7	6.0
Y	4232.8	6634.3	4799.9	3115.6	6981.4	6072.2	4917.9	3957.8
Sr	176	1382	76	585	106	79	63	46
Si	5061	5769	6548	6350	5940	6548	6845	6548
Ca	180517	129460	2055	5789	4342	3150	3386	2519
P	176286	162916	146451	145317	147602	150777	149461	146968
Th	1155.8	2933.0	3930.0	460.1	5201.7	1077.0	3759.5	4012.0
U	24.2	84.7	136.3	243.4	266.9	198.8	156.4	132.5
ΣLREE	351242.5	384062.8	556679.2	560842.9	549761.6	551248.4	553951.6	557642.1
ΣHREE	15910.2	19095.9	15698.8	12911.3	19012.5	17483.6	16245.6	13765.7
La/Ce	0.455	0.471	0.493	0.521	0.475	0.471	0.486	0.503
La/Nd	1.32	1.37	1.68	1.88	1.54	1.57	1.60	1.78
La/Yb	1481.501	1045.022	1765.433	3022.757	1061.201	1294.422	1534.320	2201.235
La/Gd	16.887	15.789	34.179	44.223	26.482	29.112	32.429	40.193
La/Sm	10.520	10.473	16.871	21.337	14.040	15.206	16.081	19.229
La/Y	19.85	14.22	30.34	49.58	19.85	22.92	29.01	37.71
Ce/La	2.20	2.12	2.03	1.92	2.11	2.12	2.06	1.99
Gd/Yb	87.732	66.185	51.652	68.352	40.073	44.464	47.313	54.767
Ce/Ce*	1.120	1.097	1.105	1.086	1.101	1.136	1.104	1.102
(Eu/Eu*)n	0.346	0.348	0.255	0.341	0.314	0.359	0.280	0.251
ΣREE	367152.7	403158.7	572378	573754.2	568774.1	568732	570197.2	571407.8

جدول ۵. نتایج تجزیه نقطه‌ای آپاتیت نسل اول و دوم با استفاده از ریزپردازنده الکترونی در کانسار اسفوردی (bdl= زیر حد آشکارسازی)، مقادیر برحسب درصد وزنی هستند.

Table 5. Microprobe analysis data of the first and second generations of apatite in the Esfordi deposit (bdl= below detection limit). The values are in weight percent.

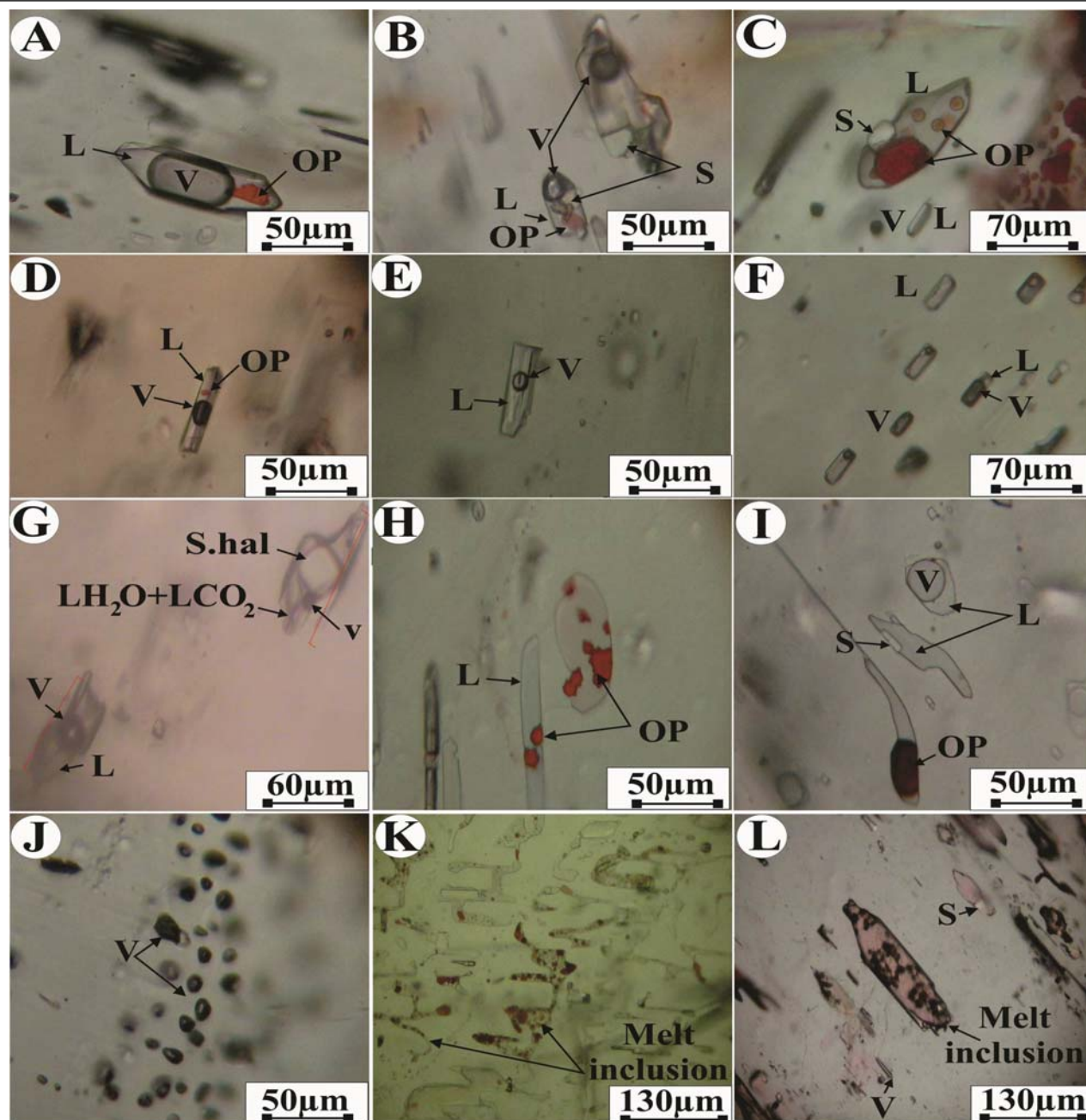
Sample code	GH1	GH1	GH1	GH2	GH2	GH2
phase	Light phase	Dark phase	Dark phase	Light phase	Light phase	Light phase
Sample type	Ap1-1	Ap1-2	Ap1-3	Ap2-1	Ap2-2	Ap2-3
SiO ₂	0.24	0.51	0.4	0.8	0.05	0.1
FeO	0.03	0.03	0.1	0.08	0.09	0.09
MnO	0.04	0.02	bdl	bdl	0.01	bdl
CaO	53.05	54.37	54.11	52.23	51.58	52.93
Na ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
P ₂ O ₅	41.12	41.15	41.05	40.42	41.64	40.72
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	0.2	0.06	0.13	0.48	0.37	0.38
Pr ₂ O ₃	0.13	bdl	0.1	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	0.1	0.73	0.72	0.73
Total	100	100	100	100	100	100

ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال

بررسی‌های سرمایه‌ی

تا ۵/۵-۵۴ (درجه سیلیسیوس) است (شکل ۱۰-A)، بنابراین نمک‌های دیگری علاوه بر NaCl در سیال کانه‌زا حضور دارند. با افزایش دما، آخرین بلورهای یخ ناپدید می‌شوند. در میان‌بارهای نوع B و C، دامنه تغییرات ذوب آخرین قطعه یخ (T_m) از ۱۹/۴- تا ۰/۶- درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۰-B). در این مرحله، کلاتریت در میان‌بارهای (L+V) تشکیل نشد و بنابراین میزان CO₂ کمتر از ۲/۷ درصد وزنی تخمین زده می‌شود (Fan et al., 2000). بر اساس آخرین دمای ثبت شده طی ذوب یخ (T_m)، میزان شوری و نوع نمک حل شده در یک سیال را می‌توان تعیین کرد (Shepherd et al., 1985).

در این مرحله دمای میان‌بارها تا انجماد کامل فازها به حالت جامد کاهش داده شد (حداقل دمای اندازه‌گیری ۱۹۰- درجه سانتی‌گراد) و سپس با گرم کردن مجدد، تغییرات در مرحله ذوب ثبت شد. دمای یوتکتیک (T_e) دمای مربوط به زمانی است که نخستین قطره مایع پدید می‌آید و مقدار آن به میزان کاتیون‌های حل شده در سیال وابسته است. نقطه یوتکتیک برای سیستم خالص متشکل از NaCl+H₂O معادل C° ۲۰/۸- T_e است (Williams-Jones et al, 1992). با توجه به اینکه T_e میان‌بارهای نوع B و C پایین‌تر از ۲۰/۸- درجه سانتی‌گراد (۵۲-



شکل ۹. میان‌بارهای سیال در آپاتیت‌های نسل دوم کانسار اسفوردی. A, B, C و D: میان‌بارهای سیال سه فاز، E: میان‌بارهای سیال دو فاز (LV)، F: میان‌بارهای سیال تک فاز مایع و بخار در همراهی با سیال‌های دو فاز (LV)، G: میان‌بارهای سیال سه فاز همراه با فاز CO_2 ، H: میان‌بارهای سیال دو فاز (LV)، I: میان‌بارهای سیال دو فاز مایع و بخار (VL) و مایع و فاز جامد (LS)، J: میان‌بارهای تک فاز گازی مایع همراه با کانی‌های اوپیک (هماتیت) (LS)، K و L: میان‌بارهای مذاب (L: مایع، S: جامد، V: گاز، OP: اوپیک)

Fig. 9. Fluid inclusions of the apatites in the Esfordi deposit. A, B, C and D: triple-phase inclusions, E: double-phase liquid inclusions (LV), F: mono-phase liquid and vapor inclusions in association with double-phase liquid inclusions (LV), G: triple-phase inclusions with clathrat, H: double-phase liquid inclusions with opaque minerals (hematite) (LS), I: double-phase liquid and vapor inclusions (VL) and liquid and solid phase (LS), J: mono-phase gas inclusions (V), K and L: melt inclusions (L: Liquid, S: Solid, V: Vapor, OP: opaque)

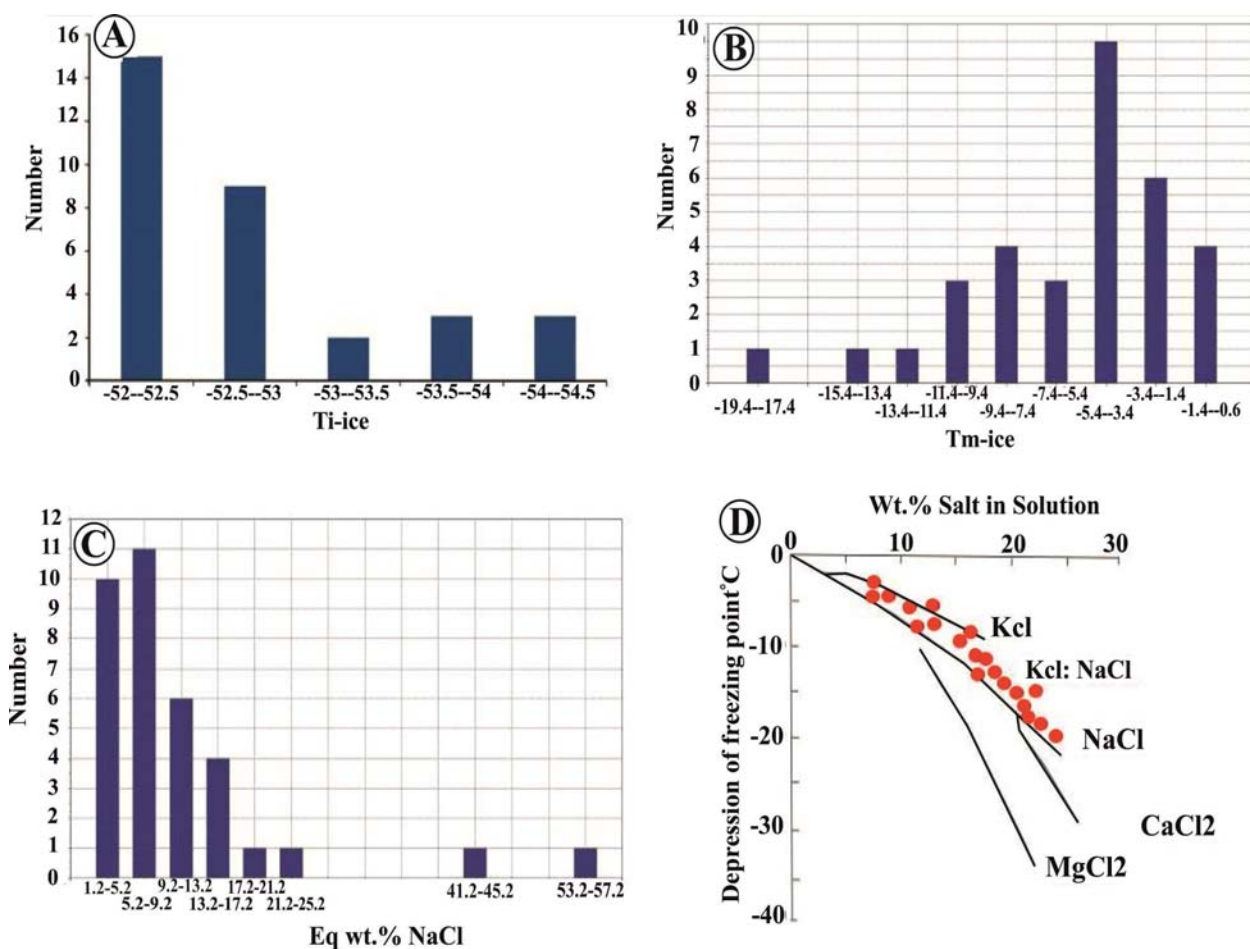
جدول ۶. داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال کانی آپاتیت‌های نسل دوم مرتبط با بخش کانی‌زایی توده‌ای و کانسنگ مگنتیت در کانسار اسفوردی

Table 6. Microthermometric data of fluid inclusions of second generation apatites associated with massive mineralization horizons and magnetite ore in the Esfordi deposit

Sample code	Type	Fill	Tm-ice	Te-ice	Th-hal	Th-aq	Tm-clathrat	Phase	Eq Wt.% salinity	Density
GH1	V+L	0.83	-7.4	-52.5		397		Vapour	10.9781	0.677
GH1	V+L	0.75	-0.8	-52		378		Liquid	1.3224	0.5397
GH1	V+L	0.59	-3.7	-52.7		486		Liquid	5.9259	0.4094
GH1	V+L	0.84	-2.5	-52.4		320		Liquid	4.0743	0.7153
GH1	V+L	0.77	-4.8	-52.6		295		Liquid	7.5355	0.7998
GH1	V+L	0.98	-14.8	-52.4		308		Vapour	18.4521	0.8951
GH1	V+L	0.93	-3.1	-52/3		270		Vapour	5.0117	0.8111
GH1	V+L	0.88	-4.9	-52.7		210		Liquid	7.6774	0.9132
GH1	V+L	0.95	-2.8	-52.4		215		Liquid	4.5457	0.8826
GH1-	V+L+S	0.79	-	-	458	386		Vapour	54.2611	1.1900
GH1	V+L	0.69	-10.3	-52.9		439		Vapour	14.2604	0.6586
GH1	V+L	0.87	-6.4	-53		159		Liquid	9.7139	0.9797
GH1	V+L	0.72	-19.4	-53.2		379		Liquid	21.9425	0.8472
GH1	V+L+S	0.65	-	-	395	339	+10.5	Liquid	43.2503	1.1067
GH1	V+L	0.74	-2.4	-52.4		432		Liquid	3.9161	0.5447
GH1	V+L	0.91	-4.5	-52.2		146		Liquid	7.1054	0.9727
GH1	V+L	0.59	-10.2	-52.6		389		Vapour	14.1559	0.7382
GH1	V+L	0.75	-0.7	-52.3		320		Liquid	1.1576	0.6741
GH2	V+L	0.82	-7.5	-52.4		280		Vapour	11.1005	0.8577
GH2	V+L	0.62	-6.2	-52.5		420		Liquid	9.4522	0.6063
GH2	V+L	0.85	-12.1	-52.3		267		Liquid	16.0507	0.9196
GH2	V+L	0.87	-7.4	-53.7		227		Liquid	10.9871	0.9207
GH2	V+L	0.84	-4.6	-52.6		176		Liquid	7.2496	0.9459
GH2	V+L	0.87	-2.5	-53.9		215		Liquid	4.0743	0.8789
GH2	V+L	0.86	-4.8	-52.1		282		Vapour	7.5355	0.8192
GH2	V+L	0.88	-8.2	-54.2		205		Liquid	11.9381	0.9520
GH2	V+L	0.90	-0.8	-53.8		220		Liquid	1.3224	0.8502
GH2	V+L	0.89	-1.2	-52.6		218		Liquid	1.9795	0.8583
GH2	V+L	0.84	-4.1	-54.3		302		Liquid	6.5215	0.7774
GH2	V+L	0.92	-3.4	-52.7		222		Liquid	5.4719	0.8814
GH2	V+L	0.55	-5.2	-53.2		348		Liquid	8.0984	0.7201
GH2	V+L	0.88	-5.5	-54.5		218		Liquid	8.5125	0.9107
GH2	V+L	0.81	-2.5	-53.8		275		Liquid	4.0743	0.7936
GH2	V+L	0.87	-9.6	-52.4		227		Liquid	13.5163	0.9417
GH2	V+L	0.93	-3.9	-52.3		301		Liquid	6.2252	0.7756

می‌دهد که علاوه بر NaCl، نمک‌های دیگری مانند KCl به‌طور عمده در سیال کانه‌زا حضور دارد. دگرسانی گسترده پتاسیک در این کانسار (Rajabzadeh et al., 2013) نیز بیانگر این مطلب است. این دگرسانی با حضور کانی‌های فلدسپات پتاسیم و سریسیت در کانسار مشاهده می‌شود و رنگ صورتی آن ناشی از میان‌بارهای بسیار کوچک هماتیت است و بیشترین گسترش از زون‌های غنی از فسفات را دارد (Jami et al., 2007; Rajabzadeh et al., 2013).

دماهای اندازه‌گیری‌شده در میان‌بارهای مورد بررسی به ترتیب با بیشترین شوری (معادل ۲۱/۹ درصد وزنی نمک طعام) و کمترین میزان شوری (معادل ۱ درصد وزنی نمک طعام) همخوانی دارند (شکل ۱۰-C). اغلب میان‌بارهای سیال نوع B و C دارای شوری بین ۱ تا ۲۱ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند و تنها تعداد بسیار محدودی از میان‌بارهای نوع A و D دارای شوری ۴۳ تا بیش از ۵۴ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (شکل ۱۰-D). اندازه‌گیری دمای یوتیکتیک (T_e) نشان



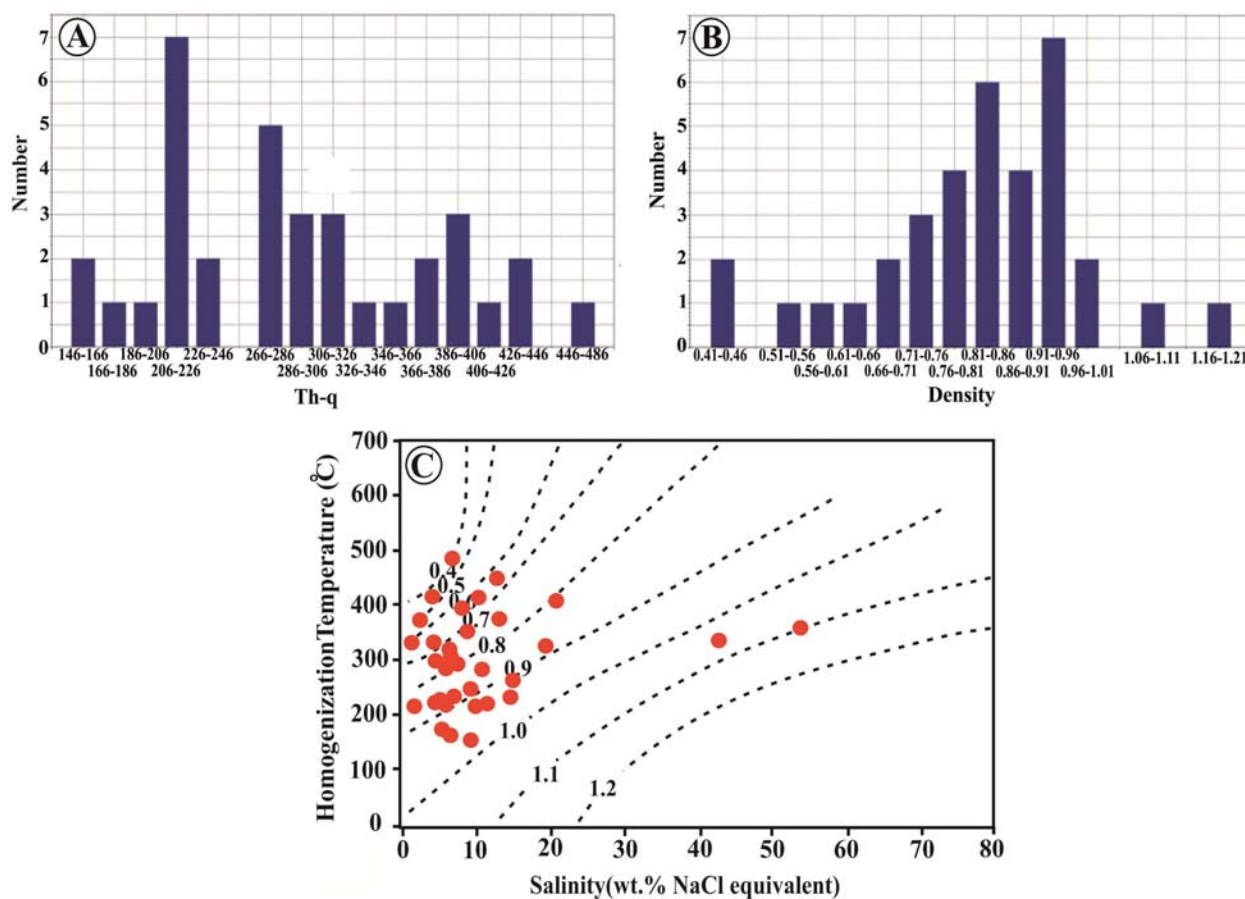
شکل ۱۰. A: نمودار اولین دمای ذوب قطعه یخ در میان‌بارهای سیال مرتبط با آپاتیت‌های کانسار اسفوردی. B: نمودار دمای ذوب آخرین قطعه یخ، C: نمودار میزان شوری سیال کانه‌ساز و D: رابطه بین نقطه ذوب یخ با مقدار و نوع نمک حل‌شده در سیال (Shepherd et al., 1985)

Fig. 10. A: diagram of melting temperature for the first ice melting in fluid inclusions associated with apatites in the Esfordi deposit, B: diagram of melting temperature for the last ice melting, C: diagram of salinity values of the mineralizing fluid, and D: The relationship between the ice melting point and the salt type and content in the mineralizing fluid (Shepherd et al., 1985)

بررسی‌های گرمایی

مشاهده می‌شوند. بیشترین فراوانی T_h مربوط به گستره دمایی ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد برای میان‌بارهای نوع B و C است (شکل ۱۱- A). با استفاده از نمودار میزان شوری سیال در مقابل دما همگن‌شدگی، چگالی 0.5 تا 0.9 gr/cm³ برای میان‌بارهای با شوری پایین (۱ تا ۲۱ درصد وزنی معادل NaCl) و چگالی 1.1 تا 1.2 gr/cm³ برای میان‌بارهای با شوری بالا (۴۳ تا ۵۴ درصد وزنی معادل NaCl) به دست می‌آید (شکل ۱۱- B و C). این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده نقش دو نوع سیال ماگمایی با دما و شوری بالا و گرمایی با دما و شوری کم تا متوسط در تشکیل کانسار باشد.

همگن‌شدن میان‌بارهای سیال دو فاز از مایع با تبدیل بخار به مایع و در نمونه‌های غنی از فاز بخار با تبدیل مایع به بخار صورت گرفته است (بیشترین دمای اندازه‌گیری توسط دستگاه ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد است). وجود میان‌بارهای تک‌فازی گازی و همگن‌شدن فاز بخار به فاز مایع، و نیز حضور میان‌بارهای غنی از بخار شواهدی از پدیده جوشش در سیستم کانی‌زایی کانسار اسفوردی در هنگام به دام افتادن میان‌بارها را به نمایش می‌گذارد. در هیستوگرام دمای همگن‌شدگی (T_h)، گروه‌های دمایی مختلفی از ۱۴۶ تا ۴۸۶ درجه سانتی‌گراد



شکل ۱۱. A: نمودار دمای همگن‌شدن میان‌بارهای سیال مورد بررسی در کانسار اسفوردی، B: نمودار فراوانی چگالی در میان‌بارهای مورد بررسی و C: نمودار شماتیک دمای همگن‌شدن - شوری برای تعیین چگالی (Wilkinson, 2001)

Fig. 11. A: Histogram of the homogenization temperatures of the studied fluid inclusions in the Esfordi deposit, B: Histogram of the density frequency of the studied fluid inclusions versus temperature, and C: Schematic diagram of homogenization temperature - salinity for density determination (Wilkinson, 2001)

در دو نمونه آپاتیت که میان‌بارهای مشکوک به میان‌بارهای نوع مذاب تشخیص داده شدند، بررسی‌ها نشان‌دهنده وجود ترکیبی از نمک، شیشه و سایر فازهای جامد هستند و در آنها هیچ‌گونه تغییرات فازی در محدوده دمایی دستگاه Linkam (لینکام) مدل THM600 (۶۰۰ درجه سانتی‌گراد) مشاهده نشد. اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی با استفاده از دستگاه Linkam TS1400XY نشان‌داد که نخستین فازهای جامد در دمای ۶۸۴ و فازهای شیشه در دمای ۸۶۵ درجه سانتی‌گراد به حالت همگن در آمدند.

در دو نمونه آپاتیت که میان‌بارهای مشکوک به میان‌بارهای نوع مذاب تشخیص داده شدند، بررسی‌ها نشان‌دهنده وجود ترکیبی از نمک، شیشه و سایر فازهای جامد هستند و در آنها هیچ‌گونه تغییرات فازی در محدوده دمایی دستگاه Linkam (لینکام) مدل THM600 (۶۰۰ درجه سانتی‌گراد) مشاهده نشد. اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی با استفاده از دستگاه Linkam TS1400XY نشان‌داد که نخستین فازهای جامد در دمای ۶۸۴ و فازهای شیشه در دمای ۸۶۵ درجه سانتی‌گراد به حالت همگن در آمدند.

تعیین عمق و نوع محیط تشکیل کانسار اسفوردی

برای تعیین عمق و فشار ایستایی تحمیل‌شده بر میان‌بارهای سیال، از نرم‌افزار مدلینگ استفاده شد. با توجه به منحنی خط‌چین فشار-عمق، بیشترین دمای همگن‌شدگی با بیشترین عمق (۱۷۰۰ متر معادل ۴۵۰ بار فشار) و کمترین دمای همگن‌شدگی با کمترین عمق (۱۰۰ متر و معادل ۳۰ بار فشار) تعیین شد. بنابراین، تشکیل بخش عمده کانسار آهن-آپاتیت اسفوردی در اعماق بین ۱۰۰ تا ۱۷۰۰ متری از سطح زمین صورت گرفته است (شکل ۱۲-۱A).

با استفاده از نمودار دوتایی میزان شوری و درجه همگن‌شدگی می‌توان منشأ سیال کانسارساز را تعیین کرد (Kesler et al., 2007). با توجه به اینکه اغلب میان‌بارهای سیال مورد بررسی در کانسار اسفوردی در محدوده سیالات سازنده کانسارهای رسوبی-برون‌دمی^۱ و سولفیدهای توده‌ای آتشفشان‌زاد^۲ قرار می‌گیرد (تعداد محدودی نیز در محدوده تعریف‌نشده بین سیالات ماگمایی و گرمایی قرار دارند) (شکل ۱۲-۱B)، باید نقش دو سیال ماگمایی و گرمایی را در کانی‌زایی فسفات در کانسار اسفوردی در نظر داشت. گستره تغییرات میزان شوری میان‌بارهای سیال نیز احتمال اختلاط این سیالات با یکدیگر را نشان می‌دهد. در فرایند اختلاط سیالات، درجه شوری و دمای میان‌بارهای سیال کاهش می‌یابد (کمتر از ۲۰ درصد وزنی

نتیجه‌گیری

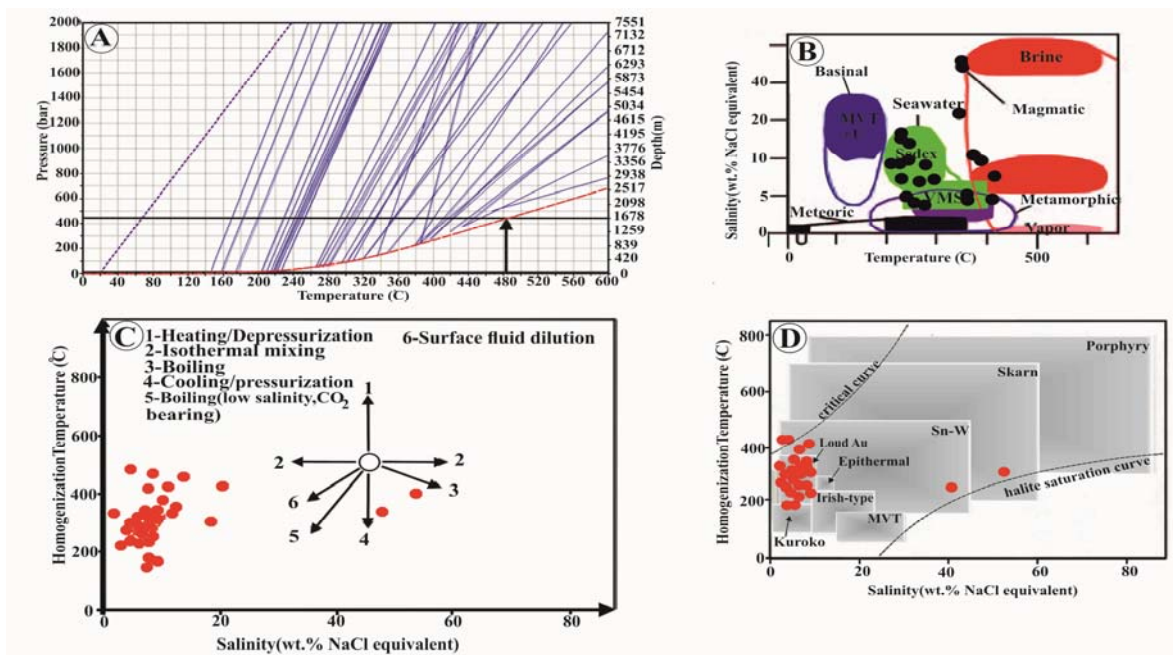
بررسی‌های کانی‌شناسی بر روی بلورهای آپاتیت‌های کانسار اسفوردی بیانگر حضور کانی‌های موناژیت به صورت گسترده و زنوتیم به صورت محدود در بلورهای آپاتیت اسفوردی است. حضور موناژیت و زنوتیم و نیز کانی‌های آلانیت، پاریزیت-سینزیریت، باسناسیت و بریتولیت بیانگر تنوع گسترده کانی‌های عناصر کمیاب خاکی در کانسار اسفوردی است. حضور دو نسل کانی موناژیت در آپاتیت‌های اسفوردی نشان‌دهنده تبلور مجدد حداقل برخی از آنها در طی فرایند دگرسانی گرمایی است. همبستگی منفی قوی بین میزان Ca و P با مجموع عناصر کمیاب خاکی در آپاتیت‌ها (۰/۹۸-) و موناژیت‌ها (۰/۹۷-) و همبستگی مثبت سیلیس و فسفر در کانی‌های آپاتیت (۰/۴۸) و موناژیت‌های مورد بررسی (۰/۹۸) نشان می‌دهد که این عناصر در شبکه آپاتیت جانشین کلسیم و فسفر شده‌اند. الگوی نمودارهای عنکبوتی توزیع عناصر کمیاب خاکی به‌نچار شده

1. Sedex

1. Volcanogenic Massive Sulfide

ریزدماسنجی نشان داده‌اند که میان‌بارهای سیال در محدوده سیالات ماگمایی و گرمابی قرار می‌گیرند و می‌توان فرایند اختلاط سیالات و کاهش درجه حرارت را در کانی‌زایی مهم دانست. شواهدی نظیر شوری کم تا متوسط اغلب میان‌بارهای سیال، دمای همگن شدن و نیز حضور میان‌بارهای غنی از فاز مایع و میان‌بارهای مذاب (متشکل از شیشه-هماتیت، شیشه-هالیت و شیشه-بخار) و عمق به دام افتادگی سیال در ۱۰۰ تا ۱۷۰۰ متری عمق زمین نشان می‌دهند که بخش عمده کانسار اسفوردی در دمایی بین ۱۴۶ تا ۴۸۶ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است و این کانسار در زمره کانسارهای میان‌دمایی (اپی ترمال) قرار می‌گیرد.

نسبت به کندریت در کلیه نمونه‌های آپاتیت و موناژیت دارای شیب منفی بوده و نشان‌دهنده غنی‌شدگی در LREE هستند که ویژگی کانسارهای آهن-آپاتیت نوع کایروناست. مقادیر Sr و Y در آپاتیت‌ها و موناژیت‌های مورد بررسی همبستگی منفی قوی را نشان می‌دهد که ناشی از تفریق ماگمایی است. وجود بلورهای هگزگونال و میزان سدیم بسیار کم، وجود منشأ آذرین را برای این آپاتیت‌ها نشان می‌دهد. از طرفی حضور کانی‌های موناژیت و زونیت در امتداد شگستگی‌ها، تغییر در میزان سیلیسیم و کلسیم و عناصر کمیاب خاکی در کانی‌های خاک‌های کمیاب در زون‌های آپاتیت، پایین بودن غلظت U و Th در کانی‌های موناژیت نشان‌دهنده نقش سیالات گرمابی در کانی‌زایی عمده کانی‌های خاک‌های کمیاب است. بررسی‌های



شکل ۱۲. A: نمودار تعیین میزان فشار و عمق تشکیل کانسار اسفوردی با استفاده از دمای همگن شدن، B: موقعیت داده‌های سیال کانه‌زا در نمودار میزان شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی (Yermacov, 1965)، C: نمودار شماتیک دمای همگن‌شدن-شوری ضمن فرایندهای مختلف تکامل سیالات درگیر (Wilkinson, 2001) و D: موقعیت داده‌های میان‌بار سیال کانسار اسفوردی بر روی نمودار شوری در مقابل درجه حرارت. نمودار از ویلکینسون (Wilkinson, 2001) اقتباس شده است.

Fig. 12. A: diagram of pressure and depth versus homogenization temperature in determining the environment of the Esfordi deposit formation, B: location of the ore-forming fluid data on the diagram of salinity versus homogenization temperature (Yermacov, 1965), C: location of fluid inclusion data on the homogeneity temperature-salinity diagram during evolution of the involved fluids (Wilkinson, 2001), and D: location of fluid inclusion data on the diagram of salinity versus homogenization temperature of the fluid inclusions from the Esfordi deposit. The diagram adopted from (Wilkinson, 2001).

قدردانی

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از حمایت مدیریت و کارکنان معدن فسفات اسفوردی و معاونت پژوهشی دانشگاه

شیراز که در انجام این پژوهش ما را یاری نموده‌اند، صمیمانه تشکر و قدردانی نمایند.

References

- 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-granulite terranes. *Economic Geology*, 89(5): 994-1016.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.5.994>
- 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.
[https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(02\)00204-2](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00204-2)
- Boomeri, M., 2012. Rare earth minerals in Esfordi magnetite-apatite ore deposit, Bafq district. *Journal of Geosciences*, 22(85):71-82.
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2012.54023>
- Borumandi, H., 1973. Petrographische und lagerstättenkundliche untersuchungen der Esfordi-formation zwischen Mishdovan and Kushk bie Bafq, Zentral Iran. Ph.D. Thesis, RWTH Aachen University, Aachen, Germany, 174 pp.
- Boynton, W.V., 1985. Cosmo chemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*, (Developments in Geochemistry2). Elsevier, Amsterdam, pp. 115-1522. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Edfelt, A., 2007. The Tjarrojakka Apatite-Iron and Cu (-Au) deposits, Northern Sweden, Division of Ore Geology and Applied Geophysics. Ph.D. Thesis, Lulea University of Technology, Lulea, Sweden, 230 pp.
- Fan, H.R., Groves, D.I., Mikucki, E.J. and Mc Naughton, N.J., 2000. Contrasting fluid types at the Nevorio gold deposit in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia: Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron-formation. *Economic Geology*, 95(7): 1527-1536.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.7.1527>
- Frietsch, R. and Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in kiruna-type iron ores and some other iron ore types. *Ore Geology Reviews*, 9(6): 489-510.
[https://doi.org/10.1016/0169-1368\(94\)00015-G](https://doi.org/10.1016/0169-1368(94)00015-G)
- Harlov, D.E., 2015. Apatite: A fingerprint for metasomatic processes. *Elements*, 11(3): 171-176.
<https://doi.org/10.2113/gselements.11.3.171>
- Harlov, D.E., Anderson, U.B., Forster, H.J., Nystrom, J.O., Dulski, P. and Broman, C., 2002. Apatite-monazite relations in the kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden. *Chemical Geology*, 191(1-3): 47-72.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00148-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00148-1)
- Harlov, D.E. and Forster, H.J., 2003. Fluid-induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part II, Fluorapatite. *American Mineralogist*, 88(8-9): 1209-1229.
<https://doi.org/10.2138/am-2003-8-905>
- Harlov, D.E., Wirth, R. and Forster, H.J., 2005. An experimental study of dissolution-precipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(3): 268-286.

- <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0017-8>
Heidarian, H., 2013. Investigation of genetic relations between mineralization, host rock and metasomatic alterations in Chadormalu iron deposit, Central Iran. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 219 pp. (in Persian with English abstract)
- Heidarian, H., Alirezaei, S. and Lentz, D., 2017. Chadormalu Kiruna-type magnetite-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights in to hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion and sulfur isotope data. *Ore Geology Reviews*, 83(7): 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.031>
- Heidarian, H., Lentz, D., Alirezaei, S., Peighambari, S. and Hall, D., 2016. Using the chemical analysis of magnetite to constrain various stages in the formation and genesis of the Kiruna-type chadormalu magnetite-apatite deposit, Bafq district, Central Iran. *Mineralogy and Petrology*, 110(6): 927–942. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0440-8>
- Hooshmandzadeh, A., Nabavi, M.J. and Hamdi, B., 1988. Precambrian-Lower Cambrian rocks in Iran. 1st Conference of Investigation on Resources and Mineral Potential, Yazd University, Yazd, Iran. (in Persian)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.02.002>
- Hughes, J.M. and Rakovan, J., 2002. The crystal structure of apatite, Ca₅(PO₄)₃(F, OH, Cl). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1): 1–12. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.1>
- Jami, M., 2005. Geology, Geochemistry and Evolution of the Esfordi Phosphate– Iron deposit, Bafq area, Central Iran. Ph.D. Thesis, University of New South Wales, Sydney, Australia, 220 pp.
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology*, 102(6): 1111–128. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.104.1.140>
- Kanazawa, Y. and Kamitani, M., 2006. Rare earth minerals and resources in the world. *Journal of Alloys and Compounds*, 408(1): 1339–1343. <https://doi.org/10.1016/j.jallcom.2005.04.033>
- Kesler, S.E., Reich, M. and Jean, M., 2007. Geochemistry of fluid inclusion brines from Earths oldest Mississippi Valley- type (MVT) deposits. *Chemical Geology*, 237(3-4): 234–248. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.11.001>
- Mao, M., Rukhlov, A.S., Rowins, S.M., Spence, J. and Coogan, L.A., 2016. Apatite trace element compositions: a robust new tool for mineral exploration. *Economic Geology*, 111(5): 1187–1222. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.5.1187>
- Mariano, A.N., 1989. Economic geology of Rare earth elements. In: B.R. Lipin and G.A. McKay (Editors), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C, pp. 309–337. <https://doi.org/10.1515/9781501509032-014>
- Paknejad, H., 1991. Complementary exploration of Esfordi deposit. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 11, 89 pp. (in Persian)
- Pan, Y. and Fleet, M.E., 2002. Compositions of the apatite-group minerals: Substitution mechanisms and controlling factors. In: M.J. Kohn, J. Rakovan and J.M. Hughes (Editors), *Phosphates: Geochemical, geobiological and material importance*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C, pp. 13–49. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.2>
- Rajabzadeh, M.A., Hoseini, K. and Moosavinasab, Z., 2013. 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. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 331–353. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.V6I2.20956>
- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 622–665.

- <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.V6I2.20956>
- Roedder, E., 1984. Inclusion sample selection, preparation, petrography and photography. In: P.H. Ribbi (Editor), Fluid Inclusions. Mineralogical Society America, Washington, D.C., pp. 149–180. <https://doi.org/10.1515/9781501508271-009>
- Roeder, P.L., MacArthur, D., Ma, X.P., Palmer, G.R. and Mariano, A.N., 1987. Cathodoluminescence and microprobe study of rare-earth elements in apatite. *American Mineralogist*, 72(7–8): 801–811. Retrieved March 03, 2017 from http://www.minsocam.org/ammin/AM72/AM72_801.pdf
- Ronsbo, J.G., 1989. Coupled substitution involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilímaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological implications. *American Mineralogist*, 74(7–8): 896–901. Retrieved March 02, 2017 http://www.minsocam.org/ammin/am74/am74_896.pdf
- Sabet-Mobarhan-Talab, A., Alinia, F., Ghannadpour, F. and Hezarkhani, A.S.S., 2015. Geology and geochemistry, and some genetic discussion of the Chadormalu iron oxide apatite deposit, Bafq District, Central Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(10): 8399–8418. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-1813-8>
- Samani, B., 1993. Saghand formation, a riftogenic unit of upper Precambrian in central Iran. *Journal of Geosciences*, 2(6): 32–45. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6501166>
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2004. 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(5): 1027–1035. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.5.1027>
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie Press, London, 239 pp.
- Soheili, M. and Mahdavi, M.A., 1991. Geological map of Esfordi, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Sverjensky, D.A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1): 70–78. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90039-6)
- Torab, F.M., 2008. Geochemistry and metallogeny of magnetite-apatite deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Ph.D. Thesis, Clausthal University of Technology, Clausthal, Germany, 131 pp.
- Townsend, K.J., Miller, C.F.D., Andrea, J.L., Ayers, J.C., Harrison, T.M. and Coath, C.D., 2001. Low temperature replacement of monazite paragenesis in the Ireteba granite, southern Nevada, Geochronological implication. *Chemical Geology*, 172(1–2): 95–112. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00238-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00238-2)
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1–4): 229–272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Williams-Jones, A.E., Schrijver, K., Doig, R. and Sangster, D.F., 1992. A model for epigenetic Ba-Pb-Zn mineralization in the Appalachian Trust Belt Quebec: Evidence from fluid inclusions and isotopes. *Economic Geology*, 87(1): 154–174. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.1.154>
- Yermacov, N.P. (translated by Sokoloff, V.P.), 1965. Research on the nature of mineral-forming solutions with special reference to data from fluid inclusions, Pergamon Press, Oxford, 743 pp.
- Zabihi, R. and Hosseini, K., 2016. Mineralogical, geochemical and radioisotopes studies on the REE minerals and apatites from Esfordi and Choghart deposit, NE of Bafq. 34th National & the 2nd International Geosciences Congress, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)

COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

**How to cite this article**

Hosseini, K. and Rajabzadeh, M.A., 2021. Mineralogy, Geochemistry, and Fluid Inclusion Microthermometry of Apatite and Rare Earth Element Minerals in the Esfordi Deposit, NE of Bafq, Yazd Province. *Journal of Economic Geology*, 13(1): 57–84. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i1.84702>



Mineralogy, Geochemistry, and Fluid Inclusion Microthermometry of Apatite and Rare Earth Element Minerals in the Esfordi Deposit, NE of Bafq, Yazd Province

Kiamars Hosseini and Mohammad Ali Rajabzadeh*

Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Submitted: Dec. 17, 2019

Accepted: July 01, 2020

Keywords: *Mineralogy, Geochemistry, Microthermometry, Apatite, Monazite, Rare Earth Element Minerals, Esfordi deposit, Bafq*

Introduction

REE should be evaluated in rocks and minerals due to their behavior in complex geochemical processes leading to their use as tracers in geochemical environments. In addition, the lack of economic concentration of these elements is related to their contribution in rock forming minerals. Thus, high levels of technology and costs are essential for their extraction. However, REE minerals can be formed under special geological conditions. In this regard, the Esfordi iron-phosphate deposit is interesting both economically and scientifically. The present study is aimed at determination of rare earth element mineral types, along with their occurrence in this deposit by using mineralogy, geochemistry, and fluid inclusion microthermometry methods.

Method of study

A total of 42 apatite samples were taken from different lithological units and ore-bearing veins. Following petrographic observations, 10 and 6 representative samples were analyzed using SEM and XRD methods in the Iran Minerals Processing Research Center, respectively. Geochemical properties of apatite and rare earth element minerals were determined on 8 samples using LA-ICP-MS at the University of Tasmania, Australia. Moreover, the same was done for 6 samples using EPMA at the Geo Forschungs Zentrum Telegrafenberg of Potsdam University, Germany. In addition, 12 samples of apatite were considered

for evaluating petrography of fluid inclusions. Microthermometry of the fluid inclusions was conducted on two second generation apatite samples associated with massive phosphate mineralization zone and magnetite mineralization zone in the laboratory of the Geological Survey and Mineral Explorations of Iran. Phases changes in fluid inclusions in heating and freezing tests under a Linkam THM600 microscope with TP94 Thermal Controller and LNP Type Cooler mounted on Zeiss microscope, with an accuracy of ± 0.5 °C was performed. Given that no phase changes were produced in some inclusions (melt inclusions) up to the temperature of 600°C, two samples of apatite were studied using the Linkam TS1400XY microscope in Lithosphere Fluid Research Lab of the Department of Petrology and Geochemistry at Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary.

Results

Mineralogical studies of apatite in Esfordi revealed the extensive presence of monazite and a lesser amount of xenotime. The results indicate two generations of monazite in this deposit. The first generation is observed as inclusions within the apatites, while the second generation occurs along the fractures of apatites. Monazite inclusions are abundant in the dark phase of host apatites. Based on geochemical data, the second generation of monazite is enriched in La, La/Ce, Nd, and Pr compared to the first generation. Furthermore, strong negative correlation coefficients were

*Corresponding author Email: mrajabzadeh@shirazu.ac.ir

observed between Ca, P, and Σ REE, while a positive correlation was reported between Si and P in apatite and monazite. Chondrite normalized spider diagrams indicate a negative slope ($LREE/HREE > 1$) in all of the samples. Moreover, a strong negative correlation was observed between Sr and Y in the studied apatite and monazites. Fluid inclusions within the apatites were classified into eight groups: a) one-phase gaseous inclusions, b) one-phase liquid inclusions, c) two-phase liquid rich inclusions (L+V), d) two-phase gas-rich inclusions (V+L), e) two-phase liquid- solid inclusions (L+V), f) three-phase inclusions (V-L-S), g) three-phase CO₂ bearing inclusions associated with formation of clathrate, and h) melt inclusions. The composition of the fluid inclusions is plotted in magmatic and hydrothermal fields. The salinity of most of the inclusions is low to medium (5-21 wt.% NaCl) and homogenization temperature ranges from 250 to 350°C. Also, a limited number of fluid inclusions were homogenized in the range of 378-486 °C, indicating high salinity (43 to 54 wt.% NaCl). The fluid trapping depths were measured to be in the range 100-1700 m.

Discussion

The Esfordi iron-apatite deposit is located NE of Bafq, Yazd province and it hosts three types of apatite mineralization in massive, vein, and disseminated forms, as well as REE-bearing minerals. Periodic variations in mineralizing fluid is evidenced by changes in REE content of the studied minerals. The presence of monazite in dark phases of the host apatite mineral indicates leaching of REE from the host apatite and redeposition during the nucleation of monazite grains (Heidarian et al., 2017). Mineralogical data indicated that the apatites are of the fluorapatite type with minor contents of chloride (Rajabzadeh et al., 2013). The quantities of Sr and Y in the studied minerals indicate a strong negative correlation, consistent with magmatic differentiation. In addition, the concentrations of

Mn, Sr, and Y support the granitoid origin of the Esfordi deposit (Belousova et al., 2002). Microthermometric data plotted on magmatic and hydrothermal fields indicated that mixing fluids and boiling are the important factors in mineralization. Upon the obtained data of the present study, main parts of the Esfordi iron phosphate deposit have been formed at temperatures ranging from 146 to 486°C and depths of 100 to 1700 m.

Acknowledgements

The authors appreciate Shiraz University Research Council for their support of this work. The Director General and personnel of the Esfordi Mine Company are acknowledged for their assistance in the field works.

References

- 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. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(02\)00204-2](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00204-2)
- Heidarian, H., Alirezaei, S. and Lentz, D., 2017. Chadormalu Kiruna-type magnetite–apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights in to hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion and sulfur isotope data. *Ore Geology Reviews*, 83(7): 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.031>
- Rajabzadeh, M.A., Hoseini, K. and Moosavinasab, Z., 2013. 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. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 331–353. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.V6I2.20956>