

بررسی کانی‌های خاکی کمیاب در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، ناحیه بافق

محمد بومری^{۱*}

^۱دانشیار، دانشگاه سیستان و بلوچستان، گروه زمین‌شناسی، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۶/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۱/۲۱

چکیده

کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی در ۳۵ کیلومتری شمال خاور شهر بافق واقع شده است. ناحیه معدنی بافق که در برگیرنده بیش از ۴۵ کانسار و بی‌هنجاری آهن و تعدادی کانسار و بی‌هنجاری روی و سرب سولفیدی، منگنز و اورانیم است، در حدفاصل بین دو گسل کوهبان در خاور و بافق- پشت بادام در باختر قرار گرفته است. کانسنگ‌ها در یک مجموعه آتشفشانی- رسوبی متعلق به پرکامبرین بالایی- کامبرین تشکیل شده‌اند. این مجموعه که به وسیله توده‌های نفوذی اسیدی و دایک‌های بازی قطع شده شامل توف‌های اسیدی، کربنات‌ها، شیل و ماسه‌سنگ می‌شود و تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی و دگرسانی گرمایی قرار گرفته‌اند. کانسنگ مگنتیت- آپاتیت اسفوردی بر روی توف‌های اسیدی و نزدیک به افق کربناتی تشکیل شده است. این کانسار نسبت به دیگر کانسارهای آهن در ناحیه بافق دارای بیشترین مقدار فسفر و عناصر خاکی کمیاب است. کانی‌های رایج در اسفوردی عمدتاً شامل اکسیدهای آهن، آپاتیت، اکتینولیت، دیوپسید، تالک، آندرادیت، فلدسپارها، کوارتز و کربنات‌ها می‌شود. کانی‌های خاکی کمیاب ارتباط نزدیکی با آپاتیت دارند و معمولاً در حاشیه دانه‌های آپاتیت، در رگه‌ها و رگچه‌ها تشکیل شده‌اند. این مقاله ضمن شناسایی و تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های کمیاب، اطلاعات مقدماتی از ترکیب کانی‌ها و زمین‌شناسی کانسار را ارائه می‌دهد. کانی‌های دارای REE در کانسار اسفوردی متعلق به گروه‌های فسفات، سیلیکات و فلئوئوروکربنات هستند. کانی‌های خاکی کمیاب، به شدت از Ce, La, Nd و Pr غنی هستند. با این که مقدار REE در آپاتیت ناچیز است اما به دلیل فراوانی زیاد آپاتیت، بخش اعظم REE همراه با آپاتیت است و افق‌های غنی از آپاتیت دارای عیار بالایی از REE هستند. مجموعه کانی‌های متاسوماتیک، بلورهای یکسر آپاتیت و انواع رگچه‌ها و رگه‌های کانی‌سازی شده نشان می‌دهند که محلول‌های گرمایی دست‌کم در مراحل پایانی در کانسار اسفوردی فعال بوده‌اند.

کلیدواژه‌ها: آپاتیت، کانی‌های خاکی کمیاب، محلول‌های گرمایی، اسفوردی، بافق، ایران

* نویسنده مسئول: محمد بومری

E-mail: boomeri@hamoon.usb.ac.ir

۱- مقدمه

کانی‌های خاکی کمیاب (REM) به کانی‌هایی گفته می‌شود که تشکیل دهنده اصلی آنها عناصر خاکی کمیاب (REE) و یا مقدار زیادی از این عناصر باشد. بیش از ۲۰۰ گونه از کانی‌های خاکی کمیاب شناخته شده است (Kanazawa, & Kamitani, 2006). بررسی REE در سنگ‌ها و کانی‌ها طی سال‌های گذشته به چند دلیل توجه ویژه‌ای را به خود جلب کرده است: نخست، رفتار آنها در فرایندهای متنوع ژئوشیمیایی، باعث شده که به عنوان ردیاب در محیط‌های زمین‌شناسی استفاده شوند و به این دلیل در پتروژنز سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی دارای اهمیت فوق العاده هستند و از طریق آنها می‌توان منشأ سنگ‌ها و کانی‌ها و جایگاه‌های زمین‌ساختی و زمین‌شناسی را تعیین کرد، دوم، مسائل زیست محیطی REE در پساب‌های رادیواکتیو بسیار مهم و REE ها به عنوان محصولات شکاف پلوتونیم و اورانیم در نیروگاه‌های هسته‌ای شناخته می‌شوند (Rard, 1988; Brookins, 1984). سوم، عناصر خاکی کمیاب از نظر اقتصادی کاربردهای گوناگون و ارزش فوق العاده‌ای دارند. فراوانی عناصر خاکی کمیاب بر خلاف نام آنها ممکن است خیلی بیشتر از بعضی عناصر شناخته شده، مانند طلا و الماس باشد اما کانسارها و تمرکزهای اقتصادی آنها به ندرت دیده شده است. نبود تمرکزهای اقتصادی و تشکیل REMها، نخست، به دلیل پراکندگی آنها در بیشتر کانی‌های سنگ‌ساز است و دوم، استخراج و استحصال آنها نیاز به فناوری پیشرفته‌ای دارد که هزینه بر است (Mariano, 1989). به رغم پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در بیشتر کانی‌های سنگ‌ساز، در برخی از شرایط، امکان تشکیل کانی‌های خاکی کمیاب مستقل در محیط‌های زمین‌شناسی فراهم شده است. یکی از چنین محیط‌هایی که دارای تعدادی کانی کمیاب است، کانسار فسفات اسفوردی بافق است که شناخت آن، هم از نظر اقتصادی و هم از نظر علمی جالب و ارزشمند است. ناحیه معدنی بافق یکی از بزرگ‌ترین مناطق فلززایی ایران به شمار می‌رود که مهم‌ترین ذخایر آهن ایران (حدود ۴۰ کانسار و اندیس)، اورانیم، منگنز، فسفات و عناصر

خاکی کمیاب و همچنین تعدادی ذخایر سولفیدی سرب و روی مانند کوشک را دربر می‌گیرد. این ناحیه با ذخیره‌ای بیش از دو میلیارد تن سنگ آهن در ناحیه‌ای به وسعت ۷۵۰۰ کیلومتر مربع با روند شمالی- جنوبی در کمربندی موسوم به کمربند کاشمر- کرمان واقع است (NISCO, 1980). کانسارهای آهن در این ناحیه از نظر مقدار فسفر و عناصر خاکی کمیاب بسیار متفاوت هستند به گونه‌ای که بعضی از آنها فاقد فسفر (برای مثال کانسار سه چاهون) برخی از آنها دارای چندین درصد فسفر (برای مثال کانسار اسفوردی) هستند. کانسار اسفوردی دارای بیشترین مقدار فسفر و عناصر خاکی کمیاب است و به همین دلیل به کانسار فسفات معروف است و برای فسفر استخراج می‌شود. کانسار اسفوردی در ۳۵ کیلومتری شمال خاور شهر بافق واقع شده و دارای ذخیره‌ای در حدود ۱۷ میلیون تن با عیار ۱۴ درصد P_2O_5 ، ۳۰ درصد Fe و حدود ۱/۵ درصد REE است که به صورت روباز استخراج می‌شود. مراحل تهیه کنسانتره فسفر در کارخانه‌های نزدیک به محل معدن انجام می‌شود. اگرچه کانسار اسفوردی از نظر اندازه و ذخیره و به‌ویژه عیار با کانسارهایی مانند Bayan Obo و Mountain Pass قابل مقایسه نیست، اما با توجه به مقدار ذخیره و شرایط آسان استخراج، می‌تواند کانساری با ارزش برای بهره‌برداری REE باشد. این مقاله کانی‌های خاکی کمیاب موجود را از نظر کانی‌شناسی، پراکندگی و ترکیب شیمیایی بررسی خواهد کرد.

۲- زمین‌شناسی

کمربند باریک کاشمر- کرمان بخشی از بلوک ایران مرکزی است که به وسیله گسل‌های بافق- پشت بادام، کلمرد، کاشمر، کوهبان محدود شده و شامل سازندهای زمین‌شناسی معروفی به نام بنه‌شور، سرکوه، تاشک، و سازندهای ناحیه معدنی بافق است. ناحیه معدنی بافق از نظر ساختاری بین دو گسل کوهبان در خاور و گسل بافق- پشت بادام (کوه داوران) در باختر محدود می‌شود

این، در بخش فرا دیواره کانسار، سنگ‌های رسوبی مثل دولومیت، سنگ آهک، ماسه‌سنگ، و شیل نیز گسترش دارند. به نظر می‌رسد که کانی‌سازی در حفاصل بین سنگ‌های کربناتی و سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده باشد. بر اساس همبستگی صحرایی بین افق دولومیتی، مناطق کانه‌دار و توف‌های ریولیتی، می‌توان ترتیب زیر را از دولومیت تا توف‌های ریولیتی مشاهده کرد: دولومیت و سنگ آهک دولومیتی، دولومیتی که به شدت توسط رگه‌های مگنتیتی و کانی‌های کلسیمی-سیلیکاتی مانند پیروکسن و اکتینولیت جانشین شده است، منطقه‌ای که سنگ کربناتی توسط کانی‌های کلسیمی-سیلیکاتی سبز رنگ و رگه‌ها و بلورهای آپاتیت جانشین شده، منطقه کانی‌زایی آهن و فسفر که عمدتاً از یک مگنتیت توده‌ای و رگه‌های متعدد آپاتیت و باطله (گانگ) کلسیمی-سیلیکاتی، تشکیل شده، منطقه سنگ‌های دگرسان شده سبز رنگ که عمدتاً از اکتینولیت، رگه‌ها و بلورهای آپاتیت تشکیل شده و در نهایت سنگ‌های آتشفشانی اسیدی که کم و بیش، دگرسانی سریسیتی و سیلیسی در آن مشاهده می‌شود. این همبستگی‌ها حاکی از جانشینی و تشکیل کانسنگ آهن، آپاتیت و کانی‌های کلسیمی سیلیکاتی به وسیله چرخش محلول‌های گرمایی در سنگ‌های میزبان است. با توجه به گسترش وسیع توف‌های ریولیتی هم در سمت فرودواره و هم فرادواره کانسار، احتمالاً بخش مهمی از سنگ‌های دگرسان شده و کانی‌زایی شده در سنگ‌های ریولیتی اتفاق افتاده است. این واحدها روند شمال باختر - جنوب خاور داشته و شبیه بیشتر از ۳۰ درجه به سمت شمال دارند. دگرسانی‌های متعددی در کانسار اسفوردی معرفی شده‌اند که می‌توان به متاسوماتیسم منیزم، پتاسیم، سدیم-کلسیم، دگرسانی سیلیسی و دگرسانی کوارتز - کربنات اشاره کرد (Jami, 2005). نزدیک‌ترین رخنمون از سنگ‌های نفوذی اسیدی، گرانیتوئیدهای سرخ رنگ است که کم و بیش در ۵ کیلومتری شمال کانسار واقع شده است. افزون بر این، در ۱۲ کیلومتری جنوب کانسار نیز رخنمون‌های گسترده‌ای از گرانیتوئید نارینگان وجود دارد (شکل ۱-b).

۴- روش تجزیه

نمونه‌های زیادی از مناطق مختلف کانسار اسفوردی برداشت و مقاطع نازک تهیه شده از آنها با کیفیت بسیار عالی صیقل داده شده و پس از مطالعات سنگ‌نگاری کانی‌های مورد نظر به وسیله یک سوپرمیکروپروب (EPMA) اتوماتیک JEOL. JXA-8600 در ولتاژ 15kv و شدت جریان 20nA در دانشگاه یاماگاتای ژاپن بررسی و تجزیه شده‌اند. ابتدا کانی‌های کمیاب به طور کیفی تجزیه و REE‌های موجود در آنها تعیین شد، سپس از تعدادی از آنها تصاویر BSI تهیه و به طریق کمی تجزیه شده‌اند. افزون‌بر این، نقشه پراکندگی بسیاری از عناصر در نمونه‌های حاوی کانی‌های خاکی کمیاب تهیه شده است. استانداردهای استفاده شده برای عناصر اصلی عبارتند از آپاتیت، ولاستونیت، آلپیت، آدولاریا و ترکیبات مصنوعی چون CaF_2 , MgO , MnO , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 و NaCl . استانداردهای استفاده شده برای عناصر خاکی کمیاب عبارتند از مونازیت شرکت Astimex برای NdLa_1 و PrLa_1 ، CeLa_1 ، LaLa_1 ، SmLa_1 ، EuLa_1 و GdLa_1 ، DyLa_1 . قطر شعاع الکترونی در حدود ۵ میکرون تنظیم شده است. شدت‌های اندازه‌گیری شده و جدایش پیک‌های متداخل و انتخاب پیک‌های مناسب و تبدیل آنها به داده‌های کمی به طور اتوماتیک به وسیله برنامه‌های نصب شده در کامپیوتر متصل به دستگاه EPMA انجام شده است.

۵- کانی‌شناسی و پاراژنز

تشکیل سنگ‌ها و کانی‌های موجود در کانسار بافق را می‌توان به دو مرحله اصلی اولیه (همزاد) و ثانویه (دیرزاد) تقسیم‌بندی کرد که هر مرحله خود نیز به زیر مرحله

(شکل ۱-a). سازندهای بنه‌شور و پشت بادام به سن پروتروزویک بالایی متشکل از فیلیت، اسلیت، کوارتزیت و سنگ‌های بازالتی پی‌سنگ این ناحیه را تشکیل می‌دهند و به وسیله سازند تاشک که تا حد رخساره شیت‌سبز دگرگون شده‌اند و در حدود سه کیلومتری جنوب کانسار اسفوردی رخنمون دارند، پوشیده می‌شوند (آفانباتی، ۱۳۸۳). بر روی واحدهای پروتروزویک بالایی رسوبات کم ژرفا با سن پرکامبرین بالایی یک مجموعه آتشفشانی-رسوبی ستر رخنمون دارند (Ramezani, 1997)، که در ناحیه معدنی بافق میزبان کانسنگ‌های آهن است. این مجموعه آتشفشانی-رسوبی به اسامی متعددی با عنوان سازند ساغند، سری ریزو، سری دزو و سازند اسفوردی نیز شناخته می‌شود (شکل ۱-b). جدیدترین داده‌ها نشان می‌دهند که این توالی متعلق به کامبرین است (Ramezani, 1997). مجموعه آتشفشانی-رسوبی بافق از نظر چینه‌شناسی شامل توالی‌های کمی دگرگونی، سنگ‌های آتشفشانی بازی تالفلیک، آهک‌های دولومیتی، شیل، ماسه‌سنگ و مقدار کمی ژپس است (Haghipour, 1977). واحدهای کربناتی بخش بالایی مجموعه آتشفشانی-رسوبی به طور دگرشیب در زیر کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های سرخ با سن کامبرین زیرین قرار می‌گیرند که در منطقه زریگان به خوبی رخنمون دارند (Förster & Jafarzadeh, 1994). بیشتر سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه متعلق به سری ماگمایی کلسیمی-قلیایی هستند (Jami, 2005؛ قدیمی، ۱۳۸۸). سنگ‌های نفوذی اصلی منطقه شامل گرانیتوئیدهای نارینگان و زریگان و گرانیتوئید سفید هستند که با استفاده از روش سن سنجی U-Pb سن آنها 529 ± 16 میلیون سال و 526 ± 2 میلیون سال گزارش شده است (Ramezani, & Tucker, 2003). سنگ‌های نفوذی نیز در این مجموعه، غالباً به عنوان سنگ‌های کلسیمی-قلیایی معرفی شده‌اند (Jami, 2005؛ قدیمی، ۱۳۸۸)، در مطالعه حاضر، عناصر اصلی و فرعی نمونه‌ای از توده نفوذی نارینگان واقع در شمال اسفوردی به وسیله XRF نوع Rigaku در دانشگاه یاماگاتای ژاپن تعیین شد. درصد وزنی SiO_2 ، Al_2O_3 ، اکسیدهای آهن، CaO ، Na_2O و K_2O به ترتیب برابر $58/98$ ، $18/99$ ، $5/48$ ، $1/25$ ، $5/7$ و $6/57$ است و مقادیر Zn و Y ، Nb ، Sr ، Rb ، Ba به ترتیب برابر 296 ، 191 ، 263 ، 160 ، 35 و 1419 PPM است. ترکیب شیمیایی این نمونه نشان‌دهنده یک سینیت متعلق به سری ماگمایی قلیایی است. در ناحیه معدنی بافق، مجموعه سنگ‌های پرکامبرین بالایی و کامبرین به طور ناپیوسته به وسیله سنگ آهک، مارن، شیل و ماسه‌سنگ‌های مزوزویک و رخنمون‌های اندکی از سنوزویک پوشیده شده‌اند (سهیلی و مهدوی، ۱۳۷۰). جایگاه زمین‌ساختی این ناحیه به وسیله بعضی از محققان به عنوان یک کافت درون قاره‌ای (Berberian & King, 1981) و توسط عده‌ای دیگر یک محیط حاشیه قاره‌ای تفسیر شده است (Ramezani, 1997). گروه دوم عقیده دارند که ناحیه معدنی بافق یک محیط دریایی کم ژرفای فلات قاره در طول اقیانوس تیبس بوده است.

۳- زمین‌شناسی کانسار

سنگ‌هایی که در کانسار اسفوردی رخنمون دارند، به طور عمده شامل ریولیت و توف‌های ریولیتی، شیل، ماسه سنگ، دولومیت و سنگ آهک‌های کامبرین بالایی می‌شوند (شکل ۱-c) که به طور معمول دایک‌های دیابازی این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند. اگر کانسار را به سه بخش کانی‌سازی شده، فرودواره و فرادواره تقسیم کنیم، بخش کانی‌سازی شده دارای کانسنگ‌های عیار بالا از آهن و فسفر است و به ندرت امکان شناسایی سنگ میزبان آن امکان‌پذیر است. اطراف کانسار به وسیله سنگ‌های دگرسان شده به رنگ سبز (متاسوماتیت) که عمدتاً از اکتینولیت تشکیل شده، فرا گرفته شده است (این مجموعه در کانسار اسفوردی عمدتاً حاصل جانشینی سنگ‌های ریولیتی و سنگ‌های کربناتی (غالباً دولومیت) به وسیله کانی‌های کلسیمی سیلیکاتی هستند). بخش فرودواره کانسار، از ریولیت و توف‌های ریولیتی تشکیل شده است. این سنگ‌ها در بخش فرادواره نیز دیده می‌شوند (شکل ۱-c). افزون‌بر

۶-۱. آپاتیت

آپاتیت یکی از مهم‌ترین کانی‌های حمل‌کننده عناصر خاکی کمیاب است، چرا که فراوانی آن نسبت به دیگر کانی‌های حامل REE بیشتر است. آپاتیت‌های کانسار اسفوردی بر میناهای مختلفی مانند شکل، اندازه، رنگ، ترکیب شیمیایی و ژنز به انواع متعددی قابل تقسیم‌بندی است. در کانسار اسفوردی نسل‌های متفاوتی از آپاتیت تشخیص داده شده است که عبارتند از آپاتیت ۱، آپاتیت ۲، آپاتیت دانه‌ای (گرانولار) و آپاتیت ۳ (Jami, 2005). این مقاله آپاتیت‌های موجود در کانسار اسفوردی را از نظر زایش (ژنز) به دو نوع مشخص تقسیم‌بندی کرده است: (۱) آپاتیت‌های جانیشینی و رگه‌ای (۲) آپاتیت‌های درشت بلور پراکنده. بیشترین بخش آپاتیت‌ها از نوع اول هستند. آپاتیت‌های نوع اول هم در سنگ‌های دگرسان شده فرادیواره و هم همراه کانسنگ آهن و هم همراه سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده پادیواره مشاهده می‌شود. آپاتیت‌های نوع اول به شکل توده‌ای و رگه‌های سرخ و صورتی رنگ در پهنه‌های یاد شده، مشاهده می‌شوند (شکل ۳-a و b و c). رنگ سرخ آنها به علت آغشتگی به هماتیت و حضور کانی‌های کمیاب است. رنگ بلورهای انفرادی آپاتیت‌های نوع اول غالباً سبز تا زرد است. آپاتیت‌های نوع اول غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و اندازه آنها گاهی تا بیش از اسانتی‌متر نیز می‌رسد. با توجه به این که آپاتیت‌های نوع اول هم در سنگ‌های کربناتی و هم در سنگ‌های آتشفشانی، همراه اکتینولیت و مگنتیت دیده می‌شوند، می‌توان آنها را از نوع جانیشینی گرمایی معرفی کرد، هر چند آپاتیت‌های رگه‌ای نیز به فراوانی دیده می‌شوند. در واقع جانیشینی و نهشت مستقیم آپاتیت از محلول‌های گرمایی، همزمان اتفاق افتاده است. آپاتیت‌های نوع اول به شدت برشی شده تا جایی که در بیشتر جاها کاملاً به پودر تبدیل شده‌اند.

آپاتیت‌های درشت بلور (نوع دوم) رنگ‌های متنوعی از خود نشان می‌دهند و غالباً به رنگ‌های سبز، عسلی و زرد هستند و از نظر اندازه تا بلورهای به طول بیش از ۱۰ سانتی‌متر و به وزن چند کیلوگرم دیده می‌شوند (شکل ۳-f). این نوع از آپاتیت‌ها معمولاً به صورت منشور هگزاگونال، دی پیرامید هگزاگونال و دی پیرامید دی هگزاگونال، پیرامید هگزاگونال و دی هگزاگونال تشکیل شده‌اند (شکل ۳-e و f). تشکیل بلورهای پیرامیدال (بلورهای یکسر) رایج‌ترین آپاتیت‌های درشت بلور در کانسار اسفوردی هستند که نشان‌دهنده تشکیل آن در فضای خالی است. آپاتیت‌های درشت بلور در سراسر کانسار یافت می‌شود، هم در بخش‌هایی که عمدتاً توده‌های غنی از مگنتیت چیره هستند، هم در بخش‌هایی که اکتینولیت چیره است و هم در بخش‌هایی که دارای عیار بالایی از فسفر هستند. با توجه به این که آپاتیت‌های نوع دوم از یک طرف به طور کامل رشد کرده و از سمت دیگر روی سنگ‌های غنی از آپاتیت‌های نوع اول چسبیده‌اند، بنابراین تشکیل آنها از نظر زمانی دیرتر به نظر می‌رسد. همان گونه که بیان شد، بسیاری از بلورهای درشت از یک طرف رشد کرده و از طرف دیگر به یک مانع چسبیده بوده‌اند که چنین بافتی نشان‌دهنده تشکیل آنها در فضای خالی است. آپاتیت‌های نوع دوم در بیشتر جاها به صورت بلورهای درشت‌تر همراه با آپاتیت‌های نوع اول مشاهده می‌شوند. این دو نوع آپاتیت در بعضی از رگه‌ها با هم دیده می‌شوند که بافت آنها از یک زمینه به نسبت دانه‌ریزتر تشکیل شده که همان آپاتیت نوع اول است و یک بخش دانه درشت‌تر که همان آپاتیت نوع دوم است (شکل ۳-f). این رگه‌ها که غالباً دارای بیش از ۹۰ درصد آپاتیت است، دارای بافت برشی و خرد شده است. به دلیل همراهی آپاتیت نوع اول و دوم، این رگه‌ها ظاهری با بافت پورفیری و برشی را از خود نشان می‌دهند، به گونه‌ای که آپاتیت‌های درشت در آن به صورت درشت بلور (فونوکریست) به نظر می‌رسند. این بافت حاکی از تشکیل این دو نوع آپاتیت در دو مرحله متفاوت است.

رهایی محلول‌های گرمایی تحت فشار، مرحله دوم آپاتیت‌های نوع اول را به شدت دچار شکستگی کرده و منجر به بافت برشی (شکل ۴-a) و سهولت حرکت

قابل جداسازی است. با توجه به این که کانی‌زایی آهن-فسفر فقط در مجموعه آتشفشانی-رسوبی پرکامبرین بالایی دیده می‌شود، باید منبع اصلی کانی‌های آهن و فسفر نیز از سنگ‌های حاضر در همین مجموعه باشد ولی در مناطق کانی‌زایی شده، سنگ‌های مجموعه آتشفشانی-رسوبی ماهیت اولیه خود را بر اثر برخورد با محلول‌های گرمایی از دست داده‌اند. بنابراین تفکیک پاراژنز در مرحله اولیه امکان‌پذیر نیست و ما عملاً با مجموعه کانی‌های مرحله ثانویه سروکار داریم (جدول ۱). در کانسار اسفوردی جداسازی کانی‌های دگرگونی و دگرسانی نیز با استفاده از مشاهدات صحرایی و مطالعات سنگ‌نگاری امکان‌پذیر نیست اما با توجه به حضور ترمولیت، تالک، کلریت و اپیدوت در بیشتر سنگ‌های مجموعه آتشفشانی-رسوبی و توده‌های نفوذی منطقه، می‌توان نتیجه گرفت که منطقه مورد مطالعه احتمالاً تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیبست سبز قرار گرفته است.

مجموعه کانی‌های تشکیل شده در کانسار اسفوردی حاکی از چرخش محلول‌های گرمایی دست‌کم در دو مرحله است. در مرحله اول یا پیشرونده کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن، آندرادیت، آپاتیت و مگنتیت‌های توده‌ای و رگه‌ای به وجود آمدند. تشکیل اکتینولیت از اواخر مرحله اول شروع شده است. در مرحله دوم یا پسرونده کانی‌هایی مانند اکتینولیت، کلریت و اپیدوت و رگه‌های کلسیت و کوآرتز تشکیل شده‌اند. آپاتیت‌های درشت بلور در مرحله دوم به وسیله محلول‌های گرمایی در فضاهای خالی رشد کرده‌اند.

فراوان‌ترین باطله موجود در کانسنگ و هاله دگرسانی، اکتینولیت است که در بیشتر مواقع همراه با کلینوپیروکسن مشاهده می‌شود. شواهد بافتی نشان‌دهنده تشکیل اکتینولیت پس از کلینوپیروکسن است. پراکندگی گارنت در کانسار، نامنظم بوده که معمولاً همراه اکتینولیت و کلینوپیروکسن در منطقه‌ای بین کانسنگ فسفات و سنگ‌های کربناتی فرادیواره شکل گرفته است. گارنت در این مجموعه اساساً از نوع آندرادیت است که بیشتر شکل‌دار و نیمه شکل‌دار بوده و به دو صورت ریز دانه (۲-۱/۱ mm) و درشت دانه (۵-۱۵ mm) تشکیل شده است (بزی‌الری و بومری، ۱۳۸۸). کلینوپیروکسن به صورت بلورهای کوتاه و قطور مشاهده می‌شوند که عمدتاً به اکتینولیت دگرسان شده است. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن به دیوپسید نزدیک بوده و مقدار جزء هیدرژن آن در حدود ۲۵ درصد است (بزی‌الری و بومری، ۱۳۸۸). اکتینولیت به شکل‌ها و رنگ‌های مختلفی دیده می‌شود که معمولاً بلورهای آن طویل و رشته‌ای و دارای رنگ سبز پررنگ است. از نظر شیمیایی مقدار X_{Mg} آن حدود ۶۸/۶ تا ۸۵/۵ است (بزی‌الری و بومری، ۱۳۸۸).

۶-۲ کانی‌های خاکی کمیاب

از کانی‌های خاکی کمیاب در کانسار اسفوردی آلانیت و مونازیت در زیر میکروسکوپ، قابل شناسایی هستند. با استفاده از تجزیه کیفی و بررسی طیف‌های تهیه شده به وسیله EPMA دست‌کم وجود ۵ گونه کانه خاکی کمیاب قابل تأیید است (شکل ۲). با استفاده از تجزیه‌های کمی (quantitative analyses) وجود کانی‌هایی مثل آلانیت، مونازیت، گروه پاریزیت-سینیزیت و گروه بریتولیت ثابت شد. افزون بر این، کانی‌های باستانازیت و زنونایت از کانسار اسفوردی گزارش شده است (Jami, 2005). مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که تشکیل کانی‌های کمیاب ارتباط مستقیم با تشکیل آپاتیت دارند و اگرچه ممکن است ابتدا به صورت میانبار (ادخال) در آپاتیت تبلور یافته باشند، اما به نظر می‌رسد بیشترین بخش آنها بر اثر دگرسانی آپاتیت در مراحل بعدی به وسیله محلول‌های گرمایی تشکیل شده‌اند، به گونه‌ای که، در بخش‌هایی از سنگ‌های دگرسان شده که غنی از فسفر هستند، بعضی از کانی‌های خاکی کمیاب به فراوانی مشاهده می‌شوند. مشخصات آپاتیت و کانی‌های خاکی کمیاب موجود در کانسار اسفوردی به شرح زیر است:

شناخته می‌شود و گاه مقدار آنها در بعضی پگماتیت‌ها به حد اقتصادی می‌رسد، اما آلانیت در رگه‌های گرمابی و محیط‌های اسکارنی نیز مشاهده شده است (Mariano, 1989).

۳-۶. موناژیت

موناژیت با فرمول $(\text{REE})(\text{PO}_4)$ یکی از معمولی‌ترین و فراوان‌ترین کانی‌های خاکی کمیاب مستقل است. موناژیت غالباً به عنوان یک کانی فرعی در سنگ‌های گرانیتی و بسیاری سنگ‌های دگرگونی مشاهده می‌شود. این کانی یکی از مقاوم‌ترین کانی‌های در مقابل هوازدگی شیمیایی و فیزیکی است. موناژیت تا حدود $69/73$ درصد وزنی REE دارد و نسبت Ce به La در آن معمولاً معادل یک است. تشکیل موناژیت در کانسار اسفوردی خیلی بیشتر از حد معمول است و در بیشتر مقاطعی که دارای آپاتیت هستند، وجود دارد این کانی هم به صورت میانبار در آپاتیت و هم در فضای بین بلورهای آن و در رگچه‌ها و دیگر فضاهای خالی تشکیل شده است. بلورهای آن کم و بیش خوش وجه و معمولاً به شکل ستونی دیده می‌شوند (شکل ۵- b). مقدار REE‌های اندازه‌گیری شده از موناژیت‌ها در کانسار اسفوردی از $68/97$ تا $71/46$ درصد وزنی متغیر است و مقدار میانگین آنها $70/13$ درصد وزنی است که مقدار آنها با نمونه‌های بین‌المللی قابل مقایسه است (جدول ۴). نکته قابل توجه نسبت Ce/La است که از $2/17$ تا $2/3$ متغیر است. مقدار Nd در فرمول موناژیت قابل توجه است و همراه با Ce و La بخش عمده REE را در ساختمان موناژیت به خود اختصاص داده است.

۴-۶. پاریزیت - سینزیت (parisite-synchysite)

این دو کانی به ترتیب با فرمول $\text{Ca}(\text{REE})(\text{CO}_3)_2\text{F}$ و $\text{Ca}(\text{REE})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$ از گروه فلونورو کربنات‌های دارای عناصر خاکی کمیاب هستند و با توجه به حضور باستانزیت تنوع این نوع کانی‌ها در کانسار اسفوردی زیاد است. مقدار این کانی‌ها در کانسار اسفوردی ناچیز است و امکان شناسایی آن با میکروسکوپ امکان پذیر نیست. احتمالاً این گروه از کانی‌ها بسیار ریزدانه و به صورت هم‌رشدی با دیگر کانی‌های خاکی کمیاب تشکیل شده‌اند. فقط معدودی از آنها با تجزیه شیمیایی به وسیله میکروپروپ الکترونی ثبت شدند (جدول ۵). با توجه به این که امکان اندازه‌گیری CO_2 با میکروپروپ وجود ندارد، محاسبه فرمول دقیق آن امکان‌پذیر نیست. هر چند ترکیب شیمیایی فازهای موجود در کانسار اسفوردی به سینزیت نزدیک است، اما مقدار سریم و کلسیم آن بیشتر است. به هر حال ترکیب‌های به دست آمده را می‌توان به پاریزیت نیز نسبت داد. اگرچه این کانی‌ها هم در گرانیت‌ها و سینیت‌ها دیده شده، اما عمدتاً از محیط‌های کربناتی گزارش شده‌اند که تشکیل آنها به محلول‌های گرمابی ارتباط داده شده است. فلونورو کربنات‌ها از سیال‌هایی که هم دارای HF و هم دارای CO_2 هستند رشد می‌کنند و حتی می‌توان نسبت HF/ CO_2 را با استفاده از آنها محاسبه کرد (Burt, 1989).

۵-۶. گروه بریتولیت (britholite)

تعدادی از کانی‌های خاکی کمیاب در کانسار اسفوردی دارای ترکیب شیمیایی حد واسط آلانیت و آپاتیت هستند و کم و بیش مشابه ترکیب شیمیایی بریتولیت هستند (جدول ۶). بر اساس جدول ۶ ترکیب شیمیایی این گروه دارای محدوده متغیری است و کانی‌هایی که دقیقاً دارای این ترکیب شیمیایی باشند، در میان کانی‌های شناخته شده وجود ندارد و می‌توان آنها را به عنوان کانی‌های جدید که برای اولین بار در دنیا گزارش شده‌اند، معرفی کرده اما مطالعات کنونی برای معرفی نام این کانی‌ها به عنوان کانی جدید کافی نیست و نیاز به مطالعات بیشتری دارد. بریتولیت با فرمول $(\text{REE}, \text{Ca})_3(\text{SiO}_4)_2(\text{PO}_4)(\text{OH}, \text{F})$ از نظر ساختاری مشابه با آپاتیت است که مقداری از REE و یون سیلیسیم جانشین یون‌های کلسیم و فسفر شده است. بریتولیت در محیط‌های متفاوتی، یافت شده، اما به طور عمده در کربناتیت‌ها و سنگ‌های کمیاب گزارش شده است (Mariano, 1989).

محلول‌های اسیدی و انحلال آپاتیت‌های نوع اول شده، به گونه‌ای که این آپاتیت‌ها در بیشتر جاها به پودر تبدیل شده‌اند. از مشاهدات سنگ‌نگاری روند تدریجی تبدیل آپاتیت‌های نوع اول به برش و در نهایت به پودر را به راحتی می‌توان تشخیص داد. جاهایی که هنوز سخت و صلب هستند فقط در فضای بین برش‌ها که محل مناسبی برای عبور محلول‌های گرمابی است، آپاتیت‌های پودری دیده می‌شوند، اما جایی که جریان محلول‌های گرمابی زیاد و پرفشار بوده، تمام آپاتیت‌ها به پودر تبدیل شده‌اند. کانسنگ‌هایی که دارای عیار بالایی از فسفر و عناصر خاکی هستند، غالباً به صورت پودر یا خاکه هستند. آپاتیت‌های پودری معمولاً صورتی و سفید رنگ بوده و بیشترین مقدار آن در لابلای توده‌های مگنتیت دیده می‌شود (شکل ۳-d). به دنبال این فاز گرمابی و ایجاد فضای خالی به وسیله آن، انحلال آپاتیت‌های نوع اول و تبدیل آنها به بلورهای درشت (نوع دوم) امکان‌پذیر شده است. ضمن انحلال آپاتیت‌های نوع اول غلظت عناصر خاکی کمیاب نیز افزایش یافته که در نهایت منجر به پیدایش آنها شده است.

از نظر ترکیب شیمیایی رابطه مستقیمی بین عیار فسفر و مقدار عناصر خاکی کمیاب وجود دارد و کانی‌های کمیاب در نزدیک یا مجاور با آپاتیت تشکیل شده‌اند. آپاتیت‌های کانسار اسفوردی از نوع فلونورو و آپاتیت هستند (جدول ۲) و مقدار کلر آنها در بلورهای مختلف و حتی در یک بلور متغیر است. مقدار اکسیدهای سریم و لانتانیم در آپاتیت‌های مورد تجزیه، در جدول ۲ نشان داده شده است. نقشه‌های تهیه شده به وسیله میکروپروپ الکترونی برای Si, Fe, P, Ce و Cl در نمونه‌های اسفوردی در شکل ۴ نشان داده شده است. بر اساس این نقشه‌ها مقدار عناصر خاکی مثل سریم در آپاتیت ناچیز است. تمرکز عمده این عناصر به صورت لکه‌های کوچکی دیده می‌شود که نشان‌دهنده کانی‌های کوچک حامل عناصر خاکی کمیاب یا همان کانی‌های خاکی کمیاب است که در ادامه مشخصات آنها شرح داده می‌شود (شکل ۴-d و e). کانی‌های خاکی کمیاب در فضای خالی و اطراف مرز دانه‌های آپاتیت تشکیل شدند که حاکی از تشکیل کانی‌های کمیاب در مراحل پایانی است. در این نقشه‌ها عنصر کلر تمرکزهای نایکونواختی را در آپاتیت نشان می‌دهد و غالباً تمرکز آن در حاشیه‌ها بیشتر از مرکز است (شکل ۴-f).

۲-۶. آلانیت

آلانیت پس از آپاتیت، فراوان‌ترین کانی میزبان عناصر خاکی کمیاب در کانسار اسفوردی است (شکل ۵-a). آلانیت با سیستم تبلور مونوکلینیک از گروه اپیدوت است و فرمول شیمیایی ایده‌آل آن $(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Y})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ است. آلانیت در تمام زون‌های غنی از آپاتیت به صورت ذراتی کوچک یافت می‌شود که معمولاً به صورت پرکننده فضای خالی میان دانه‌های آپاتیت، اکتیولیت و دیگر کانی‌های سیلیکاتی تشکیل شده است. آلانیت معمولاً همراه پیستاسیت، کلریت و هماتیت تشکیل شده است. آلانیت‌ها شکل‌های متنوعی دارند و هم مقاطع طولی و هم مقاطع عرضی آنها از شکل دار تا بی‌شکل متغیر و رنگ آن در زیر میکروسکوپ سرخ تیره و به دلیل ریز بودن بلورهای آن (کمتر از ۱/ میلی‌متر) و آغشتگی با اکسیدهای آهن منطقه‌بندی و چندرنگی (پلئوکرونیسم) آن به سختی قابل مشاهده است. با وجود این که کانی‌سازی آلانیت در کانسار اسفوردی بیشتر از حد معمول است، اما به تنهایی دارای ارزش اقتصادی نیست و فقط در کنار آپاتیت ممکن است برای استخراج عناصر خاکی کمیاب مهم باشد. ترکیب شیمیایی آلانیت‌ها در جدول ۳ نشان داده شده است. مقدار مجموع اکسیدهای عناصر خاکی اندازه‌گیری شده در بعضی آلانیت‌ها از $27/56$ تا $17/80$ درصد وزنی تغییر می‌کند که مقدار اکسید سریم با میانگین $12/74$ درصد وزنی بیشینه است. نسبت La/Sm نیز در آلانیت‌های مورد مطالعه بالاست. اگر چه آلانیت به عنوان یک کانی فرعی در بسیاری از سنگ‌های آذرین درونی اسیدی مثل گرانیت‌ها و پگماتیت‌ها

۷- بحث

که شامل برخی از بزرگ‌ترین کانسارهای مس و طلا در محل‌هایی نزدیک به کانسنگ‌های مگنتیت-آپاتیت هستند، در سنگ‌های دگرسان شده سبز رنگ (غالباً متشکل از اکینولیت بوده و سنگ‌های آتشفشانی بازی و واحدهای توفی) تشکیل شدند. کانی‌های رایج در هاله‌های دگرسانی این کانسارها از نوع فلدسپار پتاسیم، آلپیت، اسکاپولیت، بیوتیت، آمفیبول، کربنات، تورمالین، گارنت و سربیسیت هستند و به دلیل چنین دگرسانی‌هایی، در تشکیل این کانسارها، سیال‌های گرمابی شور، مهم دانسته شده است (Frietsch et al., 1997).

تئوری دیگری که برای ژنز کانسارهای نوع کایرونا مورد توجه است، تشکیل آنها در دو مرحله جدایش ماگمایی و گرمابی است. (Harlov et al. 2002) تشکیل کانسارهای نوع کایرونا را به دو مرحله جدایش ماگمایی و گرمابی نسبت می‌دهند و افزون‌بر بررسی روابط بین موزائیت و آپاتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت کایروناوارا در سوئد و بر اساس بررسی‌های (Roedder 1992) خاطر نشان کردند که طی تبلور اکسیدهای آهن از ماگما، دیگر فازهای فرار به ویژه آب در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد و ممکن است به دلیل کاهش دما و فشار یا به علت افزایش تبلور، از ماگما جدا شود. این محلول‌ها باعث دگرسانی گسترده اکسیدهای آهن و سنگ‌های در برگرنده آنها می‌شوند. (Harlov et al. 2002) با توجه به شواهد موجود در کانسار مگنتیت-آپاتیت کایروناوارا دو رویداد گرمابی را پس از تشکیل کانسارهای اولیه معرفی کردند. رویداد اول در دمای بالایی (۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) رخ داده و زمان آن بلافاصله پس از انجماد و تبلور کانسنگ‌های توده‌ای مگنتیت-آپاتیت بوده است. فاز سیال فوق بحرانی، طی سرد شدن و انجماد پلوتون‌ها در دمای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد آزاد شده و ضمن حرکت و چرخش باعث متاسوماتیسم هیدروژن، کلر و سدیم شده است (Harlov et al., 2002). هم مطالعات سیال‌های درگیر و هم مطالعه شیمی بلورهای آپاتیت نشان می‌دهد که سیال در این مرحله غنی از Cl یا F و SO₂ و سفسر بوده است. چنین سیال‌هایی قادرند به راحتی فلزات کانسنگی و کاتیون‌های سیلیسیم، سدیم، پتاسیم، منیزیم، کلسیم و عناصر خاکی کمیاب را به شکل کمپلکس‌های کلریدی حمل کنند (Harlov et al., 2002). رویداد دوم حاکی از چرخش محلول‌های گرمابی در دمای پایین (۳۳۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد) در کانسار مگنتیت-آپاتیت کایروناوارا است که مرتبط با رخساره شست سبز دگرگونی ناحیه‌ای است (Harlov et al., 2002). در این مرحله نیز اجزای سنگ‌های دگرسان‌شده مثل سیلیسیم، منیزیم، آلومینیم، پتاسیم، و سدیم به کانسنگ اضافه می‌شود و دلیل آن وجود سیلیکات‌هایی مانند، آلانیت، تالک، ترمولیت، کلریت، مسکوویت، کربنات‌ها و کوارتز هستند. این کانی‌ها ارتباط نزدیکی با آپاتیت‌های فقیر از عناصر خاکی کمیاب دارند و نشان می‌دهند که بخش زیادی از سدیم و سیلیسیم و عناصر خاکی کمیاب سبک از شکاف‌ها و حاشیه دانه‌های آپاتیت شسته شده باشند.

تئوری دیگری که برای کانسارهای نوع کایرونا می‌توان بیان کرد، تشکیل آنها در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی و از چشمه‌های آب گرم و دودکش‌های سیاه زیر دریایی شبیه به سازوکار تشکیل سولفیدهای توده‌ای آتشفشان‌زاد است. با توجه به این که دودکش‌های سیاه حاصل فعالیت محلول‌های گرمابی هستند، هاله‌های دگرسانی اطراف عدسی‌های آهن، می‌توانند همزمان با تشکیل این عدسی‌های آهن نیز به وجود آمده باشند. تئوری دودکش‌های سیاه برای نهشته‌های آهن لایه‌ای نیز ارائه شده است (Lascelles, 2007).

با توجه به شناختی که در این تحقیق از ناحیه بافق به دست آمد، شواهد روشنی برای تشکیل کانسار اسفوردی از یک مذاب اکسیدی وجود ندارد و نمی‌توان آنها را فقط به دلیل مشابهت با کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کایرونا، حاصل انجماد مذاب اکسیدی دانست. چیزی که در ناحیه آهن‌دار بافق مشخص است، ارتباط

در مورد تشکیل کانسارهای آهن و فسفات در ناحیه بافق، نظرات مختلفی وجود دارد. بیشتر آنها اعتقاد به جدایش مستقیم این کانسارها از ماگما مشابه با تشکیل کانسارهای نوع کایرونا دارند (Daliran, 1999; Forster & Jafarzadeh, 1994). مختاری و نفیسی، (۱۳۸۴). براساس نظر (Daliran 1999) فرایندهای جانیشینی و گرمابی نیز در تشکیل کانسار اسفوردی نقش داشتند. محسنی و آفتابی (۱۳۸۴) به حضور ژاسیلیت و دیامیکتیت در منطقه معتقدند و به همین دلیل این کانسارها را سازند آهن نوع رایپتان معرفی کردند. (Moore & Modabberi 2003) معتقدند که در مرحله اول اکسیدهای آهن و آپاتیت از مواد مذاب منجمد و سپس تحت تأثیر محلول‌های گرمابی، بخش‌های جدیدی از دگرسانی‌ها و مواد معدنی به آن اضافه شده است. (Jami 2005) معتقد به تشکیل چندین مرحله‌ای کانسار اسفوردی در یک محیط کم ژرفای دریایی است که در مرحله اول یک ماگمای اکسید آهن نزدیک بستر دریا منجمد و در مراحل بعدی محلول‌های گرمابی با منشأهای مختلف وضعیت کنونی را ایجاد کردند.

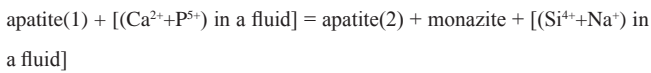
کانسار اسفوردی دارای مشخصاتی شبیه به کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کایرونا است که بعضی از این شباهت‌ها عبارتند از همراهی کانسنگ‌های اسفوردی با حجم زیادی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری (پیروکلاستیک)، سبک و شکل کانی‌زایی آهن، کانی‌شناسی و نوع دگرسانی و درصد بالای آپاتیت و عناصر خاکی کمیاب. در مورد سازوکار تشکیل کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کایرونا، نظرات متعددی داده شده است که به بعضی از آنها در زیر اشاره می‌شود:

مهم‌ترین نظریه‌ای که برای تشکیل کانسارهای تیپ کایرونا ارائه شده است، تشکیل آن به روش جدایش ماگمایی است. بر اساس نظر (Parak 1975) کانسارهای آهن و آپاتیت ناحیه کایرونا در یک سامانه آتشفشانی به صورت خروج گدازه، خاکسترهای غنی از اکسید آهن و نفوذ توده‌های نیمه آتشفشانی آهن بر روی گدازه‌های تراکی آندزیتی (معروف به سینیت) تشکیل شده است. این مجموعه به وسیله ایگنمریت‌های ریوداسیتی (معروف به کوارتز پورفیری) پوشیده شده است. در حالی که بر اساس نظر (Naslund et al. 2000) تشکیل مگنتیت-آپاتیت کایرونا در یک سامانه نفوذی، به تبلور آنها از یک ماگمای اکسید آهن غنی از مواد فرار و غنی از سفسر نسبت داده می‌شود.

برخی محققان تشکیل کانسارهای تیپ کایرونا را به محلول‌های گرمابی نسبت داده‌اند، برای مثال کانسارهای جوان‌تری که از آنها با عنوان تیپ کایرونا نام برده می‌شود، در امتداد یک کمربند طولیل به طول ۵۰۰ کیلومتر در شمال شیلی وجود دارد که به کمربند آهن شیلی معروف و متعلق به کرتاسه است و حدود ۲۰۰۰ میلیون تن کانسنگ آهن ۶۰ درصدی را در نقاط متعددی در بر می‌گیرد (Oyarzun et al., 2003). اگرچه کانسارهای آهن در سنگ‌های بازالتی و آندزیتی تشکیل شده‌اند، اما تشکیل آنها در ارتباط با توده‌های نفوذی دیوریتی بیان شده و معمولاً آندزیت‌ها و بازالت‌ها و سنگ‌های رسوبی که به وسیله دیوریت‌ها قطع شده‌اند، دارای کانی‌زایی آهن هستند. بنا به عقیده (Ménard 1995) یک سامانه گرمابی در شرایط بالای فوگاسیته اکسیژن، فشار آب و دما در کمربند آهن شیلی فعال بوده است. آهن از سنگ‌های میزبان شسته شده است و به صورت کلرید آهن انتقال و به صورت اکسید آهن نهشته شده است.

(Frietsch et al. 1997) تشکیل کانسارهای تیپ کایرونا را به سیال‌های شور نسبت می‌دهد. هم در کایرونا و هم در شیلی نزدیک به اکسیدهای آهن، سولفیدهای مس و طلا مشاهده شده است که از نظر سبک کانی‌زایی، سنگ میزبان و نوع دگرسانی تنوع زیادی نشان می‌دهند. این کانسنگ‌ها و کانسارهای آهن همراه آنها عضوی از کانسارهایی با عنوان کانسارهای IOCG (Iron oxide copper gold) معرفی شده که به وسیله محلول‌های گرمابی تشکیل شده‌اند. کانسارهای IOCG در منطقه کایرونا

وضعیتی که از نقشه‌ها و تجزیه‌های میکروپروب الکترونی از آپاتیت‌های کانسارهای اسفوردی درک می‌شود فقیرشدگی آپاتیت‌ها درشت بلور از عناصر خاکی کمیاب است. Harlov et al. (2002) این وضعیت را در کانسار مگنتیت-آپاتیت کایرونوآوارا به دگرسانی آپاتیت و تشکیل کانی‌های کمیاب بر اساس واکنش زیر می‌دانند:



بر اساس واکنش بالا فرض می‌شود ورود کلسیم و فسفر در یک سامانه باز، امکان قرارگیری آنها را در آپاتیت به جای عناصر خاکی کمیاب سبک فراهم می‌کند. بر اساس نظر Harlo et al. (2002) محلول‌های مرحله اول سدیم، و سیلیسیم را از آپاتیت خارج و به دنبال آن مونازیت به صورت میانبار یا در امتداد مرز دانه‌های آپاتیت بسته به دمای محیط، تشکیل می‌شود. بنابر نظر Gieré (1996) یون‌های فسفات نقش بسیار مهمی در ایجاد کمپلکس‌های حمل کننده REE به ویژه در دماهای بالا دارند و به این دلیل عناصر خاکی کمیاب، غالباً در سنگ‌های غنی از آپاتیت دیده می‌شوند. در کانسار اسفوردی نیز شواهد زیادی از چرخش محلول‌های گرمابی وجود دارد و انواع دگرسانی‌های گرمابی به طور گسترده‌ای تشکیل شده‌اند، اما دقیقاً منشأ این محلول‌ها مشخص نیست. با توجه به این که بیشتر کانسارهای آهن در ناحیه آهن‌دار بافق در نزدیکی توده‌های نفوذی واقع شده‌اند (شکل ۲) (اگرچه فاصله کانسار اسفوردی تا نزدیک‌ترین رخنمون از توده‌های نفوذی حدود ۵ کیلومتر است)، احتمالاً تشکیل کانی‌های سبز رنگ (آمفیبول‌ها) که در بیشتر سنگ‌های میزبان دیده می‌شود و تشکیل یک سامانه گرمابی در ناحیه، در ارتباط با رویداد تشکیل این توده‌های نفوذی باشند. حرکت محلول‌های گرمابی در کانسار اسفوردی به وسیله Jami et al. (2007) گزارش شده به طوری که سه نوع سیال درگیر در آپاتیت‌های کانسار اسفوردی تشخیص دادند که دمای همگی و درجه شوری آنها عبارت است از:

- ۱) ۳۷۵ تا ۴۲۵ درجه سانتی‌گراد و ۱۴ تا ۱۸ درصد معادل وزنی نمک طعام
- ۲) ۱۹۵ تا ۲۹۵ درجه سانتی‌گراد و ۱۳ تا ۱۹ درصد معادل وزنی نمک طعام
- ۳) ۱۴۵ تا ۱۵۵ درجه سانتی‌گراد

نامبرده با استفاده از مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن نتیجه گرفت که سیال‌های نوع اول دارای منشأ ماگمایی هستند در حالی که سیال‌های نوع دوم با سیال منشأ گرفته از واحدهای کربناتی زیرین مخلوط شده و برای سیال نوع سوم نیز منشأ آب دریا را بیان کرده است.

بنابراین بیشتر شواهد نشان می‌دهند که محلول‌های گرمابی در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، نقش مهمی داشته‌اند. فاز گرمابی در مرحله اول در تشکیل دیوپسید، گارنت، آپاتیت و مگنتیت نقش داشته و با گذشت زمان و کاهش دما دیگر نسل‌های آپاتیت، مگنتیت، اکتینولیت، کانی‌های کمیاب، رگه‌های کوارتز - کلسیت، اپیدوت، کلریت و غیره شکل گرفته‌اند. در نهایت فرایندهای سوپرژن ضمن اکسیداسیون تغییراتی را در بخش سطحی کانسار ایجاد کرده است (جدول ۱).

Gieré (1996) نشان داد که کانی‌های خاکی کمیاب به فراوانی در سامانه‌های گرمابی تشکیل می‌شوند و مهم‌ترین تمرکزهای اقتصادی آنها به تازگی به محلول‌های گرمابی نسبت داده می‌شود. تشکیل کانی‌های خاکی کمیاب از محلول‌های گرمابی به وسیله عوامل متعددی کنترل می‌شود که از میان آنها احتمالاً موارد زیر اهمیت بیشتری دارد: (۱) تغییرات دما یا فشار محلول‌ها (۲) مخلوط شدن محلول‌های دارای عناصر خاکی کمیاب با سیال‌های دارای ترکیب شیمیایی متفاوت (۳) تأثیر متقابل محلول‌ها و سنگ دیواره و ۴- تبلور کانی‌های باطله.

عامل اصلی در تشکیل کانی‌های خاکی کمیاب در کانسار اسفوردی برخورد

کانسارهای آهن با سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی پرکامبرین بالایی - کامبرین است. به دلیل این که کانی‌زایی فقط در یک واحد چینه‌شناسی یعنی در سری ریزو رخ داده است. تشکیل کانسارهای آهن در ناحیه معدنی بافق را می‌توان به دو مرحله اصلی تقسیم‌بندی کرد که هر کدام از این مراحل، تاریخچه پیچیده‌ای دارند. در مرحله اولیه یا همزاد، احتمالاً آهن و فسفر یا به طور همزمان از یک ماگما تأمین شده و یا ممکن است آهن از دودکش‌های زیردریایی و فسفر از رسوبات دریایی تأمین شده باشد. بنابراین، منبع اصلی آهن و فسفر در ناحیه بافق سری آتشفشانی - رسوبی ریزو است. احتمال تشکیل عدسی‌های توده‌ای اکسید آهن در ناحیه بافق از چشمه‌ها و دودکش زیردریایی بیشتر است، یعنی همان گونه که دودکش‌ها و چشمه‌های زیر دریایی، عدسی‌های سولفیدی را ایجاد می‌کنند، می‌توانند عدسی‌های اکسیدی را نیز بسازند. همان گونه که می‌دانید اگر اجزای کانه‌ساز از مراکز آتشفشانی جابه‌جا شوند و در محیط‌های کم ژرفا که فوگاسیته اکسیژن بالا است قرار بگیرند، به جای سولفیدهای آهن، اکسیدهای آهن تشکیل می‌شوند. با توجه به این که نزدیک به کانسار اسفوردی، کانسارهای آتشفشانی - رسوبی سرب و روی کوشک و منگنز ناریگان وجود دارد، تشکیل کانسار اسفوردی در یک محیط آتشفشانی - رسوبی غیر منطقی نیست.

کانسار اسفوردی در حال حاضر ماهیت اولیه خود را از دست داده و بیشتر مدارک و شواهد کنونی حاکی از چرخش محلول‌های گرمابی در این کانسار است (مرحله دیرزاد یا گرمابی) که پس از تشکیل مرحله اولیه فعال شده‌اند. همان گونه که پیش‌تر بیان شد بخشی از این کانسار بر اثر جانشینی و عوامل شیمیایی تشکیل شده و می‌توان به مجموعه کانی‌های تشکیل شده، کلمه شبه اسکارن را اطلاق کرد اگر چه در تشکیل کانسارهای اسکارن، چند عامل نقش دارند از جمله جایگیری یک توده نفوذی و ایجاد یک هاله دگرگونی و جدایش یک آب ماگمایی که عناصر کانسارساز را به سنگ‌های کربناتی رسانده و جانشین کند و از طرفی در کانسارهای اسکارن، غالباً دگرگونی مجاورتی زمینه را برای حرکت محلول‌های ماگمایی یا گرمابی و انجام واکنش‌های شیمیایی مهیا می‌کند که همه این شرایط در کانسار اسفوردی دیده نمی‌شود. در کانسار اسفوردی نقش محلول‌های گرمابی از نقش عوامل دگرگونی خیلی بیشتر بوده و به همین دلیل تأکید روی محلول‌های گرمابی است. کانسارهای ناحیه بافق عمدتاً در زون‌های برشی، دگرسان شده و گسلی به شکل توده‌های عدسی چینه‌کران (استراتی باند) تشکیل شده‌اند و ترکیب شیمیایی آنها به ویژه از نظر وجود فسفر و عناصر خاکی کمیاب متفاوت است. این تفاوت‌ها احتمالاً ناشی از تأثیر متقابل محیط زمین‌شناسی (سازندهای زمین‌شناسی) و محلول‌های گرمابی است. برای مثال جایی که سازندها دارای فسفر بیشتری بوده‌اند، کانسارهای آهن غنی از فسفر تشکیل شده‌اند. معمولاً شیل‌های پرکامبرین بالایی و کامبرین زیرین که در ناحیه بافق زیاد هستند از نظر مقدار فسفر غنی هستند، حتی در کانسار کوشک از تأثیر متقابل آب‌های جوئی با شیل‌ها، کانی‌های فسفاتی مانند واریسکیت تشکیل شده است. محلول‌های گرمابی در کانسار اسفوردی در مرحله اول با تشکیل و جانشینی دیوپسید، گارنت، مگنتیت، آپاتیت‌های نوع اول و حتی بخشی از اکتینولیت‌ها در سنگ‌های کربناتی و آتشفشانی مشخص می‌شود. در مرحله دوم، ضمن این که کانی‌های دما بالا به وسیله کانی‌های دما پایین جانشین شده است، کانی‌های زیادی مستقیماً در فضا‌های خالی رشد کرده‌اند.

بیشتر شواهد موجود مانند آپاتیت‌های درشتی که فقط از یک سمت رشد کرده و قرارگیری کانی‌های مونازیت و آلانیت در اطراف بلورهای بزرگ آپاتیت و فضا‌های خالی بین بلورها و یا در امتداد شکستگی‌ها، نشان می‌دهد که تشکیل آپاتیت‌های نوع دوم و کانی‌های خاکی کمیاب در کانسار اسفوردی عمدتاً دیرزاد هستند.

با افزایش pH کاهش می‌یابد. انحلال‌پذیری آپاتیت در $XCO_2 = 0.5$ بسیار کمتر از آب خالص است. بنابراین با خنثی شدن سیال و رقیق شدن به وسیله CO_2 باعث ته‌نشینی آپاتیت می‌شود.

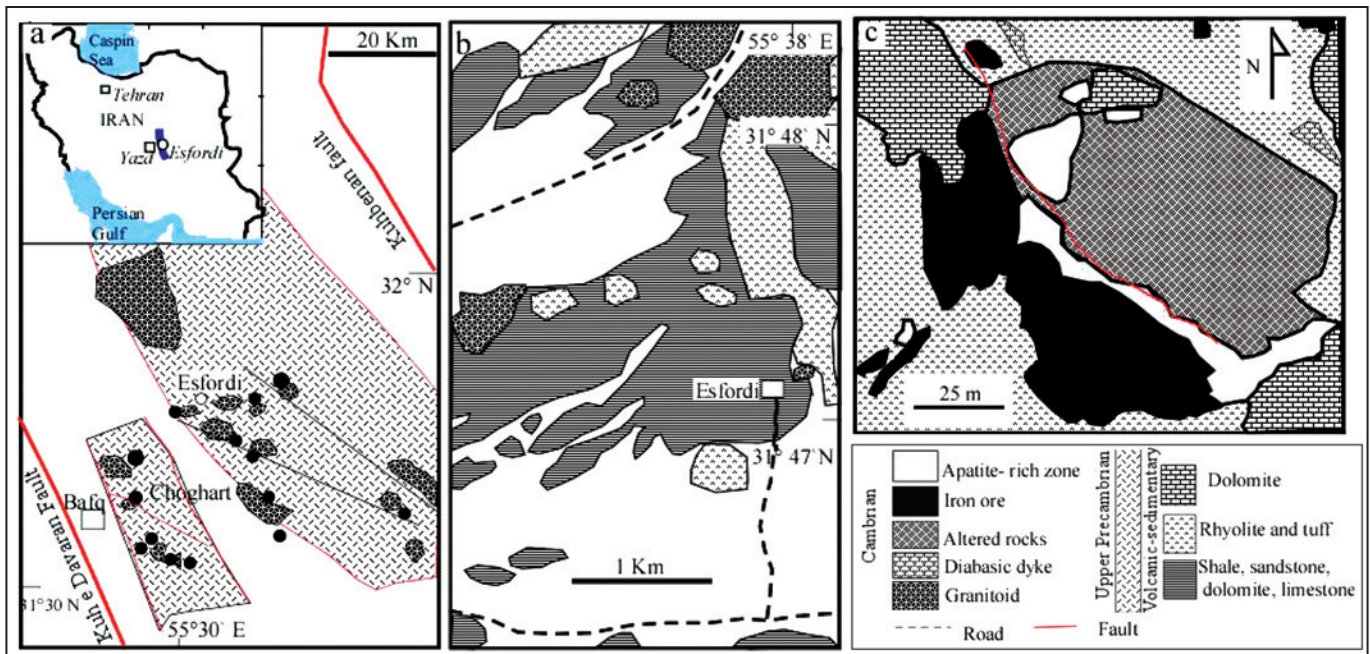
۸ - نتیجه‌گیری

کانی‌های خاکی کمیاب در کانسار اسفوردی در مناطق غنی از آپاتیت و یا در سنگ‌هایی که در نزدیک با این مناطق قرار دارند تشکیل شده‌اند. این کانی‌ها در منطقه غنی از آپاتیت دارای ترکیب فسفاتی یا فلورئورکربناتی و در منطقه غنی از اکتینولیت غالباً دارای ترکیب سیلیکاتی هستند و در مرز منطقه غنی از آپاتیت و منطقه غنی از اکتینولیت دارای ترکیبی حدواسط بین آپاتیت و آلانیت هستند. چنین وضعیتی نشان‌دهنده تشکیل کانی‌های خاکی کمیاب از تأثیر متقابل محلول‌های گرمابی و سنگ‌های غنی از فسفر است. با توجه به تشکیل کانی‌های خاکی کمیاب در فضاهای خالی نقش محلول‌های گرمابی در تشکیل آنها کاملاً مشخص است. کانی‌های خاکی کمیاب در کانسار اسفوردی از نظر ترکیب شیمیایی از عناصر خاکی کمیاب سبک غنی‌شدگی زیادی دارند. با توجه به حضور کانسنگ‌های آهن و فسفر در مجموعه آتشفشانی - رسوبی پرکامبرین بالایی - کامبرین می‌توان گفت که تشکیل مگنتیت و آپاتیت و مجموعه آتشفشانی - رسوبی بافق همزمان بوده است. در مراحل بعدی فرایندهای دگرگونی ناحیه‌ای و فعالیت‌های گرمابی مرتبط به توده‌های گرانیتی قلیایی و کلسیمی - قلیایی در ناحیه، ضمن تمرکز کانسنگ‌های آهن، فسفر و عناصر خاکی کمیاب، باعث انواع دگرسانی‌ها منیزیمی، سیلیسی، سدیمی و پتاسیمی و غیره شده‌اند. به نظر می‌رسد محلول‌های گرمابی دست‌کم در دو مرحله در تمرکز و تشکیل مگنتیت، آپاتیت، انواع دگرسانی‌ها و کانی‌های خاکی کمیاب نقش داشته‌اند. در مرحله اول از انحلال و دگرسانی سنگ‌های میزبان و نسل‌های اولیه مگنتیت و آپاتیت کانی‌هایی مانند دیوپسید، آندرادیت و نسل‌های جدیدی از آپاتیت و مگنتیت تشکیل شده‌اند، احتمالاً بخشی از کانی‌های خاکی کمیاب در این مرحله تشکیل شده‌اند. در مرحله دوم با تشکیل اکتینولیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت بخش زیادی از کانی‌های خاکی کمیاب نیز به وجود آمده‌اند. کانی‌های خاکی کمیاب زمانی تشکیل شده‌اند که محلول‌های گرمابی پرفشار باعث شکستگی و برشی شدن آپاتیت‌های پیشین و کاهش شدید فشار لیتواستاتیک شده است. کاهش فشار باعث انحلال آپاتیت‌ها و ته‌نشست کانی‌های خاکی کمیاب می‌شود.

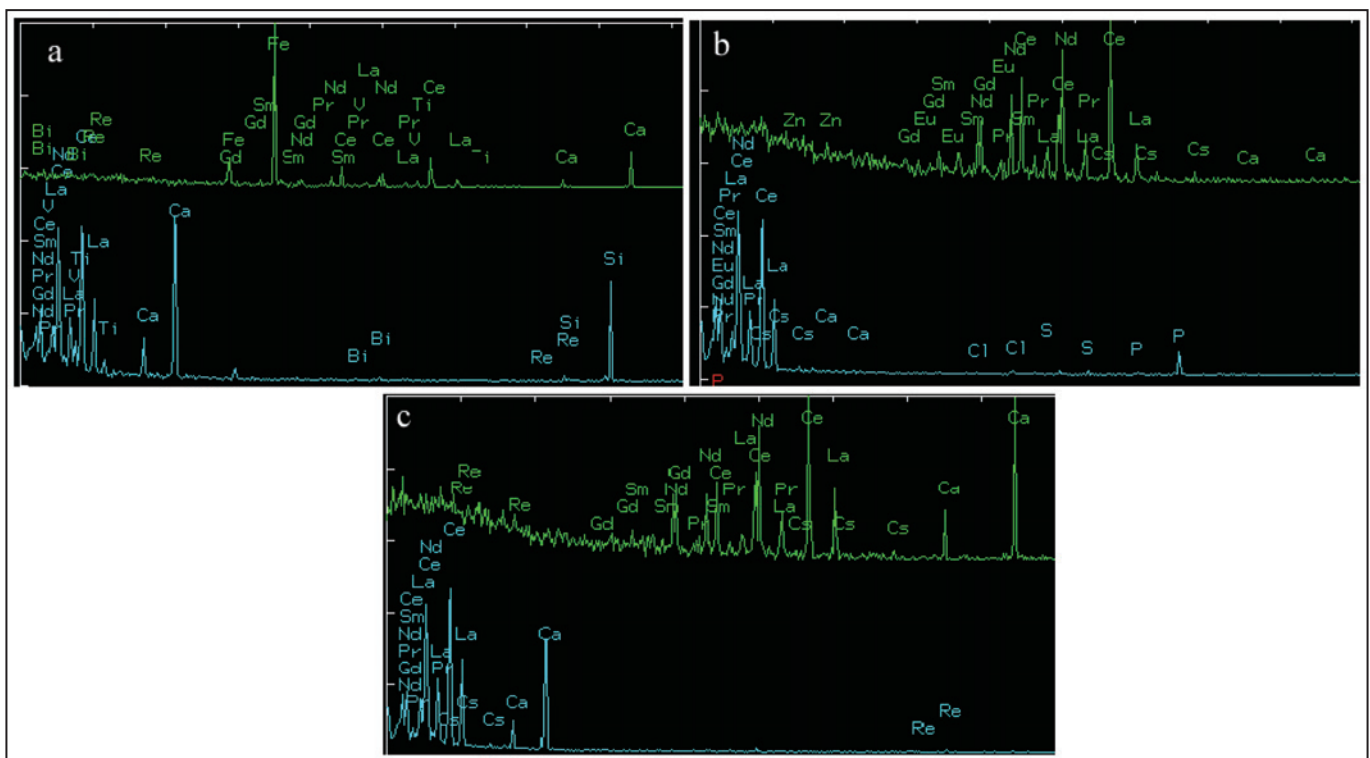
سپاسگزاری

از مسئولین و کارکنان معدن اسفوردی به دلیل همکاری طی بررسی‌های صحرائی سپاسگزاری می‌شود. باید مراتب قدردانی خود را به پروفیسور ناکاشیما استاد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه یاماگاتای ژاپن به دلیل انجام تجزیه‌ها ابراز می‌گردد. از داوران محترم که نکات مهمی را برای اصلاح مقاله یادآوری کردند سپاسگزاری می‌شود.

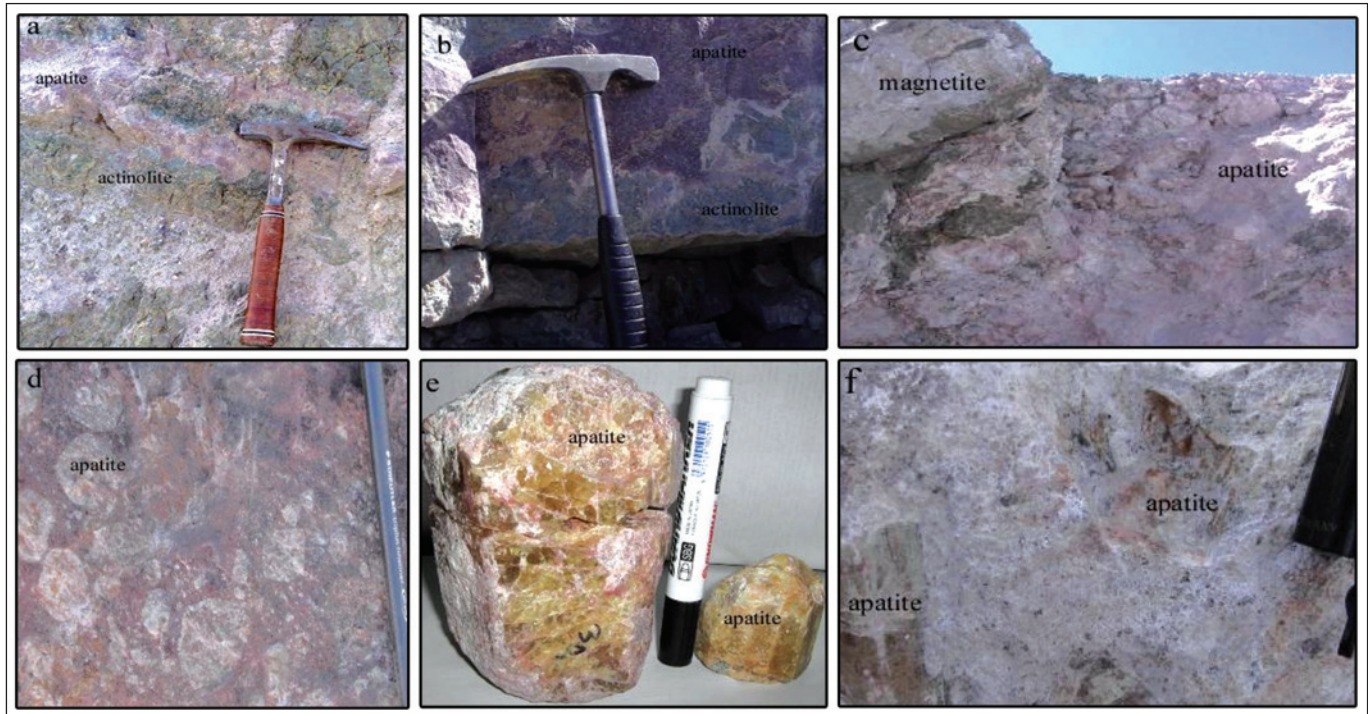
محلول‌های گرمابی با فلورئورآپاتیت‌ها و سنگ‌های کربناتی و سیلیکاتی بوده است. مطالعات متعدد نشان داده است که عناصر خاکی کمیاب در دماهای بالا گرایش شدیدی برای تشکیل کمپلکس‌های آبیگین دارند. انواعی از لیگاندها از جمله CO_3^{2-} و SO_4 ، OH ، Cl ، F ، Cl ، F ، OH ، Cl ، F ، CO_3^{2-} و SO_4 نمونه‌های خوبی برای کمپلکس کردن عناصر خاکی کمیاب در سیال‌های گرمابی هستند و گونه‌های عناصر خاکی کمیاب در سیال‌ها به وسیله غلظت نسبی لیگاندهای مختلف، pH و Eh محلول هم کنترل می‌شود (Giere', 1996). با توجه به همراهی عناصر خاکی کمیاب با کانی‌های فسفاتی مثل آپاتیت، مونازیت و وزنوتامید در بیشتر محیط‌های زمین‌شناسی، گونه‌های فسفوری اهمیت زیادی در انتقال عناصر خاکی کمیاب در سیال‌های گرمابی خاص می‌توانند، داشته باشند. در دمای بالا، کمپلکس‌های فسفاتی عناصر خاکی کمیاب احتمالاً اهمیت بیشتری دارند، به ویژه در سیال‌هایی که مقدار فسفات آنها زیاد است. هنگامی که محلول‌های گرمابی به فضاهای خالی مانند شکستگی‌ها، شکاف‌ها، حفره‌ها یا سنگ‌های برشی وارد می‌شوند، کاهش فشار آنها می‌تواند به نسبت سریع یا حتی ناگهانی صورت پذیرد. مشخص شده است که انحلال‌پذیری مونازیت با کاهش فشار کاهش در حالی که انحلال‌پذیری آپاتیت افزایش می‌یابد (Ayers & Watson, 1991). بنابراین ته‌نشست مونازیت ممکن است، نتیجه خنثی شدن سیالی باشد که در ابتدا خاصیت اسیدی داشته است. تغییر ترکیب سیال در نتیجه برهم‌کنش با سنگ دیواره برای مثال می‌تواند در صورتی رخ دهد که مقادیر زیادی نمک بسیار انحلال‌پذیر مانند $CaCl_2$ به محلول‌های سیر شده دارای نمک‌هایی کم انحلال‌پذیرتر $NaCl$ و KCl اضافه شود در این صورت شوری کل معمولاً افزایش می‌یابد و چنانچه $CaCl_2$ زیادتر افزوده شود و هیچ گونه رقیق‌شدگی در اثر ورود آب‌های جوی صورت نگیرد، در اثر فوق اشباعی با نمک‌هایی با انحلال‌پذیری کمتر ته‌نشین خواهد شد (Giere', 1996). این سازوکار می‌تواند برای تشکیل کانی‌های خاک‌های کمیاب در ذخایر و رگه‌های موجود در سنگ میزبان کربناتی از اهمیت قابل توجهی برخوردار باشد. زیرا در این محیط‌ها مقادیر زیادی $CaCl_2$ در طول انحلال کانی‌های کربناتی تولید می‌شود (Giere', 1996). با توجه به این که آپاتیت جزء اصلی همراه با کانی‌های خاکی کمیاب در کانسار اسفوردی است، تبلور فلورئورآپاتیت باعث کاهش فعالیت F^- و PO_4^{3-} می‌شود، یعنی باعث کاهش فعالیتی که عناصر خاکی کمیاب را در محلول‌ها به صورت کمپلکس در می‌آورد، می‌شود و در نتیجه این کمپلکس‌ها به تدریج شکسته شده و یون‌های REE^{3+} تولید می‌کنند، سپس این یون‌ها عناصر خاکی سه ظرفیتی تولید می‌کنند که ممکن است به صورت کانی‌های خاکی کمیاب نهشته شوند. بنابراین تشکیل آپاتیت در بسیاری موارد آغاز کننده ته‌نشست کانی‌های خاکی کمیاب است (Giere', 1996) و تبلور کلسیت، دولومیت، سیدریت در سامانه‌های گرمابی باعث کاهش CO_3 در سیال می‌شود که نتیجه آن شکسته شدن کمپلکس‌های کربناتی عناصر خاکی کمیاب است. (Ayers & Watson (1991) انحلال‌پذیری آپاتیت را در محلول‌های گرمابی در شرایط دما و فشار زیاد مطالعه کرده‌اند. این محققان دریافتند که مهم‌ترین تعیین‌کننده انحلال‌پذیری آپاتیت pH است، به گونه‌ای که انحلال‌پذیری آپاتیت



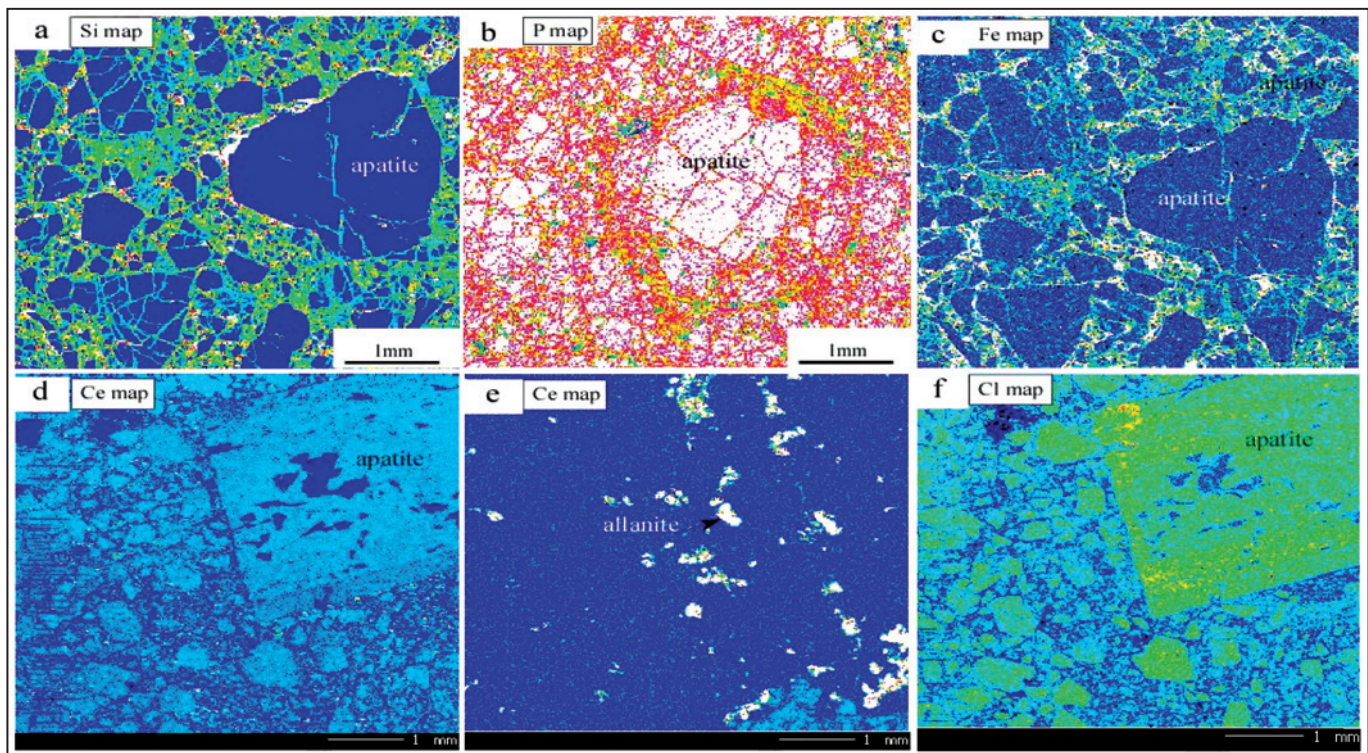
شکل ۱- (a) نقشه‌ای از ناحیه معدنی بافق در حدفاصل بین دو گسل کوهبنان در خاور و کوه داوران (گسل بافق- پشت بادام) در باختر (اصلاح شده از NISCO, 1980)، (b) نقشه زمین‌شناسی ساده‌ای از کانسار اسفوردی و اطراف آن (اقتباس از سهیلی و مهدوی، ۱۳۷۰)، (c) نقشه زمین‌شناسی کانسار آپاتیت- مگنتیت و عناصر خاکی کمیاب اسفوردی (اصلاح شده از Jami, 2005).



شکل ۲- طیف‌هایی از تجزیه کیفی کانی‌های خاکی کمیاب به وسیله میکروپروپ الکترونی در کانسار اسفوردی (a)، یک فاز سیلیکاتی (b) یک فاز فسفاتی (c) فاز کربناتی. طیف‌های نشان‌داده شده در هر شکل مربوط به دو کانال با بلورهای LIF و PET است.



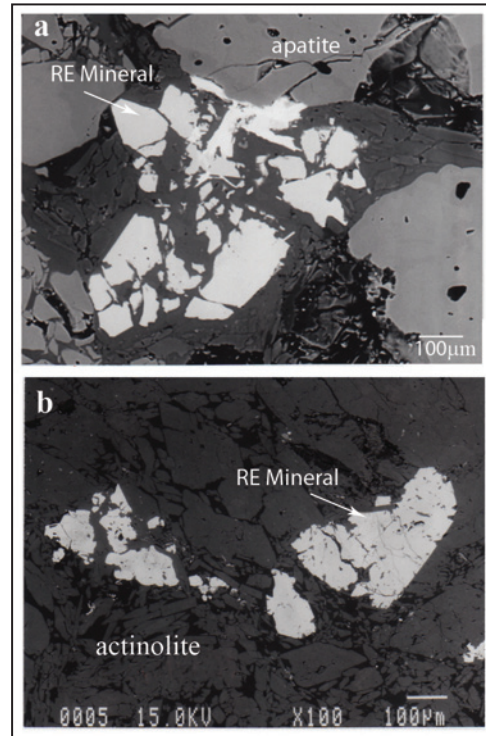
شکل ۳- (a) آپاتیت‌های صورتی نوع ۱ که همراه اکتینولیت در سنگ‌های کربناتی فرادیواره جانشین شده‌اند. (b) آپاتیت‌های سرخ نوع ۱ که همراه با اکتینولیت در سنگ‌های آتشفشانی پادیواره جانشین شده‌اند (c) پودرهای آپاتیتی با رنگ صورتی در لابه‌لای مگنتیت‌های سیاه‌رنگ مشخص است، (d) آپاتیت شکل‌دار برشی شده در زمینه‌ای از آپاتیت‌ها و اکسیدهای آهن ریزبلور با رنگ سرخ، (e) بلورهای درشت و شکل‌دار آپاتیت که غالباً پیرامیدال هستند، (f) قالب بلورهای یک سر آپاتیت.



شکل ۴- نقشه‌های تهیه شده به وسیله میکروپروپ الکترونی. f و e, d, c, b, a به ترتیب از عناصر سیلیسیم، فسفر، آهن، سریم، سریم، و کلر. رنگ سفید بالاترین غلظت را برای هر عنصر نشان می‌دهد و پس از آن به ترتیب رنگ‌های صورتی، سرخ، زرد و سبز، رنگ آبی و سیاه، نشانه عدم حضور عنصر مورد نظر است. این شکل‌ها نشان می‌دهند که آپاتیت به شدت دچار شکستگی شده و دارای بافت برشی و کاتاکلاستیک است. در شکل a دانه‌های آپاتیتی با رنگ آبی مشخص هستند که نشان از نبود سیلیسیم است. مقدار سیلیسیم در رگچه‌های بین ذرات آپاتیت بیشتر است که گواهی از وجود کوآرتز است. در شکل b رنگ سفید تا صورتی نشان دهنده مقدار بالای فسفر و حضور آپاتیت است. این نقشه نشان می‌دهد که در فضاهای خالی نیز آپاتیت وجود دارد. شکل c گواهی از نفوذ اکسیدهای آهن در رگچه‌ها است. در شکل d مقدار سریم در خود بلورهای آپاتیت ناچیز اما در فضای بین بلورهای آن دانه‌های رنگی زیادی دیده می‌شوند که نشان‌دهنده کانی‌های ریز دارای سریم است. در شکل e لکه‌های روشن که دارای مقدار زیاد سریم هستند حاکی از کانی‌های کمیاب هستند. در شکل d کلر در آپاتیت‌های درشت دانه با رنگ سبز، غلظت کمی از خود نشان می‌دهد و در دو محدوده (لکه‌های زرد و سرخ) در یک بلور غلظت بیشتری دارد.

جدول ۱- توالی پاراژنز کانی‌ها در کانسار آپاتیت- مگنتیت اسفوردی

نام کانی‌ها	مرحله گرمایی پیش‌رونده	مرحله گرمایی پس‌رونده	مرحله هوازدگی
مگنتیت			
هماتیت			
آپاتیت			
کوارتز			
اورتوکلاز			
کلسیت			
دولومیت			
کلینوپیروکسن			
اکتینولیت			
آندرادیت			
کلریت			
اپیدوت			
کانی‌های کمیاب			
مارتیت			
هیدرواکسید آهن			



شکل ۵- تصاویر BSI از کانی‌های خاکی کمیاب (سفید) تهیه شده به وسیله میکروپروپ الکترونی. (a) مونازیت است که در فضای بین آپاتیت قرار دارد، (b) آلانیت که همراه با اکتینولیت است.

جدول ۳- ترکیب شیمیایی آلانیت در کانسار اسفوردی که به وسیله میکروپروپ الکترونی تعیین شده است.

نمونه‌ها	ESF1	ESF2	ESF3	ESF4	ESF5	ESF6	ESF7
SiO ₂	31.4	32.3	32.7	32.8	33.2	31.4	31.4
TiO ₂	0.8	0.4	0.4	0.4	0.1	0.1	0.8
Al ₂ O ₃	8.5	8.5	10.0	9.4	10.3	11.0	8.5
Fe ₂ O ₃	21.4	23.3	23.0	23.1	23.1	22.0	21.4
MnO	0.2	0.2	0.4	0.3	0.4	0.3	0.2
MgO	0.7	0.4	0.4	0.2	0.2	0.3	0.7
CaO	9.8	10.0	10.0	10.6	11.1	10.6	9.8
Ce ₂ O ₃	4.7	4.9	3.7	4.0	3.7	4.7	4.7
La ₂ O ₃	13.8	13.3	10.0	12.7	10.9	11.3	13.8
Pr ₂ O ₃	2.1	1.5	1.4	1.6	1.6	1.2	2.1
Nd ₂ O ₃	3.5	2.7	3.6	3.4	3.0	3.0	3.5
Gd ₂ O ₃	0.4	0.1	0.4	0.2	0.5	0.6	0.4
Sm ₂ O ₃	0.8	0.9	1.0	1.0	0.9	1.0	0.8
Eu ₂ O ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dy ₂ O ₃	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1
ThO ₂	0.2	0.2	0.0	0.1	0.1	0.2	0.2
F	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1
Total	98.4	98.8	97.0	99.9	99.0	98.2	98.4
مقدار REE	25.7	23.7	20.1	23.2	20.6	22.4	25.7
Ce ₂ O ₃ /La ₂ O ₃	0.34	0.37	0.37	0.31	0.34	0.41	0.34
Formula calculation based on 13 O							
Si	3.16	3.20	3.21	3.19	3.20	3.10	3.16
Ti	0.06	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.06
Al	1.01	0.99	1.16	1.08	1.17	1.28	1.01
Fe	1.62	1.74	1.70	1.69	1.68	1.63	1.62
Mn	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02
Mg	0.10	0.06	0.06	0.03	0.03	0.04	0.10
Ca	1.06	1.06	1.06	1.11	1.14	1.12	1.06
Ce	0.51	0.48	0.36	0.45	0.38	0.41	0.51
La	0.17	0.18	0.13	0.14	0.13	0.17	0.17
Pr	0.08	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.08
Nd	0.13	0.10	0.13	0.12	0.10	0.11	0.13
Gd	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
F	0.03	0.03	0.00	0.02	0.01	0.04	0.03
Sm	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Eu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Th	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

جدول ۲- ترکیب شیمیایی آپاتیت در کانسار اسفوردی که به وسیله میکروپروپ الکترونی تعیین شده است.

نمونه	ESF 1	ESF 2	ESF 3	ESF 4	ESF 5	ESF 6	ESF 7
تعداد آنالیز							
P ₂ O ₅	n=7	n=7	n=6	n=6	n=7	n=4	n=4
SiO ₂	41.00	40.53	38.75	38.87	40.51	41.47	42.08
FeO	0.28	0.29	0.28	0.29	0.31	0.32	0.23
MnO	0.09	0.09	0.09	0.09	0.12	0.17	0.05
CaO	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01
Na ₂ O	53.23	53.46	53.37	53.40	53.89	53.96	54.77
K ₂ O	0.46	0.42	0.33	0.33	0.39	0.32	0.28
La ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce ₂ O ₃	0.47	0.47	0.34	0.33	0.46	0.33	0.29
F	1.25	1.36	1.02	1.01	1.21	1.05	0.84
Cl	3.96	4.13	3.97	3.96	3.48	4.26	3.59
S	0.74	0.76	0.73	0.69	0.67	0.62	0.51
OH	0.20	0.20	0.15	0.15	0.24	0.21	0.16
Total	0.73	0.78	0.58	0.58	0.74	0.62	0.50
Total	0.68	0.63	0.63	0.64	0.78	0.64	0.83
Total	101.8	101.7	99.2	99.3	101.5	102.9	103.2
Formula calculation based on 26 (O, OH, F, Cl, S)							
P	5.9	5.8	5.8	5.8	5.9	5.9	6.0
Si	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0
Fe	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	9.7	9.8	10.0	10.0	9.9	9.7	9.8
Na	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
La	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ce	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
F	1.1	1.1	1.1	1.1	0.9	1.1	0.9
Cl	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
S	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0
OH	0.8	0.7	0.7	0.7	0.9	0.7	0.9
F+Cl+OH	1.9	1.9	2.0	1.9	1.9	1.9	2.0
F %	54.9	57.5	56.6	56.3	48.8	58.4	48.6
Cl %	5.5	5.7	5.6	5.3	5.1	4.6	3.7
OH %	39.6	36.8	37.8	38.4	46.1	37.1	47.7

جدول ۵- ترکیب شیمیایی کربنات‌های دارای REE (سینشیزیت و پاریزیت) در کانسار اسفوردی

نمونه‌ها	ESF2-3-2	ESF2-3-5	ESF2-3-6
SiO ₂	0.00	3.34	1.74
TiO ₂	0.00	0.06	0.01
Al ₂ O ₃	0.00	0.50	0.21
Fe ₂ O ₃	0.37	1.86	0.61
MnO	0.06	0.07	0.00
MgO	0.00	0.62	0.15
CaO	17.83	17.36	18.23
P ₂ O ₅	0.06	1.56	0.06
Ce ₂ O ₃	22.78	24.09	26.05
La ₂ O ₃	8.78	8.28	8.51
Pr ₂ O ₃	3.54	3.14	3.64
Nd ₂ O ₃	8.77	8.42	9.43
Gd ₂ O ₃	2.84	2.67	2.99
Sm ₂ O ₃	0.93	1.04	1.20
Eu ₂ O ₃	0.65	0.67	0.43
Dy ₂ O ₃	0.18	0.83	0.44
ThO ₂	0.22	0.05	0.06
F	2.21	2.28	3.17
Sum(REE)	48.47	49.14	52.69
Ce ₂ O ₃ /La ₂ O ₃	2.59	2.91	3.06

جدول ۴- ترکیب شیمیایی موناژیت در کانسار اسفوردی که به وسیله میکروپروپ الکترونی تعیین شده است.

نمونه‌ها	ESF 3	ESF 4	ESF 5	ESF 6
P ₂ O ₅	26.92	27.91	27.26	28.17
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.09	0.02	0.30
MnO	0.05	0.07	0.04	0.03
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	0.86	0.30	0.98	0.39
Ce ₂ O ₃	36.42	36.56	36.67	36.93
La ₂ O ₃	12.55	12.58	16.87	12.60
Pr ₂ O ₃	4.56	5.43	4.11	4.86
Nd ₂ O ₃	11.74	11.31	7.27	11.68
Gd ₂ O ₃	2.95	3.01	2.60	2.92
Sm ₂ O ₃	1.36	0.03	0.68	1.56
Eu ₂ O ₃	0.63	0.05	0.45	0.71
Dy ₂ O ₃	0.09	0.00	0.00	0.00
ThO ₂	0.00	0.01	1.48	0.20
F	0.53	0.70	0.65	0.63
Total	98.15	97.36	98.44	100.34
REE	70.31	68.97	70.13	71.46
Ce ₂ O ₃ /La ₂ O ₃	2.90	2.91	2.17	2.93
	محاسبه	فرمول بر	مبنای ۴	اکسیژن
P	0.94	0.96	0.94	0.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.04	0.01	0.04	0.02
Ce	0.55	0.54	0.55	0.54
La	0.19	0.19	0.25	0.19
Pr	0.07	0.08	0.06	0.07
Nd	0.17	0.16	0.11	0.17
Gd	0.04	0.04	0.04	0.04
F	0.04	0.05	0.04	0.04
Sm	0.02	0.00	0.01	0.02
Eu	0.01	0.00	0.01	0.01
Dy	0.00	0.00	0.00	0.00
Th	0.00	0.00	0.03	0.00

جدول ۶- ترکیب شیمیایی بعضی از کانی‌های دارای بنیان فسفات و سیلیکات در کانسار اسفوردی

نمونه‌ها	E3	E6	E12	E13	E23
SiO ₂	31.50	44.24	45.33	36.71	23.66
P ₂ O ₅	20.13	19.08	18.24	17.38	26.11
Fe ₂ O ₃	5.74	3.78	6.90	1.65	4.73
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
CaO	0.52	5.25	12.76	6.63	22.38
Na ₂ O	0.00	0.00	0.08	0.08	0.18
K ₂ O	0.05	0.00	0.01	0.00	0.01
F	0.98	0.72	1.12	0.58	1.98
Cl	0.01	0.04	0.11	0.44	0.22
S	0.15	0.81	0.34	2.35	0.45
La ₂ O ₃	10.99	7.31	4.17	5.20	4.74
Ce ₂ O ₃	26.93	19.57	11.44	14.33	12.57
Total	97.00	100.80	100.50	85.39	97.04
	Formula calculation based on 12 O				
Si	2.79	3.37	3.31	3.23	1.92
P	1.51	1.23	1.13	1.30	1.80
Fe*	0.38	0.29	0.50	0.15	0.39
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.05	0.43	1.00	0.63	1.95
Na	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
La	0.36	0.21	0.11	0.17	0.14
Ce	0.87	0.55	0.31	0.46	0.37
F	0.14	0.09	0.13	0.08	0.26
Cl	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02
S	0.03	0.12	0.05	0.39	0.07

کتابنگاری

- آقاباتی، س.ع، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۷۰۰ صفحه.
- بزی‌الری، ع.ا. و بومری، م.، ۱۳۸۸- بررسی شرایط تشکیل آندرادیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، شمال شرق بافق، ایران مرکزی. مجموعه مقالات هفدهمین همایش انجمن بلور شناسی و کانی‌شناسی، همدان.
- سهیلی، م. و مهدوی، م.ا.، ۱۳۷۰- نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ اسفوردی. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قدیمی، ح.، ۱۳۸۸- ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی کانسار آهن سه چاهون. تز کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- محسنی، م. و آفتابی، ع.، ۱۳۸۴- یافته‌های جدید ژئوشیمیایی و ساختاری در مورد سنگ‌های ریولیتی و کراتوفیری و ارتباط آنها با کانی‌زایی آهن در منطقه معدنی بافق - ایران مرکزی. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، مجموعه مقالات بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین.
- مختاری، م.ع.ا. و نفیسی، ر.، ۱۳۸۴- ژئوشیمی عناصر نادر خاکی کانسارهای آهن - آپاتیت ناحیه بافق و مقایسه آن با ژئوشیمی توده‌های سینیتی مجاور و منشأ احتمالی آنها. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، مجموعه مقالات بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین.

References

- Ayers, J. C. & Watson, E. B., 1991- Solubility of apatite, monazite, zircon and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry. *Phil. Trans. R.Soc. Land. A*, 335: 365-375.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of Earth science* 18: 210-265.
- Brookins, D. G., 1984- Geochemical aspects of radioactive waste disposal. Springer-Verlag, New York, N.Y.
- Burt, D. M., 1989- Compositional and phase relations among rare earth element minerals. In: Lipin, B.R., & McKay, G.A. (eds), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy* 21: 259-307.
- Daliran, F., 1999- REE geochemistry of Bafq apatites, Iran; implication for the genesis of Kiruna-type iron ores. *Mineral Deposits; Processes to Processing*. Balkema, Rotterdam, 1999, 631-634.
- Drake, M. J. & Weill, D. F., 1972- New rare earth elements standards for electron microprobe analysis. *Chem. Geol.* 10: 179-181.
- Förster, H. & Jafarzadeh, A., 1994- The Bafq mining district in Central Iran: a highly mineralized volcanic field. *Econ. Geol.* 89, 1697-1721
- Frietsch, R., Tuisku, P., Martinsson, O. & Perdahl, J. A., 1997- Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geology Reviews* 12: 1-34
- Giere, R., 1996- Formation of rare earth minerals in hydrothermal systems. In: Jones, A.P., Wall, F., Williams, C.T. (Eds.), *Rare Earth Minerals. Chemistry, Origin and Ore Deposits* (translated by AM. Yaghubpour). The Mineralogical Society Series 7: 105-150.
- Haghipour, A., 1977- Geological map of the Biaabanak-Bafq Area, 1:250000, Geological survey of Iran.
- Harlov, D. E., Ulf, B., Andersson, U. B., Förster, H. J., Nyström, J. O., Dulski, P. & Broman, C., 2002- Apatite-monazite relations in the Kirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden. *Chemical Geology* 191: 47- 72.
- Jami, M., 2005- Geology, Geochemistry and Evolution of the Esfordi Phosphate - Iron Deposit, Bafq Area, Central Iran. NSW University, Ph.D. thesis, 328 P
- Jami, M., Dunlop, A. C. & Cohen, D. R., 2007- Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Econ. Geol.* 102: 1111-1128.
- Kanazawa, Y. & Kamitani, M., 2006- Rare earth minerals and resources in the world. *Journal of alloys and compounds* 408-412:1339-1343.
- Lascelles, D. F., 2007- Black smokers and density currents: A uniformitarian model for the genesis of banded iron-formations. *Ore Geology Reviews* 32: 381-411.
- Mariano, A. N., 1989- Economic geology of Rare earth elements. In: Lipin, B.R., & McKay, G.A. (eds), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy* 21: 309-337.
- Ménard, J. J., 1995- Relationships between altered pyroxene diorite and the magnetite mineralization in the Chilean Iron Belt, with emphasis on the El Algarrobo iron ore deposits (Atacama region, Chile). *Miner Deposita* 30:268-274.
- Moore, F. & Modabberi S., 2003- Origin of Choghart Iron oxid deposit, Bafq Mining district, Central Iran: New isotopic and geochemical evidence // *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 14(3), 259-269.
- Naslund, H. R., Aguirre, R., Dobbs, F. M., Henrquez, F. & Nyström, J. O., 2000- The origin, emplacement and eruption of ore magmas. IX Congreso Geológico Chileno, *Actas* 2: 135- 139.
- NISCO (National Iranian Steel Corporation), 1980- Report on result of search and evaluation works at magnetic anomalies of the Bafq iron ore region during 1976-1979. Unpublished internal report: 260 P.
- Oyarzun, R., Oyarzún, A. J., Jacques, J., Ménard, J. J. & Lillo, J., 2003- The Cretaceous iron belt of northern Chile: role of oceanic plates, a superplume event, and a major shear zone. *Mineralium Deposita* 38: 640-646
- Parak, T., 1975- Kiruna iron ores are not intrusive magmatic ores of the Kiruna-type. *Econ Geol* 70:1242-58.
- Ramezani, J. & Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.
- Ramezani, J., 1997- Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand area, Central Iran. PhD thesis (unpubl), Washington University, St Louis, Mo, USA. 416 p.
- Rard, J. A., 1988- Aqueous solubilities of praseodymium, europium, and lutetium sulfates. *Journal of solution chemistry* 17: 499-517.
- Roedder, E., 1992- Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56: 5-20.