

بتسرولوژی، سال ششم، شماره بیست و چهارم، زمستان ۱۳۹۴، صفحه ۳۹-۶۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۷/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۵/۲۸

ژئوشیمی و خاستگاه کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان، شرق بافق

گلرخ حافظیان و حمایت جمالی *

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

کانسار گزستان در ۷۸ کیلومتری شرق بافق و در پهنه پشت بادام-باقف قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی تا نیمه آتشفشانی کامبرین زیرین با ترکیب بازیگ تا اسیدی در این منطقه رخمون دارد. سنگ‌های اسیدی منطقه، ویژگی‌های ماگماتیسم کوهزایی و مناطق قوس آتشفشانی را نشان می‌دهند. سنگ میزبان کانسار گزستان دچار دگرسانی‌های سدیگ-کلسیت (اکتینولیتی)، پتاسیک، سریستیک، کربناتی، سیلیسی، کلریتی، اکتینولیتی، اپیدوتی و تورمالینی شده است. وسعت دگرسانی کلریتی، اکتینولیت، اپیدوتی در محدوده کانسار بیشتر از بقیه دگرسانی‌ها است. ماده معدنی شامل: مگنتیت و آپاتیت است که به مقدار اندکی با کانی‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و بعضی کانی‌های عناصر نادر خاکی (آلانیت-موناژیت) همراه است و بیشتر به شکل برشی، نواری، توده‌ای، استوک‌ورک و رگه‌ای در سنگ میزبان دگرسان دیده می‌شود. حداقل سه نسل آپاتیت شناسایی شده است. آپاتیت‌های نسل دوم دارای کانی‌های عناصر نادر خاکی فراوان تری هستند. دمای همگن شدن سیالات درگیر در آپاتیت‌های نسل سوم از ۱۳۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد به دست آمده است. آپاتیت‌ها غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی از Eu و HREE را نشان می‌دهند. سیال ماگمایی غنی از Fe، P و REE در تشکیل این کانسار نقش اساسی داشته است. در مراحل نهایی کانه‌زایی، اختلاط آب جوی (دریا) با سیالات ماگمایی سبب کاهش دما و ته‌نشینی آپاتیت‌های تأخیری و کانی‌های باطله (کوارتز و کلسیت) شده است. کانسار گزستان بیشترین شباهت را با کانسارهای اکسید آهن آپاتیت‌دار تیپ کایرونا و زیر گروه کانسارهای تیپ Iron Oxide Copper Gold (IOCG) دارد.

واژه‌های کلیدی: سیالات درگیر، ژئوشیمی، کانسار تیپ کایرونا، کانسار گزستان، پهنه پشت بادام-باقف

(National Iranian Steel Corporation, 1980)

مقدمه

در ناحیه بافق سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی پرکامبرین پسین-کامبرین زیرین میزبان اصلی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت است. به طور

منطقه معدنی بافق، به دلیل دارا بودن تعداد زیادی کانسار آهن با بیش از دو میلیارد تن ذخیره، منحصر به فرد محسوب می‌شود

* h.jamali@sci.ui.ac.ir

Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

پژوهش حاضر، به بررسی شیمی سنگ میزبان و کانسنگ منطقه گزستان، به منظور تعیین خاستگاه کانسار پرداخته است.

زمین‌شناسی منطقه

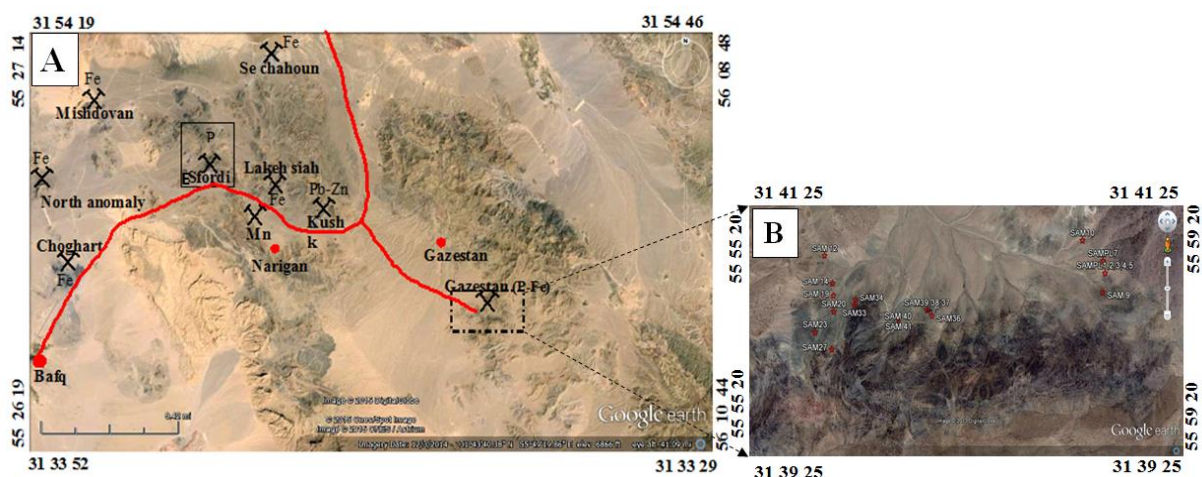
کانسار گزستان و سایر کانسارهای آهن منطقه بافق از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی در پهنه تکتونیکی کاشمر-کرمان و زیر پهنه بافق-پشت بادام در درون یک سری از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی با ترکیب اسیدی قرار گرفته است (Daliran, 2002). پهنه تکتونیکی کاشمر-کرمان دارای ماگماتیسیم ساب‌آلکان تا کالک‌آلکان است و به عنوان پهنه فرورانش در نظر گرفته شده است (Ramezani and Tucker, 2003). فعالیت‌های آتشفشانی از نظر ترکیب به طور عمده، ماهیت اسیدی (ریولیت-ریوداسیت) و اندکی ماهیت حد واسط (آندزیت) دارند. بازالت اسپیلیتی، دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی بازی کوچک با ماهیت آلکان نیز در نتیجه فعالیت‌های ماگمایی تشکیل شده است. در کانسار گزستان سنگ‌های بازیک نسبت به سنگ‌های اسیدی جوان‌تر هستند. در یک نگاه کلی، بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰ گزستان، واحدهای سنگی در محدوده کانسار گزستان به ۴ گروه تقسیم می‌شود (شکل ۲).

الف) واحد E^d : سنگ‌های رسوبی-آواری به سن پرکامبرین بالایی-کامبرین زیرین است که شامل: تناوبی از دولومیت تیره و شیل با میان‌لایه‌های تبخیری است و در غرب و شمال‌غرب محدوده رخنمون دارد. ب) واحد E^{VT} : با رخساره آتشفشانی تا نیمه آتشفشانی که با ترکیب اسیدی حد واسط (ریولیت و ریوداسیت) روی تشکیلات رسوبی-آواری

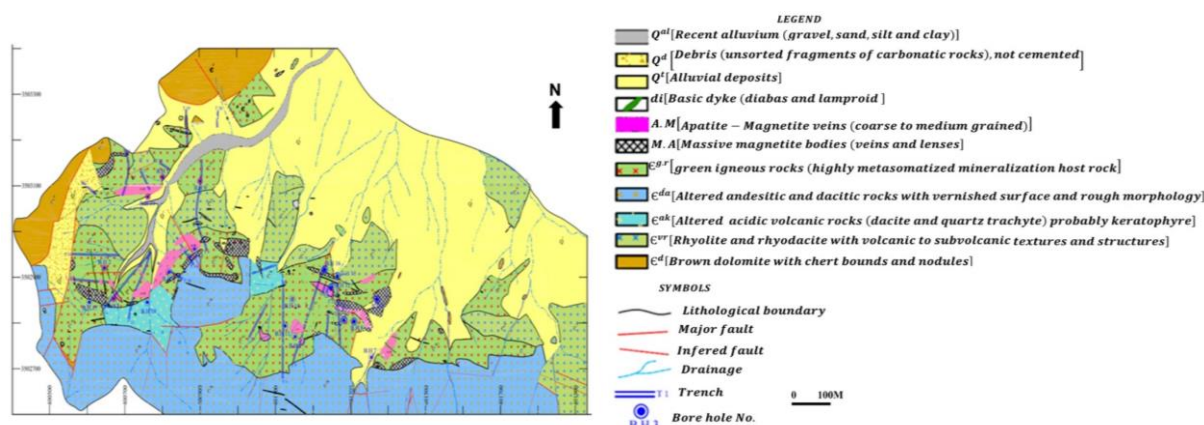
عمده، ذخایر آهن ناحیه بافق در درون سنگ‌های دگرسان شده اسیدی (سنگ‌های سبز) قرار دارد. ذخایر مگنتیت-آپاتیت منطقه بافق از جمله کانسار گزستان، از نظر عناصر نادر خاکی غنی بوده و از نظر کانی‌های سولفیدی (مانند: کالکوپیریت) و کانی‌های تیتان دار فقیر است (Stosch et al., 2011). بسیاری از مسایلی که در منطقه بافق و کانسار گزستان در ارتباط با خاستگاه، منشأ عناصر و رابطه دگرسانی سنگ دیواره با کانه‌زایی وجود دارد، در سایر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت جهان نیز به چشم می‌خورد. به همین دلیل، در سال‌های اخیر در سطح جهانی توجه بسیاری به مطالعه این نوع ذخایر شده است. یافته‌های حاصل از مطالعه کانسار گزستان با ویژگی‌های مشابه دیگر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت جهان (مانند: کانسارهای ناحیه کاپرونای سوئد)، سبب درک بهتر شرایط تشکیل این گروه از کانسارها می‌شود. پژوهش‌های زمین‌شناسی و اکتشافی در منطقه معدنی بافق توسط پژوهشگران بسیاری طی سالیان طولانی و با اهداف مختلفی انجام شده است (National Iranian Steel Corporation, 1975; Torab, Jami, 2005; Stosch et al., 2008; Bonyadi et al., 2011; Mokhtari et al., 2013). کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان با ۱۷ میلیون تن آهن و ۶ میلیون تن فسفات (Fazlikhani and Sepehrirad, 2012) در محدوده ۷۸ کیلومتری شرق شهر بافق و ۱۰ کیلومتری جنوب‌شرقی روستای گزستان، در $31^{\circ}39'25''$ تا $55^{\circ}55'20''$ طول شرقی و $31^{\circ}41'25''$ تا $31^{\circ}39'25''$ عرض شمالی، قرار دارد (شکل ۱).

نفوذی بازیگ است که در داخل واحدهای قدیمی دیده می‌شود. این واحد شامل: گابرو و دایک‌های بازیگ است. دایک‌های دیابازی به تعداد محدود و ابعاد کوچک درون سنگ‌های سبز و سنگ‌های آتشفشانی واحد E^{ad} در قسمت‌های جنوبی محدوده دیده می‌شوند. این دایک‌ها همه سنگ‌ها حتی رگه‌های کانی‌سازی را قطع کرده‌اند (شکل ۲) و در معادن اسفوردی، چغارت و چادرملو دیده می‌شوند. ماگمای این دایک‌ها از نوع گوشته‌ای با گرایش آلکالن و به صورت تأخیری است و در پی آن گرانیتهایی در منطقه دیده می‌شود. در صورتی که سنگ‌های اسیدی از نوع پوسته‌ای است و گرایش کالک‌آلکالن دارند. تعیین سن انجام شده روی دایک‌های کانسارهای اسفوردی، چغارت و چادرملو سنی در حدود ۴۶۰ میلیون سال را نشان می‌دهد (Rasa, 2000). رسوبات کواترنری شامل: تراست‌های آبرفتی، رسوبات مخروط افکنه‌ای، دشت سیلابی و رسوبات آبراه‌های است.

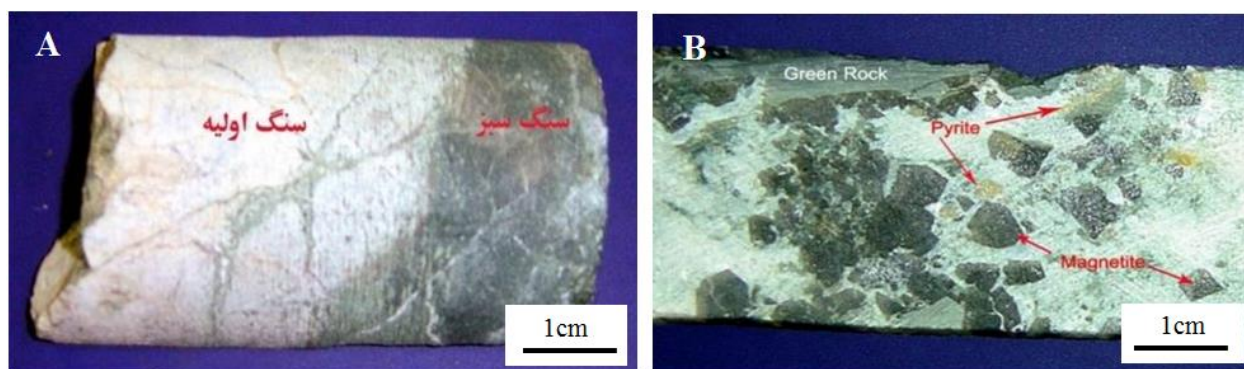
قرار دارد. این واحد در بر گیرنده بخش اصلی کانه‌زایی است. عملکرد فرآیندهای متاسوماتیسم و دگرسانی روی سنگ‌های اولیه، باعث ایجاد تغییرات اساسی در ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ‌های واحد E^{vt} شده است و رخساره سنگی سبز رنگی (E^{gt}) را پدید آورده است که سنگ سبز نام دارد. سنگ‌های سبز (E^{gt}) حاصل متاسوماتیسم و دگرسانی واحد آتشفشانی (E^{gt}) (شکل ۳-A) به طور معمول حاوی کوارتز، پلاژیوکلاز، اورتوکلاز، بیوتیت و کانی‌های فرعی مانند: زیرکن و کانی ثانویه مانند: کلریت، اپیدوت و سریسیت است. در بعضی قسمت‌ها سنگ‌های سبز شکسته و برشی شده است و شکستگی‌های آن به وسیله اکسیدهای آهن و آپاتیت پر شده است. در قسمت‌هایی که تبدیل سنگ‌های روشن اسیدی به سنگ سبز به طور کامل انجام نشده است، قطعاتی از سنگ نخستین درون سنگ سبز باقی مانده است (شکل ۳-B). پ (پ) واحد di: شامل: توده‌های نفوذی و نیمه



شکل ۱- A) نقشه پراکندگی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت در منطقه معدنی بافق و موقعیت راه دسترسی به کانسار گزستان؛ B) نقشه نقاط نمونه‌برداری



شکل ۲- نقشه ۱:۱۰۰۰ زمین‌شناسی کانسار گزستان (Jamali and Dorri, 2003)



شکل ۳- (A) تبدیل سنگ ریبولیتی (E^{gr}) به سنگ سبز (E^{de}) (چاه شماره ۴، عمق ۵۰ متری)؛ (B) پر شدن شکستگی‌های سنگ سبز برشی شده با ماده معدنی (Quartz, Calcite, Pyrite, Magnetite)

روش انجام پژوهش

پژوهش‌های انجام شده شامل: بررسی‌های صحرائی، پتروگرافی، کانه‌نگاری و تجزیه دستگاهی است. به منظور بررسی پتروگرافی و کانه‌نگاری بیش از ۴۰ نمونه مقطع نازک و صیقلی مطالعه شد. تعداد ۶ نمونه مقطع دو بر صیقل نیز به منظور مطالعه سیالات درگیر تهیه و مطالعه شد. تجزیه کلی نمونه‌های سنگ میزبان و کانسنگ با روش XRF (تعداد ۸ نمونه) و ICP-MS (۸ نمونه کانسنگ و یک نمونه سنگ میزبان) انجام گرفت. تجزیه XRF توسط دستگاه M4 با تهیه قرص‌های همگن شیشه‌ای و تجزیه ICP-MS با روش ذوب لیتیوم برات انجام شده است. تجزیه شیمیایی

کانی‌های اصلی کانی‌مگنتیت با روش EPMA (۱۸ نقطه) انجام گرفته است. تجزیه XRF و EPMA در شرکت کانساران بینالود و ICP-MS در آزمایشگاه ALS-Chmex کانادا انجام شد.

کانه‌زایی: ماده معدنی در کانسار گزستان متشکل از اکسید آهن (مگنتیت) و آپاتیت به نسبت‌های مختلف است. کوارتز و کلسیت نیز آنها را همراهی می‌کنند. این ماده معدنی در بعضی موارد از سیستم گسل‌ها تبعیت کرده است و به صورت رگه‌ای در داخل سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده (سنگ سبز) دیده می‌شود (شکل ۴- A). آپاتیت‌ها در رگه‌ها به صورت بلورهای کشیده و تیغه‌ای از دیواره به سمت داخل رگه

کاتاکلاستیک مشاهده می‌شود (شکل ۶-۱). برشی شدن شدید سنگ میزبان و تشکیل رگه-رگچه‌های نامنظم در داخل آن می‌تواند در اثر انفجار ناشی از فشار توده‌های نفوذی و محلول‌های فوق بحرانی آن باشد. بافت کاتاکلاستیک از قطعات بلورین فشرده در اندازه پودری تا چند سانتی‌متری تشکیل شده است. Redman و Reilly (۱۹۷۰) بر این باورند که به دلیل افزایش اکسیژن در محتوی ثابت کاتیون طی فرآیند اکسایش در دمای پایین، تعداد بلورهای مگنتیت در واحد حجم افزایش می‌یابد و بافت کاتاکلاستیک تشکیل می‌شود (شکل ۶-۲). از سویی دیگر، در حاشیه دانه‌های مگنتیت و در امتداد شکستگی‌ها و سطوح رخ، پدیده مارتیتی شدن رخ داده و در مراحل پیشرفته‌تر در بخش‌های درونی کانه توسعه پیدا کرده است. در برخی موارد بیشتر بخش‌های مگنتیت به هماتیت تبدیل شده و تنها آثاری از آن به صورت لکه‌هایی باقی‌مانده است.

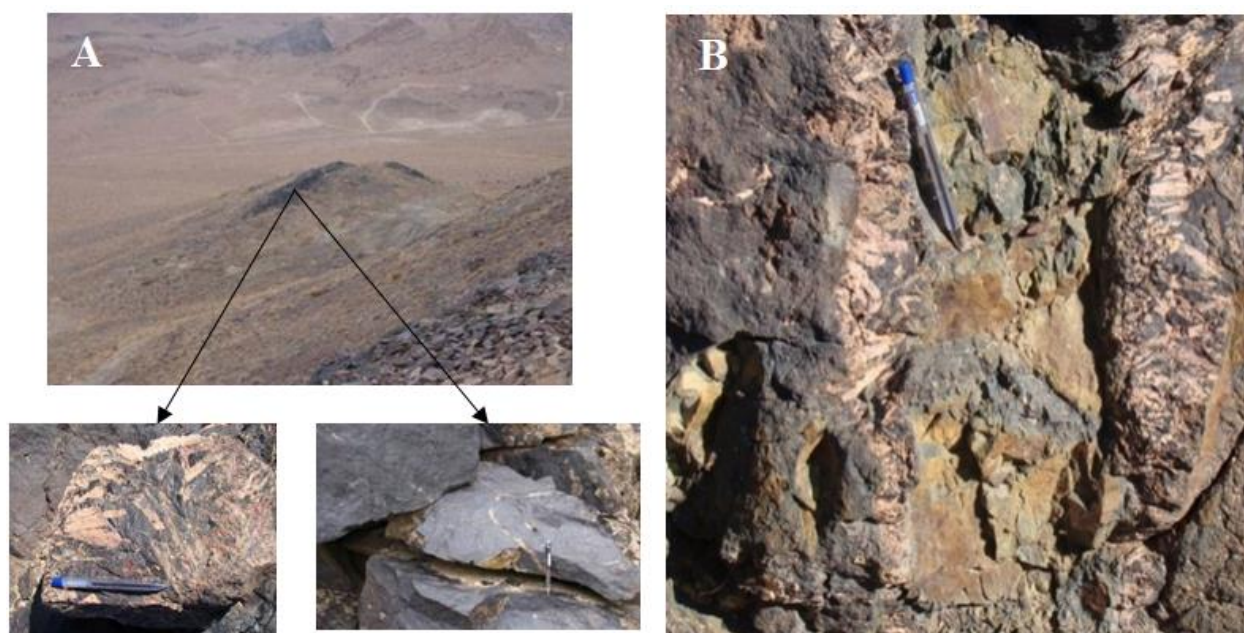
آپاتیت: آپاتیت همراه با مقادیر اندکی کوارتز، کلسیت و اکتینولیت، کانی فسفاتی فراوانی در کانسار مگنتیت است. این کانی به رنگ صورتی و به صورت بلورهای خودشکل مونوپیرامیدال و بلورهای شش‌وجهی کوچک و بزرگ و ستونی دیده می‌شود (شکل ۷-۱). گاهی بلورهای تیغه‌ای آپاتیت در زمینه مگنتیت ساخت اسکلتی را تشکیل می‌دهند. این ساخت یکی از اصلی‌ترین انواع کانی‌سازی در کانسار کایرون‌اوارا (Kiironavaara) است (شکل ۷-۲) (Harlov et al., 2002). گاهی آپاتیت‌ها به صورت شاخه‌های متعدد و ظریفی در زمینه‌ای از مگنتیت از یک شاخه اصلی منشعب می‌شود و بافت دسته جارویی

رشد کرده‌اند که گویای اپی‌ژنتیک بودن کانسار است (شکل ۴-۲). شکل دیگر کانه‌زایی به صورت رگچه‌های نامنظم و برشی است. به عبارت دیگر، کانی‌سازی با نفوذ سیال‌های گرمایی به درون گسل‌ها، درزه‌ها و شکاف‌های سنگ میزبان به صورت رگه-رگچه‌ای رخ داده است. اندازه رگه‌ها بسیار متغیر بوده و ابعاد آنها از چند سانتی‌متر تا چند ده متر تغییر می‌کند. با توجه به تکنیک و گسترش ماده معدنی در سطح، کانه‌زایی به سه پهنه شرقی، مرکزی و غربی تقسیم می‌شود. وسیع‌ترین و غنی‌ترین پهنه کانه‌دار محدوده اکتشافی گزستان، پهنه مرکزی است. کانسار گزستان کانسار گزستان بر اساس نوع و درصد فراوانی کانی‌ها به ۴ گروه مگنتیت، مگنتیت-آپاتیت، مگنتیت-هماتیت و آپاتیت تقسیم‌بندی شده است. علاوه بر کانی‌های مگنتیت و آپاتیت، کانی پیریت همراه با مقادیر اندکی کالکوپیریت به صورت رگچه‌ای تشکیل شده است (شکل ۵-۱). نفوذ سیال کانی‌ساز در سنگ‌های آتشفشانی میزبان، باعث تشکیل کانی‌های اکتینولیت، کلریت، کوارتز، کلسیت و اپیدوت شده است. این کانی‌های ثانویه در سنگ متصل کانسار و گاهی نیز در داخل کانسار دیده می‌شوند. کانی‌های هماتیت، گوتیت و مالاکیت با بافت کلوفرمی در اثر دگرسانی به وجود آمده‌اند. کانی‌های مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت در بخش‌های سطحی کانسار وجود دارد. حضور گوتیت با بافت کلوفرمی، ناشی از نهشته شدن تدریجی آن از سیالات نهایی گرمایی در حین سرد شدن سریع سیال است (شکل ۵-۲) (Einaudi et al., 1981).

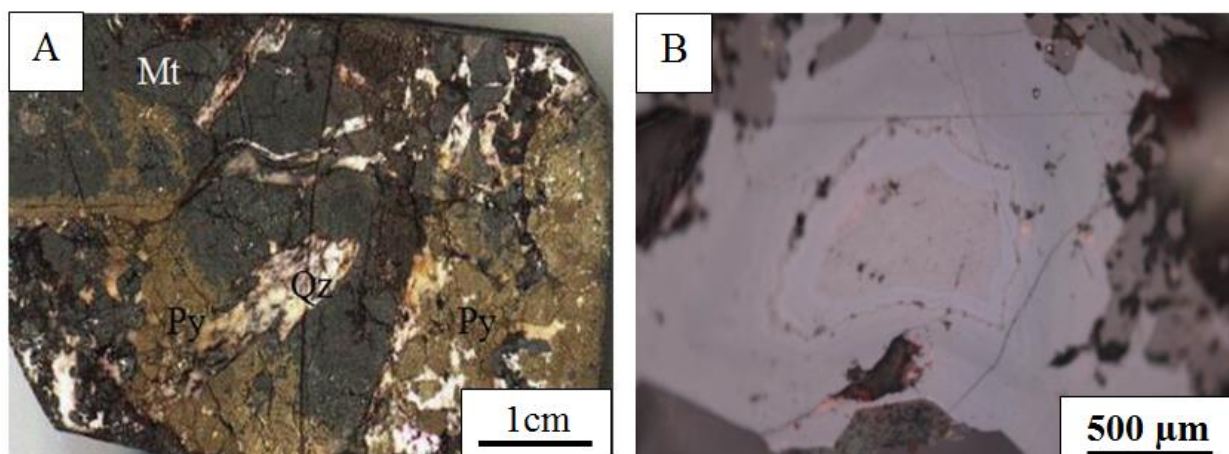
مگنتیت: مگنتیت کانه اصلی کانسار بوده که به صورت توده‌ای (Stockwork)، رگه‌ای و

در کانی آپاتیت و ارتباط بافتی آن با مگنتیت، بیانگر رشد همزمان آنها است (شکل ۹-B). این نسل از آپاتیت‌ها بیشتر همراه با کلسیت است و گاهی با کلسیت جانشین می‌شود. بر اساس پژوهش‌های میکروسکوپی، آپاتیت‌های نسل دوم دارای مقادیر بیشتری از کانی‌های عناصر نادر خاکی (مونازیت و آلانیت) هستند. نسل سوم آپاتیت‌ها، رگه‌هایی کم‌وبیش خالص و صورتی رنگ است که انواع مختلف کانه‌زایی را دارا بوده و سنگ میزبان را قطع کرده است (شکل ۹-C). این رگه‌ها در مقایسه با سایر شکل‌های کانه‌زایی، از نظر حجم و اندازه و تعداد، محدودتر است. یکی از ویژگی‌های اصلی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا، وجود درصد بالایی از عناصر نادر خاکی در این آنها است (Kerr, 1998). عناصر نادر خاکی در این تیپ از کانسارها ممکن است در داخل ساختمان آپاتیت تمرکز یابند یا به صورت ادخال‌هایی از آلانیت، اورتیت و مونازیت در آپاتیت مشاهده شوند (شکل ۱۰).

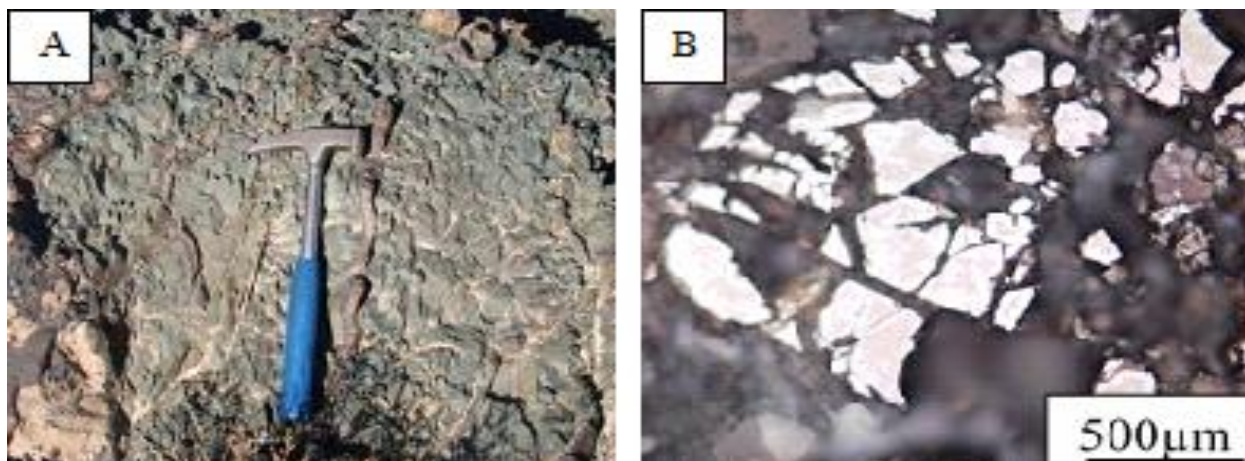
ایجاد می‌کنند (شکل ۷-C). نوارهای متناوب مگنتیت و آپاتیت که یکی از ساخت‌های معمول در کانسار تیپ کایرونا (نظیر: کانسار ال لاکو در شیلی و کایروناوارا در سوئد) است (Nyström and Henriquez, 1994) در منطقه گزستان نیز مشاهده می‌شود (شکل ۸). بر اساس پژوهش‌های صحرایی و میکروسکوپی، سه نسل آپاتیت مشخص شده است. در نسل اول، آپاتیت‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار، گاهی با حاشیه تحلیل رفته یا متعادل با مگنتیت مشاهده می‌شود (شکل ۹-A). حواشی تحلیل رفته نوعی بافت تحت عنوان خلیج‌خوردشدگی (Corrosion gulf texture) را در آپاتیت‌ها ایجاد کرده است. مرز واضح و متعادل بین آپاتیت و مگنتیت نشان‌دهنده تبلور همزمان این دو کانی بوده است یا آپاتیت کمی پیش از مگنتیت متبلور شده است. در نسل دوم، آپاتیت‌ها به طور کامل بی‌شکل به صورت در هم‌آمیخته با مگنتیت و گاهی به صورت برشی در کانسنگ مشاهده می‌شود. نبود اشکال بلورین بارز



شکل ۴- A) رخنمون ماده معدنی (مگنتیت و آپاتیت) در امتداد گسل کانسار گزستان (جهت دید: شمال شرق)؛ B) قطع شدن سنگ‌های آتشفشانی توسط رگه آهن-آپاتیت (به رشد بلورهای درشت مگنتیت و آپاتیت به صورت عمود بر دیواره رگه توجه شود).



شکل ۵- A) پیریت در نمونه دستی به صورت رگچه‌های نازک و نامنظم، درزه‌ها و شکستگی‌های مگنتیت، هماتیت و آپاتیت را پر کرده است که نشان‌دهنده تأخیری بودن فاز سولفیدی نسبت به فاز اکسیدی است؛ B) بافت کلوفرمی در کانی گوتیت کانسار گزستان (نور انعکاسی).



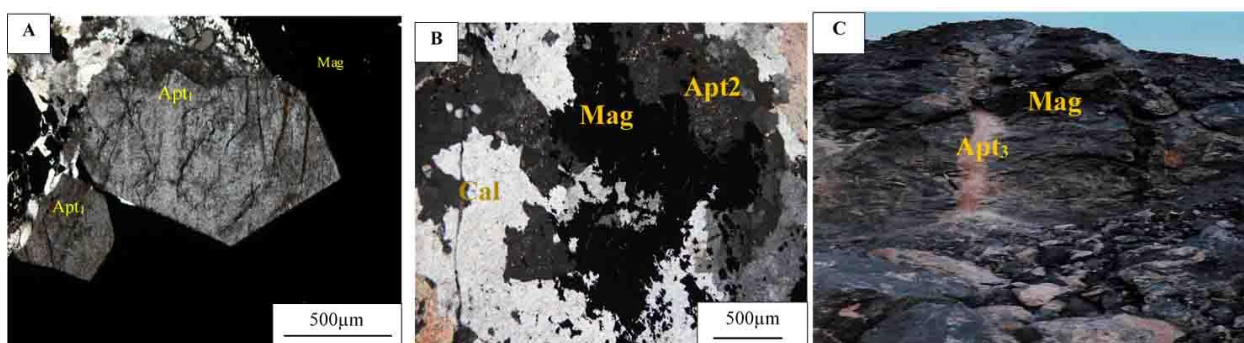
شکل ۶- A) تشکیل رگه-رگچه‌های نامنظم مگنتیت در سنگ میزبان به شدت دگرسان شده در کانسار گزستان؛ B) مگنتیت با بافت کاتاکلاستیک (XPL).



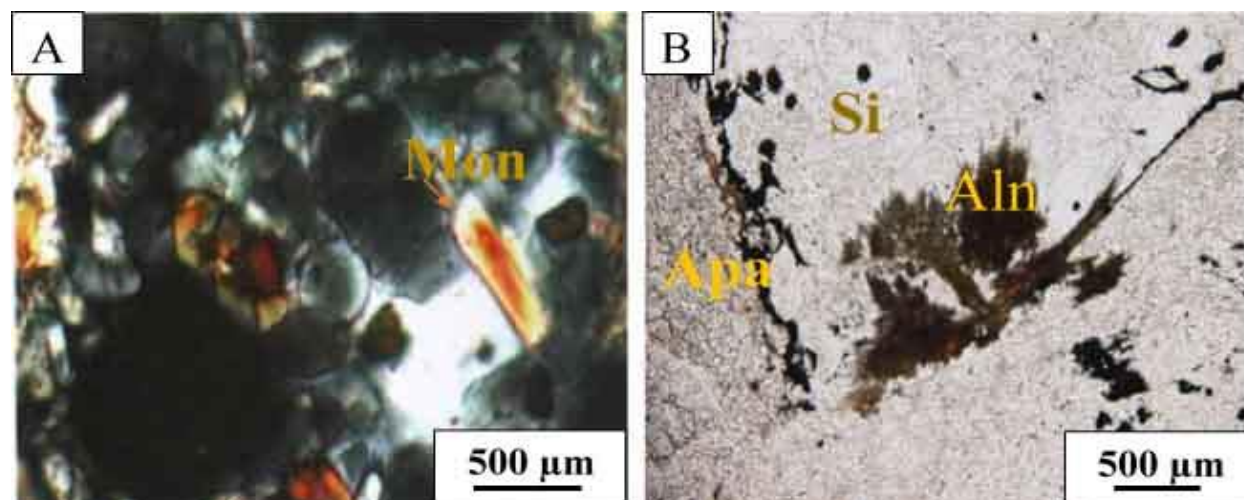
شکل ۷- A) بلورهای بی‌پیرامیدال آپاتیت در متن کانسنگ مگنتیت در نور انعکاسی؛ B) بلورهای تیغه‌ای آپاتیت در زمینه‌ای از مگنتیت که بافت اسکتی را شکل داده است؛ C) بافت دسته جارویی آپاتیت در مگنتیت در کانسار گزستان.



شکل ۸- بافت نواری مگنتیت (Mt) و آپاتیت (Apt) در نمونه دستی در کانسار گزستان.



شکل ۹- (A) ادخال کانی آپاتیت نسل اول در مگنتیت توده‌ای (XPL)؛ (B) آپاتیت نسل دوم در کانسنگ مگنتیت (XPL)؛ (C) رگه آپاتیت نسل سه در کانسنگ توده‌ای آهن در کانسار گزستان.



شکل ۱۰- (A) کانی مونازیت همراه با رگچه سیلیسی و آپاتیت (PPL)؛ (B) کانی آلانیت در قالب کانی اکتینولیت (XPL) در کانسار گزستان.

کلسیک، سربسیتیک، فلدسپار پتاسیمی (پتاسیک)، کربناتی، سیلیسی، کلریتی، اکتینولیتی، پیدوتی و تورمالینی است.

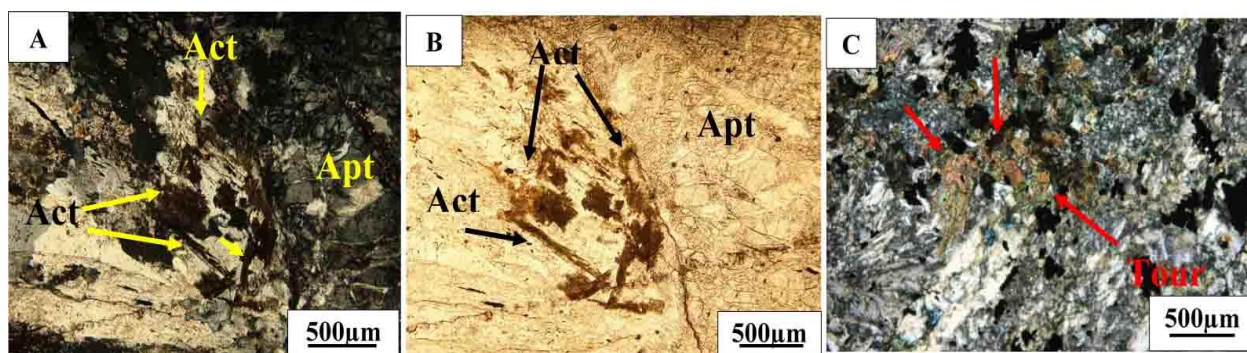
دگرسانی: شدت دگرسانی در کانسار گزستان با نزدیک شدن به پهنه‌های کانه‌دار افزایش می‌یابد. دگرسانی‌های موجود شامل: سدیک-

دگرسانی سدیک-کلسیک نامیده می‌شود. اکتینولیت در کانسارهای جانشینی گرمابی یافت می‌شود (Bonyadi *et al.*, 2011). در کانسارهای گرمابی این کانی در رگه‌ها و به صورت جانشینی فراگیر یا انتخابی در سنگ های آذرین درونی و آتشفشانی دیده می‌شود. فلدسپار پتاسیم همراه با بیوتیت ثانویه (دگرسانی پتاسیک) به مقدار اندک در سنگ میزبان آتشفشانی دیده می‌شود. حضور مقادیری از تورمالین و سریسیت همراه با کوارتز مشخص کننده پهنه سریسیت است که از گستردگی و شدت اندکی برخوردار است. این دگرسانی با کانی‌سازی پراکنده‌ای از مگنتیت همراه است (شکل ۱۲-C). در کانسارهای تیپ کایرونای سوئد مقدار در خور توجهی از تورمالین، زیرکن، کلسیت، کلریت و مسکوویت در سنگ میزبان مشاهده می‌شود که حاصل عملکرد سیالات گرمابی در نظر گرفته شده است (Frietsch, 1978). جدول ۱ ارتباط پاراژنزی و توالی کانه‌زایی و دگرسانی‌های بیان شده را در کانسار گزستان نشان می‌دهد.

بیشترین گستردگی دگرسانی کلریتی+اکتینولیتی+اپیدوتی در اطراف ماده معدنی است و با دور شدن از کانی‌سازی از شدت آن کاسته می‌شود (شکل ۱۱-A و B). در اطراف رگه معدنی دگرسانی سریسیتی و پتاسیک نیز مشاهده می‌شود. بر اساس شواهد صحرایی، این دگرسانی‌ها نیز بخشی از کانه‌زایی را در بر می‌گیرند؛ در صورتی که گستردگی آنها اندک است (شکل ۱۱-B). دگرسانی کلریتی به صورت فراگیر، رگچه‌ای و انتخابی رخ داده است. علاوه بر سیلیسی شدن فراگیر سنگ میزبان، گاهی سیلیس و کربنات، در کانسنگ مگنتیت-آپاتیت نیز مشاهده می‌شود. گاهی تبلور سیلیس و کربنات موجود در مگنتیت نوعی بافت سیمپلکتیتی (Symplectite texture) در مگنتیت ایجاد کرده است (Shelley, 1991) (شکل ۱۱-C). اکتینولیت به صورت تجمعات کوچک و بزرگ به رنگ سبز کم‌رنگ تا پررنگ و سبز مایل به قهوه‌ای، کانسنگ مگنتیت و آپاتیت را همراهی می‌کند (شکل ۱۲-A و B). این مجموعه،



شکل ۱۱- (A) همراهی کلریت و مگنتیت؛ (B) همجواری پهنه سریسیت و کلریتی در شرق محدوده؛ (C) بافت سیمپلکتیتی (تداخل مگنتیت و سیلیس) در کانسنگ مگنتیتی (PPL) کانسار گزستان.

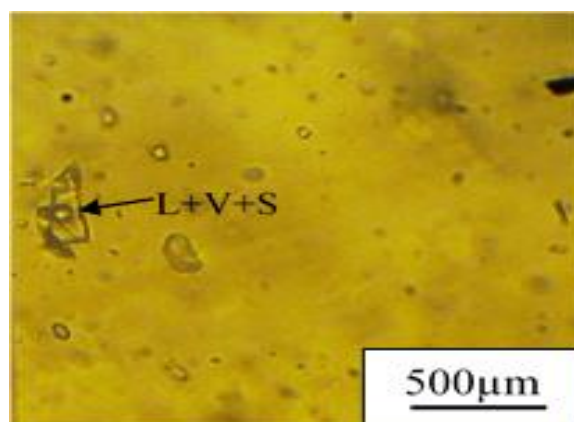
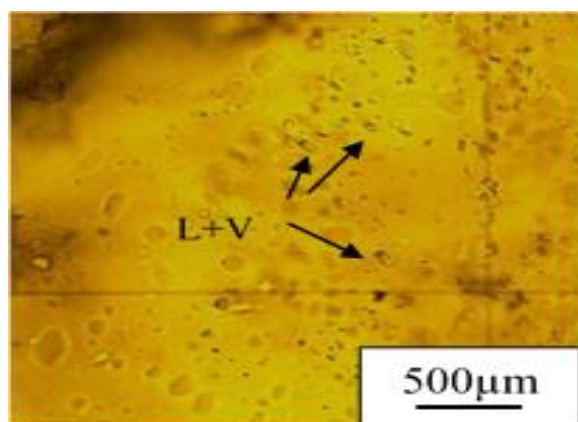


شکل ۱۲- A و B) کانی اکتینولیت در کانسنگ مگنتیت-آپاتیت در کانسار گزستان (XPL) و (PPL) C) کانی تورمالین با چند رنگی شدید همراه با کوارتز و سربیسیت

میانبارهای سیال سه مرحله‌ای (L+V+S) در آپاتیت نسل سوم، دامنه تغییراتی از ۱۳۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد با شوری ۲۹ تا ۳۶ درصد وزنی را نشان می‌دهد و درجه حرارت همگن‌شدگی میانبارهای سیالات دو مرحله‌ای (L+V) دامنه تغییراتی از ۱۲۵ تا ۱۶۰ درجه سانتیگراد بیان می‌کند. در کانی کوارتز میانبارهای سیال سه مرحله‌ای (L+V+S) دامنه تغییراتی از ۱۰۳ تا ۱۲۵ درجه سانتیگراد با شوری ۲۳ تا ۳۵ درصد وزنی را نشان می‌دهد. حضور مرحله جامد (هالیت) تأیید کننده میزان شوری بالای سیال تشکیل‌دهنده آن است. Jami (۲۰۰۵) نیز با مطالعه سیالات درگیر آپاتیت‌های نسل سوم در کانسار اسفوردی به نتایج مشابهی دست پیدا کرده است.

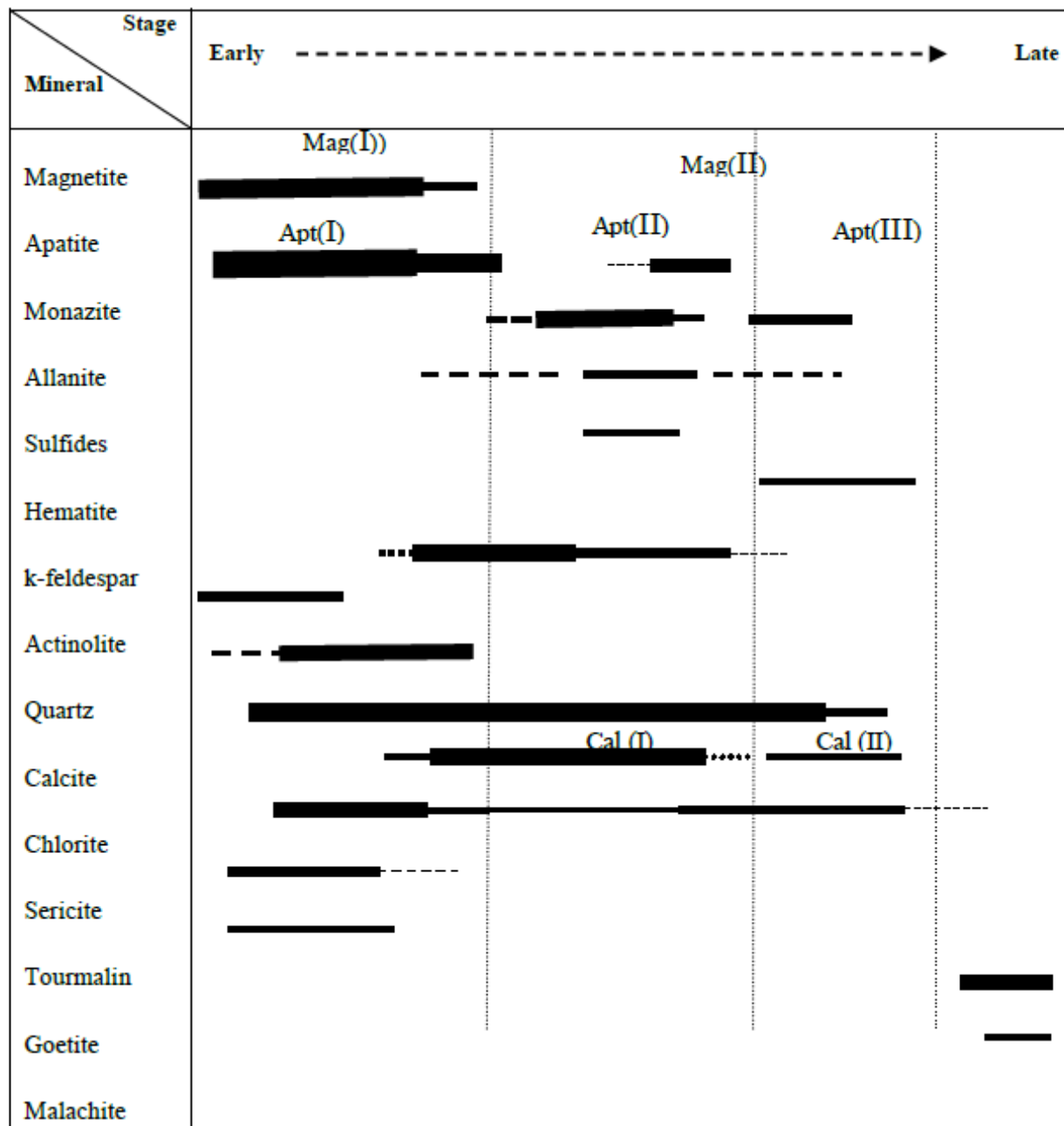
سیالات درگیر: میانبارهای سیال در آپاتیت‌های نسل اول و دوم به دلیل سایز کوچک آنها قابل مطالعه نیست. اما میانبارهای سیال نخستین در بلورهای آپاتیت نسل سوم و کوارتزهای همراه، دارای اندازه‌های ۷ تا ۱۲ میکرون است. این میانبارها به دو صورت میانبارهای دو مرحله‌ای غنی از مایع (L+V) و میانبارهای سه مرحله‌ای مایع-گاز-هالیت (L+V+S) رخ داده است (شکل ۱۳).

همه سیال‌های درگیر مطالعه شده به مرحله مایع همگن شدند. تبدیل تمامی سیال‌های درگیر به مرحله مایع و عدم وجود سیال درگیر غنی از گاز، نشانگر عدم رخداد جوشش در مراحل نهایی کانه‌زایی است. درجه حرارت همگن‌شدگی



شکل ۱۳- تصاویر میکروسکوپی از میانبارهای سیال دو مرحله‌ای غنی از آب و سه مرحله‌ای دارای فاز جامد (هالیت) در کانسار گزستان

جدول ۱- توالی پاراژنزی کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانسار گزستان (علایم اختصاری کانی‌ها بر اساس Evans (۱۹۸۷) است).



بررسی داده‌های زمین‌شیمیایی حاصل از تجزیه سنگ: با توجه به جدول ۲، دامنه تغییرات SiO_2 در سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق منطقه گزستان ۶۲/۷۱ تا ۶۷/۹۵ درصد است که نشان‌دهنده ترکیب حد واسط تا اسیدی وجود تفریق در این سنگ‌ها است. در صورتی که میانگین SiO_2 در نمونه‌های بازیک ۴۲/۹۶ درصد

ژئوشیمی

در پژوهش‌های زمین‌شیمیایی، علاوه بر تجزیه کل سنگ و کانسنگ، تجزیه میکروپروب مگنتیت و آپاتیت نیز انجام شده است. همچنین، از داده‌های ایزوتوپی تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در تعیین منشأ کانسار استفاده شد.

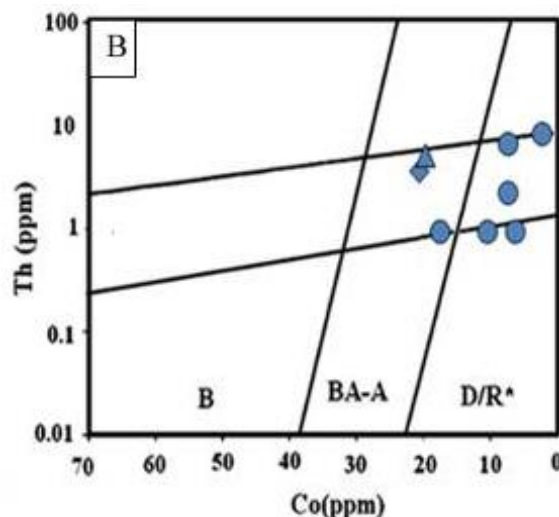
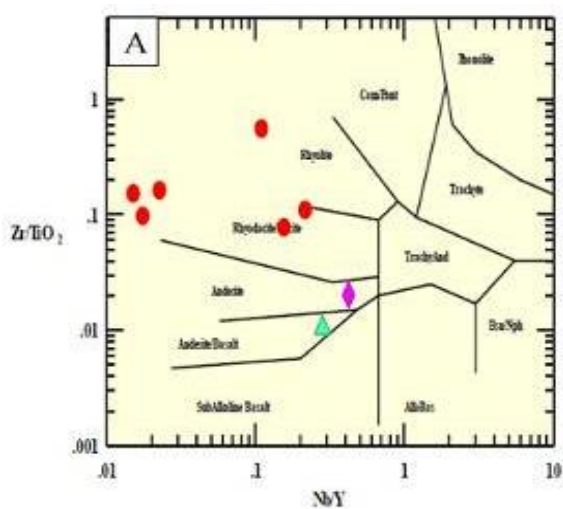
اسیدی و بازیگ در سری ساب‌آلکان-توله‌ایتی قرار دارند. اما دایک دیابازی در سری آلکان قرار گرفته است (شکل ۱۵-A). دایک‌های دیابازی با گرایش آلکان توسط Ramezani (۱۹۹۷) نیز گزارش شده است. در نمودار AFM نمونه بازیگ در محدوده توله‌ایتی و نمونه‌های اسیدی در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۱۵-B).

است. بر اساس نمودار طبقه‌بندی Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y و نمودار Co نسبت به Th، سنگ‌های مربوط به نمونه‌های آتشفشانی در محدوده ریولیت، ریوداسیت و داسیت و واحدهای مربوط به سنگ‌های بازیگ و دایک‌ها در محدوده آندزیت-بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-A و B). بر اساس نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 سنگ‌های

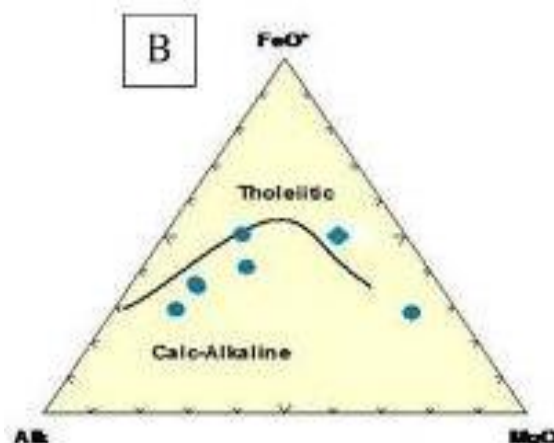
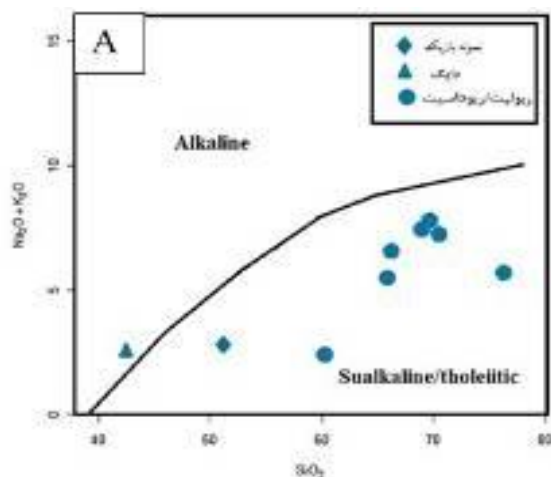
جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های کانسار گزستان (با روش XRF و ICP-MS)

S.Num	G-12	G-23	G-7	G-30	G-35	G-19	G-18	G-2
basic sub volcanic and dikes			Acidic Volcanic- sub volcanic rocks					
SiO ₂	47.41	38.51	62.71	64.22	65.02	66.53	67.95	74.63
TiO ₂	1.533	3.1	0.557	0.753	0.668	0.482	0.496	0.154
Al ₂ O ₃	13.05	12.01	12.85	14.39	13.15	13.52	13.23	12.08
Fe ₂ O ₃	11.32	13.78	7.55	9.02	5.62	4.09	5.56	3.78
MnO	0.14	0.22	0.018	0.012	0.009	0.030	0.016	0.002
MgO	6.84	10.02	3.61	2.62	1.88	1.66	2.01	1.36
CaO	8.64	9.98	0.86	0.76	0.66	1.53	0.20	0.34
Na ₂ O	2.11	1.22	1.1	3.23	4.61	4.85	4.54	0.50
K ₂ O	0.46	0.97	5.11	2.20	2.39	2.48	2.53	4.98
P ₂ O ₅	0.47	0.885	0.368	0.197	0.119	0.005	0.044	0.007
L.O.I	2	2	-	1	1.7	2	3	2
Cl	253	156	468	380	523	356	376	192
Rb	24	24	73	43	45	47	43	96
Sr	675	122	42	124	36	24	17	21
W	1	1	1	1	1	1	2	16
Zn	194	155	39	1139	31	32	41	32
Mo	5	5	3	2	2	1	1	1
Ba	116	294	257	414	248	175	197	۲۰۰
Co	20	19	7	2	7	10	17	21
Zr	185	193	256	489	385	463	447	243
Rb	24	24	73	43	45	47	43	96
Cr	490	557	1420	144	4	2	3	5
Cu	29	18	13	3075	13	13	13	173
Pb	32	5	4	156	18	12	9	11
Ga	4	6	19	12	22	24	23	21
As	5	3	8	2	2	5	4	4

S.Num	G-12	G-23	G-7	G-30	G-35	G-19	G-18	G-2
basic sub volcanic and dikes			Acidic Volcanic- sub volcanic rocks					
ادامه جدول ۲-۳...								
S	10	100	20	220	10	30	20	10
Nb	8	9	12	13	1	2	1	2
Ni	214	269	424	105	38	35	31	32
U	2	3	3	2	1	1	2	41
Th	3	4	5	6	2	1	1	3
Zr	185	193	256	489	385	463	447	243
Y	19	32	77	60	57	88	66	50
La	-	-	-	-	-	129	-	-
Ce	-	-	-	-	-	221	-	-
Pr	-	-	-	-	-	<50	-	-
Nd	-	-	-	-	-	106	-	-
Sm	-	-	-	-	-	16.1	-	-
Eu	-	-	-	-	-	2.1	-	-
Tb	-	-	-	-	-	2.3	-	-
Yb	-	-	-	-	-	5.8	-	-
Lu	-	-	-	-	-	0.86	-	-



شکل ۱۴- A) ترکیب سنگ‌های منطقه گزستان بر اساس Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977)؛ B) نمودار Co نسبت به Th (Hastie et al., 2007). D/R^* = ریولیت/داسیت، $BA-A$ = بازالت آندزیتی- آندزیت، B = بازالت. \bullet = سنگ‌های اسیدی، \blacktriangle = دایک دیابازی، \blacklozenge = سنگ بازیک



شکل ۱۵- A) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ نسبت به SiO_2 برای کانسار گزستان (Irvine and Baragar, 1971)؛ B) نمودار AFM برای تفکیک سری توله‌ایتی از کالک‌آلکان (Irvine and Baragar, 1971)

کالک‌آلکان واقع شده است و به عنوان پهنه فرورانش در نظر گرفته می‌شود (Ramezani and Tucker, 2003; Nadimi, 2007).

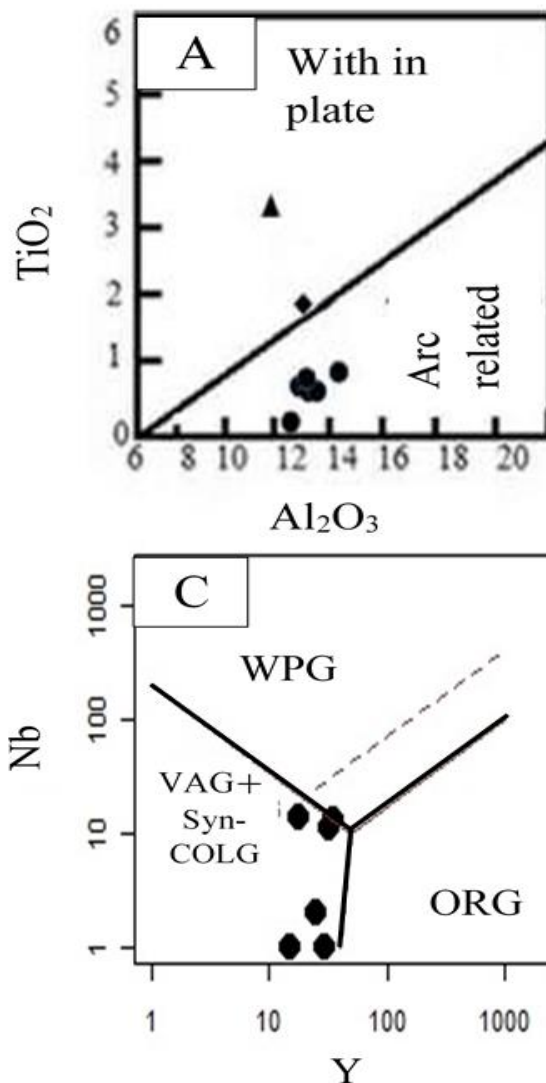
الگوی عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های ریولیتی کانسار گزستان که بر اساس Sun و McDonough (۱۹۸۹) نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (شکل ۱۷-A)، با بی‌هنجاری منفی Pb ، K ، Nb ، Sr ، Ti و Zr و بی‌هنجاری مثبت Pb ، U ، Rb و Zr مشخص می‌شود. آنومالی منفی Nb ، P و Ti شاخص محیط‌های قوسی است و از ویژگی ماگماتیسم مرتبط با فرآیند فرورانش و کمان آتشفشانی کالک‌آلکان و سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Rollinson, 1993; Foley and Wheller, 1977). به دلیل تحرک زیاد عناصر LILE، غلظت آنها تابعی از نحوه رفتار فاز سیال در پهنه فرورانش است. این عناصر بیشتر در پوسته قاره‌ای تمرکز دارند. بنابراین، یک منشأ آلیش پوسته‌ای را می‌توان پیشنهاد نمود. غنی‌شدگی Pb ($\text{Pb} \geq 5\text{ppm}$) نیز نشان‌دهنده نقش پوسته قاره‌ای است. ماگمای کالک‌آلکان مرتبط با پوسته، دارای

در نمودار Muller و همکاران (۱۹۹۲) که بر اساس عناصر اصلی است، دایک و سنگ‌بازیک در موقعیت درون صفحه‌ای و سنگ‌های اسیدی-حد واسط در موقعیت کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۶-A). همچنین، در نمودار Pearce (۱۹۸۴) سنگ‌های اسیدی در موقعیت کمان آتشفشانی قرار دارند (شکل ۱۶-B و C). قرارگیری سنگ‌های اسیدی (سنگ‌میزبان کانسار) در محیط وابسته به کمان و نمونه دایک و سنگ‌بازیک در محیط درون صفحه‌ای با سری ماگمایی همخوانی دارد. پژوهش‌های انجام شده در منطقه بافق-ساغند نشان‌دهنده ارتباط ماگماتیسم گرانیتوئیدی با فرورانش پوسته اقیانوسی پروتوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی در پرکامبرین پیشین است. نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی-تبخیری متعلق به سری ریزو-دزو و سازند اسفوردی نیز مرتبط با حوضه‌های کشتی پشت کمان‌های ماگمایی در همین زمان بوده است (Ramezani and Tucker, 2003). بنابراین، کانسار گزستان در پهنه تکتونیکی کاشمر-کرمان با ماگماتیسم ساب‌آلکان تا

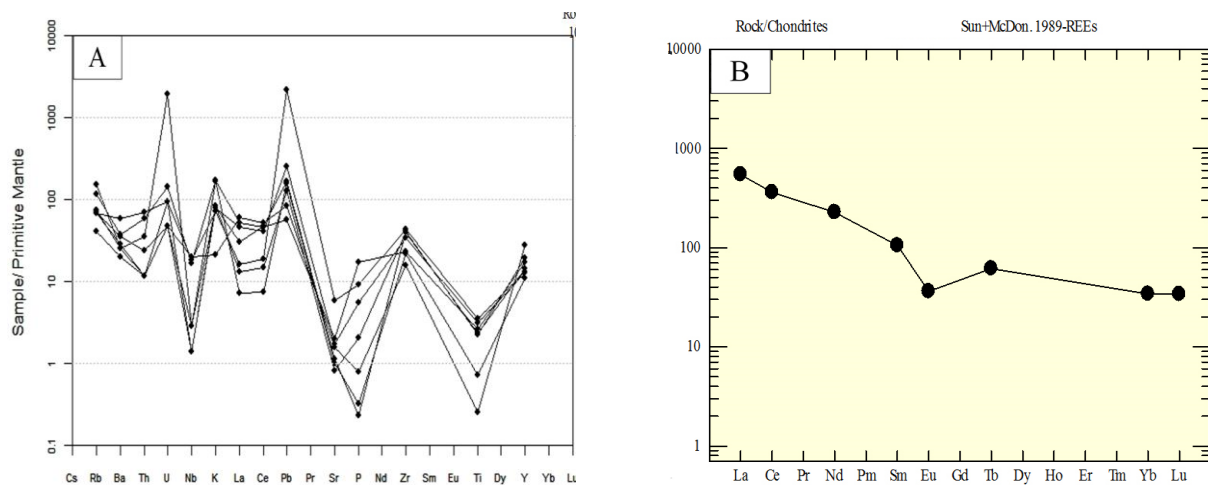
منطقه گزستان در جدول ۳ آورده شده است. میانگین نسبت $(\frac{La}{Yb})_{en}$ در آپاتیت بسیاری از کانسارهای تیپ کایرونا ۱۰ تا ۲۷ است. بر اساس جدول ۳، این نسبت در آپاتیت‌های کانسار گزستان برابر ۱۲ است که نشان‌دهنده تفکیک‌پذیری متوسط LREE از HREE است. مقدار میانگین Eu/Eu^* در کانسنگ مگنتیت-آپاتیت گزستان برابر (۰/۲۲) است و با نسبت Eu/Eu^* (۰/۲۵) کانسارهای تیپ کایرونا (مانند: کانسار هنری، کایروناوارا و رکتورن) شباهت دارد (Frietsch and Perdahl, 1995).

فراوانی نسبی Th و U است. با توجه به جدول ۲ و شکل B-۱۷، سنگ اسیدی منطقه (نمونه G-18) با الگوی کم‌وبیش نزولی، از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی شده و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی شده است. چنین روندی به همراه تهی‌شدگی Eu نسبت به کندریت از ویژگی‌های سنگ‌های کالک‌آلکان آتشفشان‌های حاشیه قاره‌ها است.

بررسی داده‌های ژئوشیمیایی کانسنگ آپاتیت-مگنتیت: مقادیر عناصر خاکی کمیاب در آپاتیت‌های



شکل ۱۶- A) نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 برای تعیین محیط تکتونیکی نمونه‌های کانسار گزستان (Muller et al., 1992) و B و C) نمودار تمایز محیط تکتونیکی مجموعه سنگ‌های اسیدی کانسار گزستان (Pearce, 1984)



شکل ۱۷- A) نمودار عنکبوتی (بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه) سنگ‌های اسیدی منطقه گزستان (Sun and Mcdonough, 1989) در ریولیت میزبان (B)؛ الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نرمال شده نسبت به کندریت (Sun and Mcdonough, 1989) در ریولیت میزبان

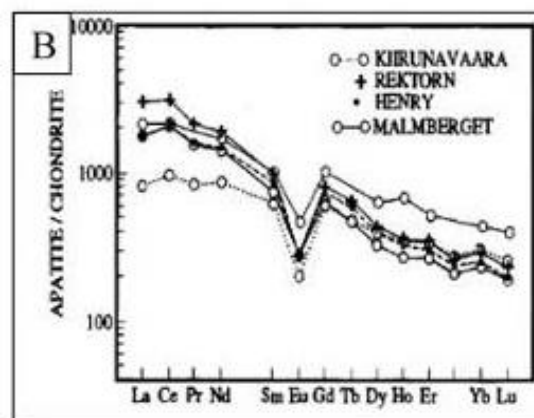
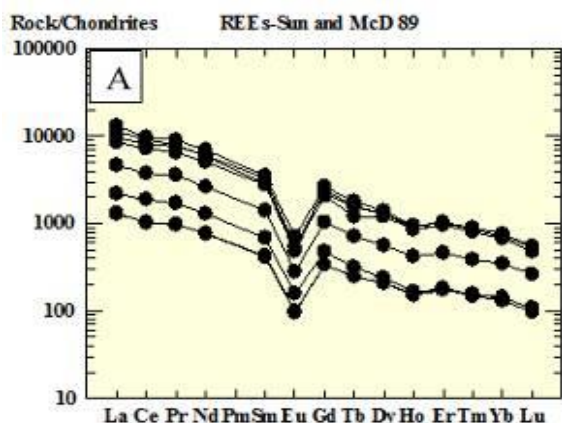
رابطه با ماگماتیسم کالک‌آلکان و درجه تفکیک‌پذیری متوسط LREE/HREE و بی‌هنجاری منفی Eu است (Frietsch and Perdahl, 1995) و کنسار گزستان نیز با این نوع ذخایر شباهت در خور توجهی نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی Eu ممکن است بیانگر تبلور بخشی فلدسپار از ماگمای مادر باشد یا توسط اکسیژن ماگما و دما کنترل شود. هر اندازه دما و فشار اکسیژن در ماگما کمتر باشد میزان بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ بیشتر می‌شود. زمانی که اکسیژن ماگما کاهش می‌یابد به Eu^{+3} به Eu^{+2} تبدیل می‌شود که از لحاظ بار و شعاع یونی شبیه به یون Ca^{+2} است و می‌تواند جانشین Ca^{+2} در فلدسپارها و پلاژیوکلازها شود. آپاتیت‌های تیپ کایرونا از عنصر فلئور غنی و حاوی مقدار اندکی کلر (Cl) و هیدروکسیل (OH) هستند (Frietsch and Perdahl, 1995). رسم مقادیر F, Cl, OH مربوط به آپاتیت‌های کنسار گزستان و اسفوردی روی نمودار مثلثی F-OH-Cl بیانگر آپاتیت نوع فلئور است (شکل ۱۹).

الگوی REE نرمالیز شده نسبت به کندریت در آپاتیت‌های کانسنگ گزستان و دیگر کنسارهای ناحیه بافق، الگوی مشابهی را از نظر بی‌هنجاری منفی Eu، محتوای بالای REE و تفکیک‌پذیری متوسط LREE/HREE با دیگر کنسارهای آپاتیت-مگنتیت تیپ کایرونا نشان می‌دهد (Sun and Mcdonough, 1989) و تفاوت آنها فقط در محتوای REE است.

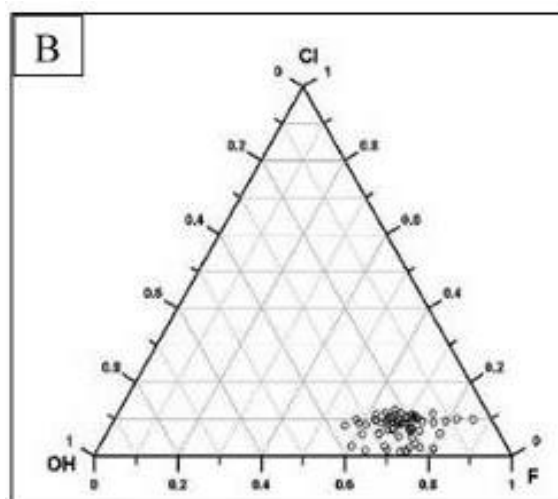
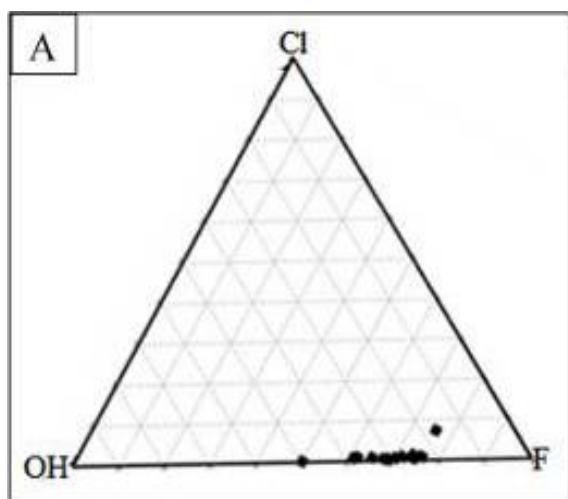
از سویی، الگوی توزیع REE آپاتیت مشابه سنگ در بر گیرنده است. با این تفاوت که میزان REE سنگ درونگیر کمتر از آپاتیت است. به نظر Frietsch و Perdahl (۱۹۹۵) این شباهت، ارتباط ژنتیکی نزدیکی را بین آنها نشان می‌دهد. به کمک الگوی REE و فراوانی عناصر کمیاب و عناصر اصلی آپاتیت‌ها، می‌توان سنگ والد آپاتیت را تشخیص داد (Moore and Modabberi, 2003). آپاتیت‌های مربوط به نفوذی‌های کالک‌آلکان (شکل ۱۸) درجه تفکیک‌پذیری متوسط را نشان می‌دهند. اغلب کنسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا در

جدول ۳- مقادیر عناصر کمیاب خاکی آپاتیت‌های گزستان (کلیه مقادیر بر حسب ICP-MS ppm)

Sam.No	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
G-40	570	1100	2290	340	1230	216	16.5	213	26.8	144	23.9	76.4	9.93	59.2	6.73
G-40	727	3120	5920	857	3250	538	41.1	543	66.7	354	53.7	171	21.8	121	13.6
G-42	550	521	1150	163	605	105	9.15	98.2	11.8	60.8	9.4	29.8	3.79	22.3	2.5
G-43	612	2030	4420	622	2360	422	28.2	454	58.6	328	52.7	171	22.8	130	14.1
G-44	697	312	622	92.4	362	65.6	5.75	69.2	9.35	53.2	8.63	29	3.98	24	2.76
G-45	565	2720	5560	748	2780	433	31.1	424	45.2	307	48.7	159	20.6	114	12.3
G-46	581	2290	4970	728	2810	506	31	502	59.8	327	49.6	160	20.4	116	12.1
G-49	583	305	634	93	358	63.9	5.6	69.2	9.36	53.4	8.97	30.1	4	24.5	2.69



شکل ۱۸- A) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی (نرمال شده به کندریت) مربوط به کانی آپاتیت در کانسار گزستان؛ B) کانسارهای تیپ کایرونا در دیگر نقاط جهان (Frietsch and Perdahl, 1995).

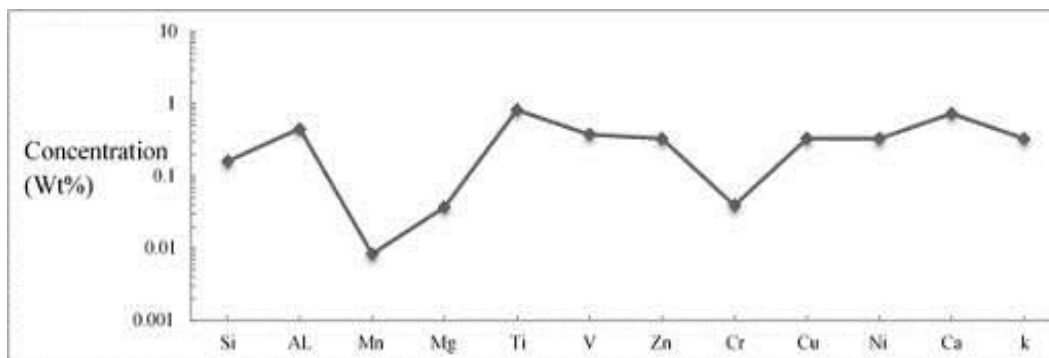


شکل ۱۹- نمودار مثلثی OH-F-Cl (A) آپاتیت‌های کانسار گزستان؛ B) اسفوردی (Torab and Lehmann, 2007). مقادیر نسبت‌های اتمی برای OH، F و Cl با روش Piccoli و Candela (۲۰۰۲) محاسبه شده است.

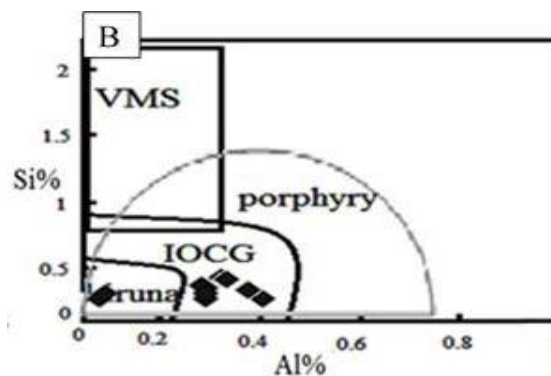
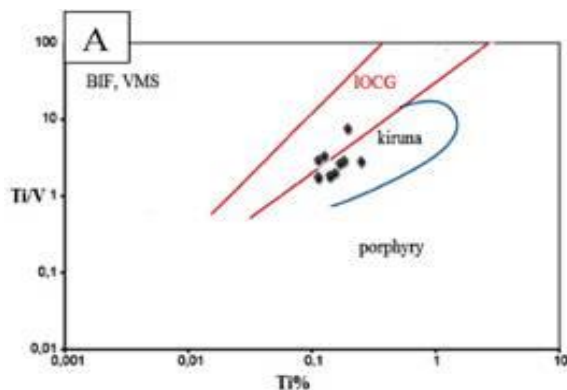
به Ti/V (شکل ۲۱- A) و نمودار Si نسبت به Al (شکل ۲۱- B) نمونه‌های مگنتیت گزستان در محدوده کانسار کایرونا قرار می‌گیرند. در نمودار Si نسبت به Al ، کانسار کایرونا زیر مجموعه‌ای از کانسار IOCG است (Beaudoin and Dupuis, 2010).

در نمودار $\delta^{18}O\% - \delta^{13}C\%$ مقادیر مربوط به کلسیت همراه با کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت، در محدوده بین کربنات‌های ماگمایی و کربنات‌های دریایی کامبرین قرار می‌گیرد (شکل ۲۲). با توجه به این که کلسیت‌های مطالعه شده از نظر زمانی و مکانی با کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت ارتباط تنگاتنگی دارند، می‌توان نتیجه گرفت کانه‌زایی توسط سیالات ماگمایی (Magmatic fluid) به وجود آمده است یا در اثر اختلاط سیالات ماگمایی با آب دریا در مراحل نهایی تشکیل کانسار، شکل گرفته است.

بر اساس پژوهش‌های Beaudoin و Dupuis (۲۰۱۱)، کانی مگنتیت در انواع مختلف کانسارهای آهن، ترکیب شیمیایی مختلفی دارد و ترکیب این کانی می‌تواند در شناسایی کانسارهای مختلف نقش مهمی داشته باشد. در مگنتیت کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا، Ca ، Cr و Mn کم‌وبیش پایین و Ni و V اندکی بالا است. Nyrström و Henriquez (۱۹۹۴) نیز پیشنهاد می‌کنند که مگنتیت کانسنگ آهن آپاتیت‌دار توسط مقدار بسیار اندک Cr و مقدار کم‌وبیش بالای V مشخص شود. الگوی عناصر یاد شده در مگنتیت‌های کانسار گزستان نیز مشابه کانسارهای تیپ کایرونا است. با این تفاوت که مقدار Ca در کانسار گزستان به سبب حضور کلسیت به صورت رگچه‌های مویینه در داخل مگنتیت، کم‌وبیش بالا است (شکل ۲۰). در نمودار Ti نسبت

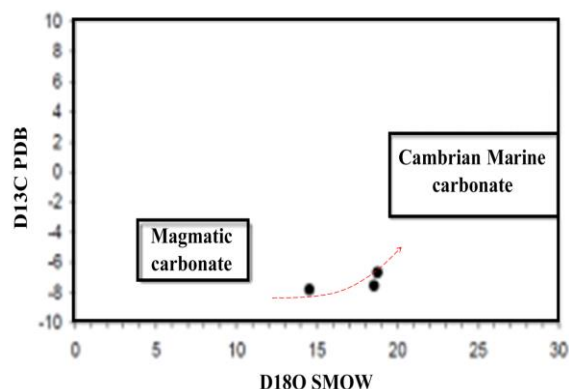


شکل ۲۰- نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و اصلی کانی مگنتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان. در این نمودار میانگین فراوانی این عناصر در ۱۸ نقطه مگنتیت محاسبه و رسم شده است.



شکل ۲۱- A) نمودار Ti/V نسبت به Ti برای کانسار گزستان (Beaudoin et al., 2006) B) نمودار Si نسبت به Al (Beaudoin and Dupuis, 2010). داده‌ها بر اساس تجزیه‌های ریزکاو الکترونی مگنتیت است.

شکل ۲۲- نمودار ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}\%$ نسبت به $\delta^{18}\text{O}\%$ در کلسیت‌های همراه با کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت کانسار گزستان (Ohmoto, 1986).



بحث

با توجه به داده‌های موجود، کانسار گزستان با کانسارهای تیپ اکسید آهن آپاتیت‌دار قابل مقایسه است. کانسارهای مگنتیت-آپاتیت‌دار با Ti و P اندک (کانسارهای تیپ کایرونا) همراه با سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان تا آلکان، زیررده کانسارهای IOCG محسوب می‌شوند (Williams, 2010; Groves *et al.*, 2010). این کانسارها در حوضه‌های کششی پشت قوس پهنه فرورانش، ریف‌های درون قاره‌ای، نقاط داغ داخل قاره‌ای، کمان‌های ماگمایی قاره‌ای و حوضه‌های کششی پس از برخورد قاره‌ای تشکیل می‌شوند (Hitzman, 2000). با توجه به جایگاه تکتونیکی کانسارهای تیپ کایرونا و موقعیت زمین‌ساختی ایران، احتمال وجود این نوع کانسارها در ایران زیاد است و تاکنون پژوهشگران بسیاری (Torab, Jami, 2005; Moore and Modabber, 2003; Stosch *et al.*, 2011; Bonyadi *et al.*, 2011; 2008) این ذخایر را مطالعه کرده‌اند. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های میزبان کانسار گزستان موقعیت کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ای را پیشنهاد می‌کند. موقعیت تکتونیکی، ترکیب شیمیایی محلول ماگمایی را کنترل می‌کند. به طوری که کانسارهای تیپ کایرونا که در محیط‌های ریف‌های درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند، حاوی مقدار در خور توجهی از عناصر La، Ce و P است. در صورتی که در پهنه فرورانش فراوانی این عناصر کمتر است و فراوانی اورانیوم بیشتر است (Hitzman *et al.*, 1992). علاوه بر این، بی‌هنجاری منفی P در سنگ‌های ماگمایی می‌تواند به علت تشکیل آپاتیت باشد (Cox *et al.*, 1979). عنصر P در ریولیت رفتاری سازگار داشته و در ساختمان کانی آپاتیت وارد می‌شود (Rollinson, 1993). تهی‌شدگی Nb و Ti به جدایش کانی‌های تیتان‌دار (نظیر: اسفن و ایلمنیت) مرتبط است. از سوی دیگر، بعضی از پژوهشگران نظیر Edwards و همکاران (۱۹۹۴) تهی‌شدگی عناصر بیان شده را به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای پهنه فرورانش مرتبط دانسته‌اند. زیرا در شرایطی که فوگاسیته اکسیژن بالا باشد، دمای بیشتری برای ذوب کانی‌های تیتان‌دار نیاز است. الگوی REE سنگ میزبان، تهی‌شدگی Eu را نشان می‌دهد که از ویژگی ماگماهای مرتبط با پهنه‌های فرورانش است (Nagudi *et al.*, 2003). محتوای بالای عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در ماگمای اسیدی، می‌تواند نشانه تمرکز فازهای سیال در ماگمای اسیدی در هنگام جدایش ماگما باشد (Kogiso *et al.*, 1997). از سوی دیگر، این موضوع می‌تواند دلیلی بر نقش بسیار مهم ژنتیکی پوسته زیرین در تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های ریولیتی باشد (Nakamura, 1974). در مورد منشأ کانسارهای تیپ کایرونا نظرات مختلفی ارایه شده است و فرآیندهای مختلفی را برای تشکیل آنها در نظر گرفته‌اند که از جمله این سازوکارها می‌توان به تشکیل این کانسارها به صورت رگه‌های گرمایی یا جان‌سینی (Barton and

(Johnson, 2000) کانسارهای برون‌دمی-رسوبی (Para, 1973)، جدا شدن مذاب اکسید آهن اختلاط ناپذیر از مذاب غنی از سیلیس حین سرد شدن ماگما (Henriquez *et al.*, 2004) و ذوب بخشی یا ذوب کامل سنگ‌های پوسته‌ای غنی از آهن (Naslund *et al.*, 2002) اشاره کرد. در موارد اول و دوم، انتقال آهن به صورت ترکیبات محلول در سیال بوده و تفاوت اصلی آنها با یکدیگر در چگونگی ته‌نشینی و مکان ته‌نشینی آهن است. در موارد سوم و چهارم، انتقال آهن به صورت ماگمای غنی از آهن انجام می‌شود. پژوهش‌های انجام شده روی سیالات درگیر مربوط به سیستم‌های ماگمایی-گرمایی نشان می‌دهد که Fe یکی از اجزای محلول در سیالات گرمایی دما بالا است. از سوی دیگر، پژوهش‌ها نشان می‌دهد که این کانسارها حاصل فعالیت محلول‌های دما بالا و سیالات گرمایی است (Barton and Johnson, 2000؛ Hitzman, 2000؛ Jami, 2005؛ Bonyadi *et al.*, 2011). به عقیده Borrok و همکاران (۱۹۹۸) و Jami (۲۰۰۵) سیال گرمایی منشأ ماگمایی دارد و در مراحل آخر، سیال شوری بالا و دمای کمتری داشته و مخلوطی از سیال ماگمایی و جوی (آب دریا) بوده است. مطابق نظر Sillitoe و Burrows (۲۰۰۳) دگرسانی سدیک-کلسیک نتیجه چرخش سیالاتی با شوری بالا و مشتق شده از ماگمای اسیدی-حد واسط است. در بسیاری از کانسارها و سیستم‌های گرمایی، سیالاتی از چندین منشأ (ماگمایی، دگرگونی، رسوبی و جوی) به اثبات رسیده است (Barton and Johnson, 2000). Oreskes و Einadui (۱۹۹۲) با مطالعه سیالات درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار در کانسار المپیک دم، به این نتیجه رسیدند که سیالات ماگمایی نخستین منجر به ته‌نشست مگنتیت و آپاتیت اولیه شده است. برش‌های غنی از هماتیت و آپاتیت‌های برشی شده، نتیجه فعالیت سیالات جوی یا آب دریا بوده است. پژوهش‌های ایزوتوپی Sr و Cl روی تعدادی از کانسارهای IOA و IOCG (الرومرال در آمریکای جنوبی) نشان می‌دهد که طیفی از سیالات کانه‌زا با منشأ متفاوت در این کانه‌زایی دخیل بوده‌اند (Chiaradia *et al.*, 2006). در تشکیل کانسارهای کندلاریا، رائل-کندستیل (Raul-Condostable) و سوسگو (Sossego) که از کانسارهای IOCG هستند، ترکیبی از سیالات ماگمایی و شوراب‌های حوضه‌ای دخالت داشته‌اند. مطالعه ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در کانسار گزستان نیز نشانگر آن است که سیال ماگمایی در کانه‌زایی نقش داشته است اما در مراحل پایانی با آب دریا به تعادل رسیده است. شوری بالا و دمای پایین همگن شدن سیالات درگیر در آپاتیت‌ها و کوارتزهای مراحل پایانی کانسار گزستان نیز بیانگر اختلاط سیالات داغ ماگمایی با سیالات شور و سرد مانند آب دریا است. در کانسار اسفوردی همانند کانسار گزستان سه نسل آپاتیت تشخیص داده شده است. Jami (۲۰۰۵) با توجه به دمای همگن شدن سیالات درگیر و پژوهش‌های ایزوتوپی در کانسار اسفوردی، پیشنهاد می‌کند کانه‌زایی آپاتیت‌های نسل اول از یک سیال ماگمایی تشکیل شده است و آپاتیت‌های نسل دوم و سوم حاصل واکنش سیال ماگمایی با یک سیال سرد با شوری بالا بوده که ممکن است با توالی‌های تبخیری و سنگ‌های آتشفشانی منطقه به تعادل رسیده باشد. Jami (۲۰۰۵) توسط حضور مجموعه‌ای از سیالات درگیر در آپاتیت و کوارتزهای همراه، حضور دگرسانی‌های گرمایی گسترده، توسعه سیستم کانه‌زایی اکسید آهن-فسفر با بافت‌های بارز و ارتباط تنگاتنگ آنها با ته‌نشست سیال گرمایی، نقش سیالات گرمایی را در تکامل و شکل‌گیری کانسار اسفوردی مطرح می‌کند. با وجود چنین ویژگی‌هایی در کانسار گزستان، می‌توان نقش سیالات ماگمایی را در تکامل و شکل‌گیری این کانسار مؤثر دانست که در مراحل پایانی آب دریا نیز وارد سیستم شده است. یکی از ویژگی‌های بارز کانسارهای IOCG و IOA Iron Oxide-Apatite) یا تیپ کاپرونا، حضور متاسوماتیسم‌های گسترده در اطراف کانسار است که با تشکیل اکتینولیت، سیلیس، کلریت، کلسیت و مقداری تورمالین،

پتاسیم-فلدسپار و آلانیت همراه است (Barton and Johnson, 2000؛ Barton, Corriveau *et al.*, 2007) و Johnson (۲۰۰۰) معتقدند دگرسانی‌های گسترده، محصول سیستم‌های گرمایی بزرگ است. با توجه به این که دگرسانی گرمایی (همانند دگرسانی سدیک-کلسیک) در چنین مناطقی شدید است، می‌توان نتیجه گرفت که سیالاتی با شوری بالا و نسبت‌های بالای سیال به سنگ، مسبب این دگرسانی‌ها بوده‌اند (Partington and Williams, 2000). دما در ایجاد دگرسانی‌های مختلف نقش مهمی ایفا می‌کند. دگرسانی پتاسیک در اثر کاهش دما با افزایش میزان KCl در سیال گرمایی تشکیل می‌شود. در درجه حرارت‌های بالا، فلدسپار پتاسیم به طور معمول اورتوز است در صورتی که در درجه حرارت پایین، میکروکلین تشکیل می‌شود. به طور کلی، فلدسپارهای پتاسیم‌دار گرمایی نخستین، مستعد جانمایی توسط سربیسیت هستند که این پدیده در کانسار گزستان نیز مشاهده می‌شود. به کمک الگو و گسترش دگرسانی در کانسار گزستان می‌توان نتیجه گرفت که این کانسار زیر گروه کانسارهای نوع IOCG و زیررده نوع کایرونا است. بیشتر مگنتیت‌های موجود در کانسار مگنتیت-آپاتیت در درجات مختلف تحت تأثیر پدیده مارتیتی شدن قرار گرفته‌اند.

خاستگاه کانسار گزستان: کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان با داشتن بافت توده‌ای تا برشی و غنی بودن از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و مقادیر پایین Ti، به کانسارهای کایرونا سوندد شباهت دارد. کانه‌زایی در این کانسار توسط سیال گرمایی کانه‌زا با منشأ ماگمایی درون سنگ‌های آتشفشانی کامبرین زیرین رخ داده است. سیالات جوی (آب دریا) نیز در مراحل پایانی تشکیل کانسار وارد سیستم شده است. جوشش و اختلاط سیالات دو عامل مهم برای ته‌نشست کانسارها است و باعث فوق اشباع شدن سریع سیال گرمایی و ته‌نشست کانسار می‌شود (Wilkinson, 2001). در میانبرهای سیال آپاتیت نسل سه، همچون میانبار سیال تک‌گازی و وجود میانبرهای سیال با شوری‌های متفاوت که در دمای بالای همگن می‌شوند، آثار جوشش دیده نشده است (Drummond and Ohmoto, 1985). بنابراین، به نظر می‌رسد در تشکیل کانسار گزستان جوشش نقشی در ته‌نشینی کانه‌ها نداشته است و فرآیند اختلاط که بر اساس پژوهش‌های ایزوتوپی و داده‌های میانبرهای سیال تأیید شده است، مکانیسم اصلی ته‌نشینی کانه‌ها به ویژه در مراحل پایانی بوده باشد. این گروه از ذخایر توسط فرآیندهای گرمایی در سطوح کم عمق پوسته تشکیل می‌شوند. هر چند ممکن است با ماگماتیسیم موجود در سطوح عمیق‌تر زمین نیز در ارتباط باشد (Hitzman *et al.*, 1992).

در کانسار گزستان ذخایر غنی از مگنتیت، از سیالات ماگمایی غنی از اکسید آهن آپاتیت‌دار در محیط‌های نیمه عمیق تشکیل شده است. آپاتیت در این کانسار از جمله کانی‌های همراه با مگنتیت است. حضور فسفر در ماگما، باعث پایین آمدن دمای انجماد مگنتیت و ورود آهن به سیالات در دماهای پایین شده و باعث کانه‌زایی در مناطق برشی و فضا‌های خالی گسل‌ها می‌شود (Nabatiyan *et al.*, 2012).

از سوی دیگر، حضور سنگ‌های تبخیری در سری‌های ریزو و دزو باعث افزایش شوری سیالات شده است و افزایش شوری سیالات گرمایی، ظرفیت را برای انحلال و انتقال عناصر به ویژه آهن افزایش می‌دهد. کاهش فشار در محل گسل‌ها و شکستگی‌ها منجر به ته‌نشست مگنتیت شده است. در همین زمان به دلیل کاهش میزان Mg در سیال (در اثر دگرسانی)، آپاتیت امکان تشکیل پیدا کرده است. زیرا حضور فراوان Mg در سیال مانعی برای تشکیل کانی آپاتیت است (Stauffer, 1982). پس از آن سیالی غنی از U، REE و Th وارد سیستم شده و منجر به غنی شدن زمینه کانسار و سنگ میزبان از این عناصر شده است و همچنین، کانی‌هایی مانند: مونازیت و آلانیت همراه با نسل دوم آپاتیت‌ها تشکیل شده‌اند. سرانجام، ماهیت سیال تغییر

یافته است و سیال غنی از Ca یا Na فعالیت خود را دوباره آغاز می‌کند. در نهایت، سیلیس و کلسیت به همراه بخش دیگری از کانه‌زایی رخ داده است. تشکیل پیریت (\pm کلسیت \pm کالکوپیریت) به ویژه در امتداد گسل‌ها را می‌توان به یک فعالیت گرمابی دما پایین تأخیری نسبت داد (Cliff and Richard, 1992).

نتیجه‌گیری

بر مبنای طبقه‌بندی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی، سنگ‌های آذرین در منطقه گزستان به دو گروه بازیک (به طور عمده دیوریت و دیوریت‌گابرو) و اسیدی (ریولیت و ریوداسیت) تقسیم می‌شوند. سنگ‌های اسیدی ماهیت کالک‌آلکان دارد و مشابه با دیگر کانسارهای تیپ کایرونا، در ارتباط با فرآیند فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس قدیم به زیر ایران مرکزی است. الگو و نمودار پراکندگی عناصر نادر خاکی بیانگر غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. الگوی REE آپاتیت نیز مشابه سنگ‌های اسیدی در بر گیرنده است. با این تفاوت که میزان REE سنگ درون‌گیر کمتر از آپاتیت است. این شباهت، ارتباط ژنتیکی نزدیکی را بین آنها نشان می‌دهد. پژوهش‌های صحرایی، پتروگرافی و مینرالوگرافی نشان می‌دهد که کانی‌سازی کانسار گزستان در سنگ در بر گیرنده به صورت اپی‌ژنتیک است و محلول‌های هیدروترمال هم‌منشأ با سنگ میزبان در حمل و تمرکز فلزات نقش اساسی داشته است. به این صورت که محلول گرمابی پس از تشکیل سنگ درون‌گیر به درون سنگ نفوذ کرده و در مناطق گسله و شکستگی‌ها باعث کانه‌زایی آهن و آپاتیت شده است. انتقال آهن و فسفر توسط سیالات گرمابی ماگمایی رخ داده است. آب دریا نیز در مراحل پایانی تشکیل کانسار وارد سیستم کانه‌زایی شده است و در تشکیل نسلی از کانه‌زایی نقش ایفا نموده است. شواهدی از قبیل: مشاهدات صحرایی، ساخت و بافت، ژئومتری، سنگ درون‌گیر، ژئوشیمی، کانی‌شناسی و دگرسانی، همگی بیانگر آن است که کانسار گزستان از کانسارهای اکسید آهن آپاتیت‌دار تیپ کایرونا و زیررده کانسارهای IOCG به حساب می‌آید. محتوا و الگوی عناصر نادر خاکی، تهی‌شدگی Eu، عدم تهی‌شدگی Ce و ترکیب آپاتیت، مشابه آپاتیت با منشأ ماگمایی است و نظریه رسوبی بودن این نوع ذخایر را رد می‌کند.

سپاسگزاری

دادن پاره‌ای از اطلاعات قدردانی می‌شود. همچنین، از زحمات جناب آقای دکتر هاشم باقری در مطالعه سیالات درگیر و نظرات ارزشمندشان سپاسگزاری می‌شود.

نگارندگان از حمایت مادی و معنوی دانشگاه اصفهان در به ثمر رسیدن پژوهش حاضر تقدیر و تشکر می‌نمایند. همچنین، از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به خاطر در اختیار قرار

منابع

- Barton, M. D. and Johnson, D. A. (2000) Alternative brine source for Fe-oxide (Cu-Au) systems: implications for hydrothermal alteration and metals. In: Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective (Ed. Porter, T. M.). Australian Mineral Foundation 10: 43-60.
- Beaudoin, G. and Dupuis, C. (2010) Iron-oxide trace elements fingerprinting of mineral deposit types. In: Exploring for iron oxide copper- gold deposits: Canada and global analogues. (Eds. Corriveau, L. and Mumin, H.) Short Course 20: 111-126. Geological Association, Canada.
- Beaudoin, G., Gosselin, P. and Jébrak, M. (2006) La composition des oxides de fer: un nouvel outil d'exploration. Colloque De Launay 14: 122-124.
- Bonyadi, Z., Davidson, G., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F. (2011) Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: insights from paragenesis and geochemistry. *Chemical Geology* 281: 253-269.
- Borrok, D., Kesler, S., Boer, R. and Essene, E. (1998) Vergenoeg magnetite-fluorite deposit, south Africa: support for a hydrothermal model for massive iron oxide deposits. *Economic Geology* 93: 564-86.
- Chiaradia, M., Banks, D., Cliff, R., Marschik, R. and De Haller, A. (2006) Origin of fluids in iron oxide-copper-gold deposits: constraints from ^{537}Cl , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Cl/Br . *Mineral Deposits* 41: 565-573.
- Cliff, R. A. and Richard, D. (1992) Isotope systematic of the Kiruna magnetite ores, Sweden: part 1. evidence for a secondary event 400 m. y. after ore formation. *Economic Geology* 87: 1121-1129.
- Corriveau, L., Ootes, L., Mumin, H., Jackson, V., Bennett, V., Cremer, J. F., Rivard, B., McMartin, I. and Beaudoin, G. (2007) Alteration vectoring to IOCG (U) deposits in frontier volcano-plutonic terrains, Canada. In: Proceedings of Exploration 7th Decennial International Conference on Mineral Exploration, Geological Survey of Canada, Quebec, Canada.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) Interpretation of igneous rocks. Allen & Unwin, Sydney.
- Daliran, F. (2002) Kiruna-type iron oxide-apatite ores and 'apatites' of the Bafq district, Iran with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites. In: Hydrothermal iron oxide copper gold and related deposits. a global perspective (Ed. Porter, T. M.) PGC Publishing 2: 303-320. Adelaide, Australia.
- Drummond, S. E. and Ohmoto, H. (1985) Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology* 80: 126-147.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G. (2011) Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineral Deposits* 46: 319-335.
- Edwards, C. M. H., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F., Morrid, J. D., Leeman, W. P. and Harmon, R. S. (1994) The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgit-Beser complex, east Java, Indonesia. *Journal of Petrology* 35: 1557-1595.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J. (1981) Skarn deposits. *Economic Geology* 75: 201-215.
- Evans, A. M. (1987) An introduction to ore geology, 2nd edition, Blackwell Publishing, Oxford.

- Fazlikhani, T. and Sepehrirad, R. (2012) Final report of estimating reserves from iron-phosphate Gazestan deposit. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (in Persian).
- Foley, S. F. and Wheller, G. E. (1977) Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks: the role of titanites. *Chemical Geology* 85: 1-18.
- Frietsch, R. (1978) On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. *Economic Geology* 73: 478-85.
- 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 Review* 9: 489-510.
- Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D. and Hitzman, M. W. (2010) Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology* 105: 641-654.
- Harlov, D. E., Anderson, U. B., Forster, H., Nystrom, J. O., Dulski, P. and Broman, C. (2002) Apatite monazite relations in the kirunavaara magnetite apatite ore, northern Sweden. *Chemical Geology* 191: 47-72.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mttchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Petrology* 48: 2341-2356.
- Henriquez, F., Naslund, H. R., Nystrom, J. O. and Naranjo, J. A. (2004) Igneous textures in magnetite eruptive products at El Laco, Chile. *Economic Geology* 98: 1497-1502.
- Hitzman, M. W. (2000) Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when and why. In: *Hydrothermal iron copper gold and related deposits* (Ed. Porter T. M.) PGC publishing 1: 9-25. Adelaide, Australia.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N. and Einaudi, M. T. (1992) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research* 58: 241-287.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Jamali, H. and Dorri, M. B. (2003) *Geology map of Gazestan 1:1000*, Mines and Geological Survey of Iran, Tehran.
- Jami, M. (2005) *Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate-iron deposit, Bafq area, Central Iran*. PhD Thesis, University of New South Wales, Wales, Australia.
- Kerr, I. D. (1998) *Mineralogy, chemistry and hydrothermal evolution of the Pea Ridge Fe-oxide-REE deposit, Missouri, USA*. MSc thesis (unpublished), University of Windsor, Ontario, Canada.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y. and Nakano, S. (1997) Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth Planet Science* 148: 193-205.
- Mokhtari, M. A. A., Hosseinzadeh, G. and Emami, M. H. (2013) Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System and Sciences* 122: 795-807.
- Moore, F. and Modabberi, S. (2003) Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq mining district, Central Iran: New isotopic and geochemical evidence. *Journal of Science* 14: 259-269.
- Muller, D. G. D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I. (1992) geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting. a pilot study. *Minral Petrology* 46: 256-289.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Daliran, F. and Rashidnejad, N. (2012) Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite ore deposit in the Cenozoic Alborz-Azarbaijan magmatic belt, NW Iran. *Resource Geology* 63: 42-56.

- Nadimi, A. R. (2007) Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research* 12: 324-333.
- Nagudi, N., Kobrel, C. and Kurat, G. (2003) Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda and implications for its origin. *Journal of African Earth Science* 36: 1-14.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta Journal* 38: 757-775.
- Naslund, H. R., Henríquez, F., Nyström, J. O., Vivallo, W. and Dobbs, F. M. (2002) Magmatic iron ores and associated mineralization: Examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera. In: *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective* (Ed. Porter, T. M.) 2nd edition, 207-226. Porter Geo Consultancy (PGC) Publishing, Adelaide.
- National Iranian Steel Corporation (NISCO) (1975) Report on detailed exploration of Se-Chahun iron ore deposit in Central Iran. International report Geology Survey of Iran, Tehran.
- National Iranian Steel Corporation (NISCO) (1980) Result of search and valuation works at magnetic anomalies of the Bafq iron ore region during 1976-1979. International report Geology Survey of Iran, Tehran.
- Nyström, J. O. and Henriquez, F. (1994) Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology* 89: 820-839.
- Ohmoto, H. (1986) Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: *Stable isotopes and high temperature geological processes* (Eds. Valley, J. W., Taylor, H. P. and O'Neil, J. R.) 16: 460-91. Mineralogical Society, America.
- Oreskes, N. and Einaudi, M. T. (1992) Origin of hydrothermal fluids at Olympic dam: preliminary results from fluid inclusion and stable isotopes. *Economic Geology* 87: 64-90.
- Partington, G. A. and Williams, P. J. (2000) Proterozoic lode gold and iron-copper-gold deposits: a comparison of Australian and global examples. *Economic Geology* 13: 69-101.
- Pearce, J. A. (1984) Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: *Andesites: orogenic andesites and related rocks* (Ed. Thorpe R. S.) 956-983. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Piccoli, P. M. and Candela, P. A. (2002) Apatite in igneous systems. In: *Phosphates geochemical, geobiochemical and material importance* (Eds. Kohn, M. J., Rokovan, J. and Hughes, J. M.) *Reviews in mineralogy and geochemistry* 48: 225-292. Mineralogical Society, America.
- Ramezani, J. (1997) Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand area, Central Iran. PhD thesis, University of Washington, Sant Louis, Missouri.
- 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: 622-665.
- Rasa, A. (2000) Distribution of REE and Nb in Iron-Apatite of Bafq district. *Journal of Scientific, Mine and Metal* 5: 76-72 (in Persian).
- Redman, P. W. and O'Reilly, W. (1970) the synthesis and inversion of nonstoichiometric titanomagnetites. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 4: 121-128.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, London.
- Shelley, D. (1991) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- Sillitoe, R. H. and Burrows, D. R. (2003) New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile. *Economic Geology* 97: 1101-1109.
- Stauffer, R. E. (1982) Fluorapatite and fluorite solubility controls on geothermal waters in Yellowstone

- National park. *Chemical Geology* 46: 465-474.
- Stosch, H. G., Romer, R. L., Daliran, F. and Rhede, D. (2011) Uranium-lead ages of apatite from iron oxide ores of the Bafq district, east-Central Iran. *Mineral Deposita* 46: 9-21.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantel composition and processes. *Geology Society* 42: 313-34.
- Torab, F. M. (2008) Geochemistry and metallogeny of magnetite-apatite deposits of the Bafq mining district, Central Iran. PhD thesis, Technical University of Clausthal, Clausthal-Zellerfeld, Germany.
- Torab, F. M. and Lehmann, B. (2007) Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine* 71: 347-363.
- Wilkinson, J. J. (2001) Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55: 229-272.
- Williams, P. J. (2010) Classifying IOCG deposits. In: Exploring for iron-oxide copper-gold deposits Canada and global analogues (Eds. Corriveau, L. and Mumin, H.) Short course notes 20: 11-19. Geology Association, Canada.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Geochemistry and genesis of magnetite-apatite mineralization in Gazestan, east of Bafq

Golrokh Hafezian and Hemayat Jamali *

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The Gazestan iron oxide-apatite deposit, is located 78 km east of Bafq at the Posht-e-Badam- Bafq block. Different kinds of lower Cambrian volcanic and subvolcanic rocks ranging from basic to felsic, outcrop in Gazestan area. Felsic volcanic rocks mainly are associated with orogenic phase and considered as an arc magmatism. In Gazestan deposit, host rocks display extensive alteration that can be classified into six groups including Sodic-calcic, potassic, sericitic, carbonates, silicic, chlorite \pm actinolite \pm epidote and tourmaline alterations. Chlorite \pm actinolite \pm epidote alteration is well developed throughout the Gazestan deposit. The ore body is mainly magnetite-apatite with less sulfides (Pyrite-Chalcopyrite) and REE minerals (allanite-monazite) which occur as breccia, banded, massive, stockwork and vein in altered volcanic rocks. Three generations of apatite are recognized which the second generation is usually enriched in REE minerals (monazite). The homogenization temperature of apatite (III) was calculated between 130-200 °C. The REE pattern of apatites show strong LREE enrichment with negative Eu and HREE anomaly. Magmatic fluids with high amounts of P, Fe and REE are responsible for the ore formation at the first stages. At the final stage of mineralization, meteoric (marine) waters mixed with the magmatic fluids, causing decrease in temperature and precipitation of late apatite and gangue minerals (calcite and quartz). The Gazestan deposit share many similarities with the Kiruna-type deposits (one of the subgroup of IOCG deposits).

Key words: Fluid inclusions, Geochemistry, Kiruna type deposit, Gazestan deposit, Posht-e-Badam-Bafq block

* h.jamali@sci.ui.ac.ir

Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.