

## کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی برای شناسایی شرایط تمرکز عناصر نادر خاکی در آنومالی معدنی C جنوبی

## اسکارن آهن سنگان، خراسان رضوی

بهنام قلی‌پور

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران

علی کنعانیان

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران

شجاع الدین نیرومند

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۳/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۲/۲۷

Kananian@ut.ac.ir

## چکیده

آنومالی C جنوبی از آنومالی‌های بخش غربی معدن آهن سنگان است که در پی نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی به درون سنگ‌های کربناته، متحمل کانی‌سازی اسکارن کلسیمی غنی از مگنتیت شده است. در اسکارن‌ها و کانسنگ آهن به ترتیب میزان فراوانی LREE از ۲۶/۵۹-۳۰۵/۹۱ و ۵۴/۹۵-۱۴۷/۱۴ و HREE از ۴۵/۸۶-۵/۷۹ و ۱۴۷/۱۴-۵۴/۹۵ پی‌پی‌ام در تغییر است. نسبت‌های  $(La/Yb)_N$  و  $(Gd/Yb)_N$  در اسکارن‌ها به ترتیب ۳/۳۸-۱۸/۳۸ و ۲/۲-۸/۶۹ و در کانسنگ آهن به ترتیب ۰/۳۶-۰/۸۶ و ۱۰/۱۶-۵/۸ است که نشان می‌دهد اسکارن‌ها از عناصر نادر خاکی سبک بیش از عناصر نادر خاکی سنگین غنی شده‌اند. بالا بودن نسبت LREE/HREE در اسکارن‌ها و کانسنگ آهن، احتمالاً بیانگر غنی‌تر بودن سیال کانی‌ساز از Cl نسبت به F می‌باشد. همچنین نسبت La/Y اسکارن‌ها و کانسنگ آهن به ترتیب بین ۰/۴۴-۵/۹۵ و ۲/۴-۰/۵ در تغییر است که نشان دهنده تشکیل اکثر نمونه‌ها در محیطی با pH قلیایی است. نسبت  $Ce/Ce^*$  در اسکارن‌ها و کانسنگ آهن به ترتیب بین ۰/۱۸-۰/۸۴ و ۰/۱۵-۰/۰۲ در تغییر است و حضور یک آنومالی منفی مشخص از Ce وجه مشخصه الگوهای REE است. براساس مقادیر  $Ce/Ce^*$  و  $(Pr/Yb)_N$  می‌توان نتیجه گرفت که سیالات عامل کانی‌سازی، عمدتاً متشکل از آب‌های ماگمایی به همراه مقادیر کمتری آب‌های جوی بوده‌اند.

کلمات کلیدی: آنومالی C جنوبی، معدن آهن سنگان، اسکارن کلسیمی، عناصر نادر خاکی، سیالات ماگمایی

## مقدمه

معادن سنگ آهن سنگان در استان خراسان رضوی، در ۳۰۸ کیلومتری جنوب شرق مشهد، ۴۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان خواف و ۱۸ کیلومتری شمال شرق شهر سنگان قرار گرفته است. این معادن در گستره‌ای به طول تقریبی ۲۶ کیلومتر و عرض حدود ۸ کیلومتر از غرب ایران تا مرز افغانستان بین طول‌های جغرافیایی ۲۴' ۶۰° تا ۴۵' ۶۰° و عرض‌های جغرافیایی ۲۶' ۳۴° تا ۳۳' ۳۴° توسعه یافته‌اند. مجموعه معادن سنگان جزئی از کمربند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن به شمار می‌رود که با روند شرقی-غربی در شمال گسل درونه قرار دارند (کریم‌پور، ۱۳۸۲). کریم‌پور (۱۳۸۲) این کمربند را به عنوان کمربند کانی‌سازی تیپ اکسید آهن، مس و طلا (IOCG) در ایران معرفی کرده است که کانسار اسکارن مگنتیت سنگان در شمال آن قرار دارد. مجموعه معادن سنگان به سه ناحیه شرقی، مرکزی و غربی تقسیم شده است و هر کدام شامل چند کانسار می‌باشد. ناحیه غربی شامل کانسارهای A، A'، B، C شمالی و C جنوبی می‌باشد، در ناحیه مرکزی، کانسارهای مهمی به نام‌های دردوی و باغک و در بخش شرقی نیز ۶ آنومالی سنجدک ۱، سنجدک ۲، سنجدک ۳، معدنچو، سم آهنی و فرزنه (فرزنه شمالی، غربی و جنوبی) رخنمون دارند. آنومالی C جنوبی (Cs)، از آنومالی‌های غربی مجموعه معادن سنگ آهن سنگان است (شکل ۱).

عناصر نادر خاکی (REEs یا Rare Earth Elements)، با تشکیل

یون‌های ۳+ ظرفیتی پایدار، خصوصیات شیمیایی بسیار مشابهی دارند و با افزایش عدد اتمی مقداری از شعاع یونی آنها کاسته می‌شود (Henderson, 1984). این عناصر کاربردهای تکنولوژیکی وسیعی در صنایع اتمی، متالورژی، شیمیایی، کاتالیست، الکتریکی و مغناطیسی دارند به ویژه که در چند دهه اخیر تقاضا برای آن‌ها در حد وسیعی رشد یافته است (Seredin and Dai, 2012).

در بین عناصر نادر خاکی، عناصر نادر خاکی سبک LREE نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین HREE درجه ناسازگاری بالاتری دارند، بنابراین تمایل دارند در محصولات پایانی تفریق ماگمایی تجمع یابند (Henderson, 1984). کانسارهای عناصر نادر خاکی در گستره وسیعی از موقعیت‌های ژئودینامیکی تشکیل می‌شوند. مهم‌ترین کانسارهای عناصر نادر خاکی شامل کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت، کربناتیت‌ها، سنگ‌های آذرین آلکان و فوق آلکان، پلاسرها، کانسارهای اسکارنی، کانسارهای فسفاتی، کانسارهای گرانیت-پگماتیت، کوارتزهای گرمایی، لانتانیدهای بازمانده غنی از REE و کانسارهای رگه‌ای فلئورین-باستنازیت همراه سازندهای آهن می‌باشد (Jaireth et al., 2014). بنابر این یکی از منابع مهم عناصر نادر خاکی، کانسارهای اسکارنی می‌باشند. کانسارهای اسکارنی، ذخایر اپی ژنتیک، متاسوماتیکی هستند که در سنگ‌های غنی از کربنات در هاله‌های کنتاکت توده‌های نفوذی تشکیل می‌شوند.

(شکل ۲) و از واحدهای سنگی گرانیتوئیدی، ولکانیکی (داسیت، آندزیت)، اسکارنی، توده مگنتیتی و واحدهای رسوبی (شیل، سیلتستون و سنگ آهک) نمونه برداری صورت گرفته است (جدول ۱). از بین بخش‌های اسکارنی مغزه‌ها تعداد ۳۰ نمونه اسکارن و ۶ نمونه کانسنگ آهن برای مطالعات پتروگرافی و تعیین دقیق فراوانی عناصر نادر خاکی انتخاب شده و در بخش آزمایشگاهی نیز تعداد ۳۰ نمونه اسکارن مقطع نازک، نازک صیقلی و صیقلی در کارگاه تهیه مقطع مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران تهیه شده است. به منظور مطالعه ژئوشیمی عناصر نادر خاکی کانسار اسکارن آهن، تعداد ۳۰ نمونه اسکارن و ۶ نمونه کانسنگ آهن از مغزه‌های حفاری توسط کارشناسان سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (IMIDRO) به روش‌های طیف سنج نشر نوری-پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MSS) در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه قرار گرفته است (جدول ۲).

با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی معادن سنگ آهن سنگان و همراهی این کانسارها با توده‌های نفوذی گرانیتی و تشکیل اسکارن‌های کربناته در اطراف این توده‌ها، بررسی احتمال تشکیل ذخایر REE در اسکارن‌های منطقه از اهمیت قابل توجهی برخوردار است.

نمونه برداری‌های گسترده به عمل آمده توسط سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) از واحدهای سنگی آنومالی C جنوبی بیانگر آن است که این مناطق، مستعد کانی‌زایی عناصر نادر خاکی می‌باشند. هدف از این مطالعه بررسی ماهیت و منشأ سیالات عامل کانی سازی REE، شرایط فیزیکوشیمیایی تمرکز این عناصر و الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در زون اسکارنی واقع در آنومالی C جنوبی معدن سنگ آهن سنگان است.

### روش مطالعه

مطالعات و بررسی‌های انجام شده روی اسکارن‌های این منطقه در دو بخش صحرائی و آزمایشگاهی انجام شده است. تعداد ۵ گمانه به شماره‌های Csk24، Csk65، Csk69 و Csk109 تا اعماق ۳۵۰ متری حفر شده

جدول ۱- موقعیت جغرافیایی گمانه‌های حفاری در آنومالی C جنوبی.

موقعیت جغرافیایی	گمانه‌ها	ردیف
X: ۶۰° ۲۶' ۴۳/۵۳۲" Y: ۳۴° ۲۸' ۴۲/۷۸" Z: ۱۵۹۰/۶	Csk24	۱
X: ۶۰° ۲۶' ۵۵/۲۷۶" Y: ۳۴° ۲۸' ۴۶/۱۸۳" Z: ۱۵۰۳/۳	Csk50	۲
X: ۶۰° ۲۷' ۹/۰۰۱" Y: ۳۴° ۲۸' ۵۴/۰۴۱" Z: ۱۴۷۵/۱	Csk65	۳
X: ۶۰° ۲۶' ۳۱/۷۴۸" Y: ۳۴° ۲۸' ۴۹/۳۲۹" Z: ۱۵۳۲/۱	Csk69	۴
X: ۶۰° ۲۷' ۱۰/۹۶۲" Y: ۳۴° ۲۸' ۴۷/۷۹۵" Z: ۱۴۴۵	Csk109	۵

جوان‌تر با سن ۴۲ تا ۳۹ میلیون سال قبل قطع شده‌اند (Sepidbar et al., 2018; گل‌محمدی و همکاران ۱۳۹۲).

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی موجود در منطقه معدنی سنگان که به ژوراسیک فوقانی و کرتاسه زیرین نسبت داده می‌شوند، از چرت، شیل‌های سیلیسی، سیلتستون و آهک بلورین تشکیل شده‌اند. سنگ‌های کربناته به علت میزبانی توده‌های گرانیتوئیدی بیشتر به اسکارن و مرمر دگرگون شده‌اند و به طرف شرق به صورت آهک بلورین یافت می‌شوند. کانی‌سازی در آن‌ها به صورت انواع اسکارن رخ داده است (کریم‌پور، ۱۳۶۹).

مطالعات پیشین در ناحیه سنگان نشان می‌دهد که کانه‌زایی آهن در منطقه در ۳۹ میلیون سال قبل به وقوع پیوسته است که احتمال می‌رود تزریق توده‌های گرانیتوئیدی به سن ۳۹ میلیون سال، محیط ژئودینامیکی، سیال، حرارت و فلزات لازم برای تشکیل ذخایر اسکارنی منطقه را فراهم کرده باشد (Shafaroudi et al., 2013; Golmohammadi et al., 2015; Malekzadeh Mazhari et al., 2017).

### زمین‌شناسی

مجموعه معادن سنگان یک ذخیره بزرگ و با ارزش اسکارن آهن در کمربند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر- بردسکن به شمار می‌رود. این کمربند با طول بیش از ۳۵۰ کیلومتر، پهنای متغیر ۱۵ تا ۸۰ کیلومتر و امتداد شرقی-غربی در شمال گسل درونه قرار دارد و تا کشور افغانستان ادامه می‌یابد. این کمربند به طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و گاه بازیک شامل داسیت، ریوداسیت، آندزیت، پیروکسن آندزیت، آندزیت-بازالت، لاتیت، تراکی آندزیت، توف، لاپیلی توف و آگلومرا با سن ترشیری تشکیل شده است. توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیبی از گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و آلکالی فلدسپار گرانیت در این سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند (کریم‌پور و ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۸۵).

سنگ‌های آذرین مجموعه ماگمایی سنگان دارای ماهیت کالکوالکانال پرتاسیم تا شوشونیتی شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری با سن ۴۴ تا ۴۲ میلیون سال قبل هستند که توسط سنگ‌های گرانیتوئیدی ویژگی‌های تیپ I

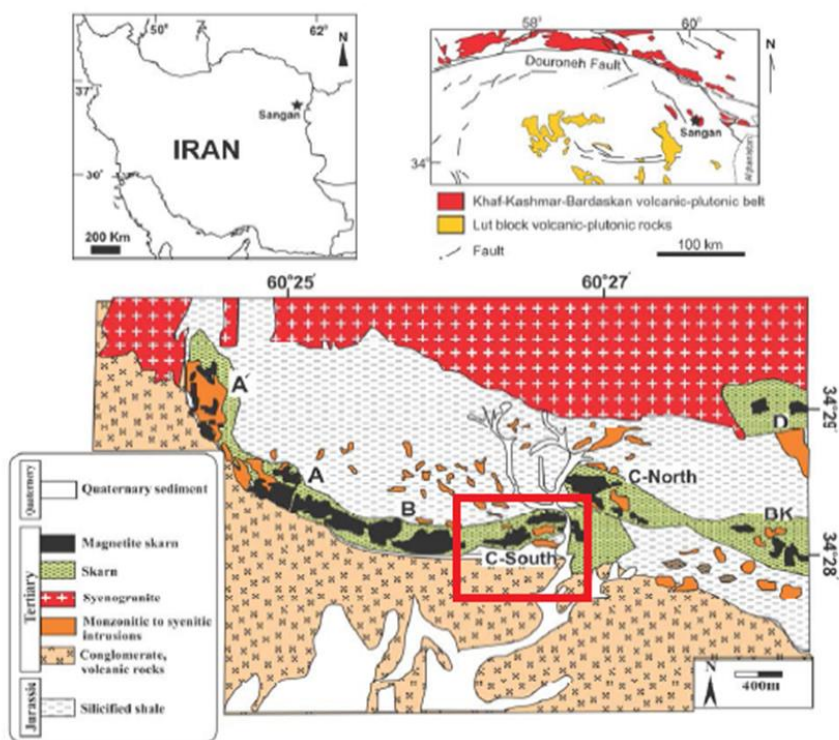
اولتراپتاسیک با  $K_2O$  بیش از ۹ درصد است (گلمحمدی و همکاران، ۱۳۹۲) در حالی است که در مطالعات قبلی از گرانیب سرنوسر با  $K_2O$  کمتر از ۵ درصد به عنوان عامل کانی سازی نام برده می‌شد (Boomery, 1998).

اسکارن سنگان طی دو مرحله اولیه درجه حرارت بالا یا پیش‌رونده و دو مرحله درجه حرارت پائین‌تر یا پس‌رونده به وجود آمد است. بطور کلی از سمت غرب به شرق معدن، اسکارن حرارت بالا به اسکارن حرارت پائین تبدیل می‌شود (مظاهری، ۱۳۸۱). براساس رخنمون‌های سطحی، اسکارن در بخش غربی همبری، با ترکیب کلسیمی و به سمت شرق به تدریج به نوع حاشیه‌ای با ترکیب منیزیمی تبدیل می‌شود. در منطقه سنگ آهن سنگان بر اساس ترکیب شیمیایی و پارائزنگ کانی شناسی به طور کلی دو نوع اسکارن را می‌توان تشخیص داد که شامل اسکارن کلسیمی و اسکارن منیزیمی است. مطابق تعریف به سنگ‌های متاسوماتیکی که از سیلیکات‌های کلسیم، منیزیم، آهن و آلومینوسیلیکات‌ها ساخته شده‌اند و در زون همبری حرارت بالای توده‌های نفوذی در نتیجه تاثیر متقابل کربنات‌ها و محلول‌های ماگمایی به وجود آمده‌اند، اسکارن کلسیمی (آهکی) می‌گویند (Einaudi and Burt, 1982). کانی‌های شاخص این نوع اسکارن شامل گارنت، آمفیبول (اکتینولیت)، پیروکسن، اپیدوت، اسکاپولیت، کربنات، کوارتز، مگنتیت است. اسکارن‌های منیزیمی در سنگ‌های دولومیتی و دیگر سنگ‌های کربناته منیزیم‌دار تشکیل می‌شوند. کانی‌های مهم و شاخص اسکارن منیزیمی عبارت از فلوگوپیت، سرپانتین، فورستریت، تالک، منیزیت، آمفیبول، کلینوکلر، ترمولیت و مگنتیت می‌باشند.

در محدوده آنومالی C جنوبی، سنگ‌های میزبان توده‌های نفوذی بر اثر تحمل دگرگونی مجاورتی، تغییرات شدید فیزیکوشیمیایی و ساختی-بافتی نشان می‌دهند که از آن جمله می‌توان به ظهور اسکارن‌های آمفیبول‌دار در سطح وسیعی از محل تماس توده‌های نفوذی با واحدهای رسوبی و همچنین محو لایه بندی سیلتستون-شیل‌های میزبان اشاره نمود. این زون تحولی میزبان کانی‌سازی آهن به همراه دگرسانی شدید سنگ میزبان است. مگنتیت و هماتیت به صورت رگه، رگچه و توده‌ای بطور درهم آمیخته با سنگ‌های دگرسان و یا درون سنگ‌های آهکی و اسکارن‌ها تشکیل شده‌اند. این محدوده به سبب قرارگیری در نزدیکی ساختار بزرگ گسلی (گسل درونه) به یک محیط تکتونیزه تبدیل شده است. گسل‌های این منطقه به طور کلی روند شمال غرب- جنوب شرق داشته و موازی و هم روند گسل بزرگ درونه هستند. بررسی‌های صحرائی نشان می‌دهد که گسل‌های راندگی در بخش شمالی داری شیب به سمت جنوب و در بخش جنوبی دارای شیب زیاد به سمت شمال هستند.

### سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی اسکارن‌ها

کانی‌سازی آهن در محدوده مورد بررسی از نوع اسکارن مگنتیتی است. مگنتیت مهم‌ترین کانه آهن در معدن سنگان می‌باشد. مگنتیت به صورت جانشینی با بافت متراکم و توده‌ای، پراکنده در متن سنگ، گاهی تکتونیک و در برخی قسمت‌ها به موازات لایه‌بندی اسکارن است (کاهنی، ۱۳۸۳). توده‌های مگنتیتی حاوی ریپدولیت، فرواکتینولیت، سیدریت و مقدار اندکی پیریت است. توده نفوذی معرفی شده به عنوان عامل کانی زایی از نوع گرانیتوئیدهای



شکل ۱- موقعیت معدن آهن سنگان در کمربند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن و موقعیت آنومالی C جنوبی (کادر قرمز رنگ) در کنار دیگر آنومالی‌های کانسار سنگان (عابدی، ۱۳۶۸، تغییرات از گلمحمدی و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۲- موقعیت گمانه‌های حفاری شده در آنومالی C جنوبی بر روی عکس ماهواره‌ای.

امتدادهای مختلف قطع شده‌اند. علاوه بر رگه‌های مگنتیتی در این اسکارن‌ها آثار رگه و رگچه‌های هماتیت، کلسیت و سیلیس نیز حضور دارند (شرکت کاوشگران، ۱۳۸۹).

رگه و رگچه‌های کلسیت به فراوانی درون اسکارن‌ها و سایر واحدهای سنگی به خصوص در واحد برش گسلی تشکیل شده‌اند. در مواردی رگه‌های کلسیتی دارای ضخامتی در حدود ۱۰ تا ۲۰ سانتیمتر و طول ۴۰ تا ۵۰ متر می‌باشند (شکل ۳).

در محدوده آنومالی C جنوبی همانند دیگر آنومالی‌های سنگ آهن سنگان اسکارن کلسیمی توسعه قابل توجهی پیدا کرده است. اسکارن‌ها عمدتاً در گستره‌ای به عرض حداکثر ۱۰۰ تا ۲۰۰ و به طول حدود ۵۰۰ تا ۶۰۰ متر در جنوب‌شرق و بطور پراکنده در مرکز محدوده مورد مطالعه حضور دارند. کانی‌های زون اسکارن علاوه بر مگنتیت و پیریت، شامل گارنت و پیروکسن (کانی‌های بدون آب) و کانی‌های آبدار دمای پائین‌تر مثل اکتینولیت، فلوگوپیت و کلریت هستند. کلسیت هم به صورت رگه و رگچه و هم پرکننده حفرات در این سنگ‌ها حضور دارد. اسکارن‌ها توسط رگه‌های مگنتیتی در جهات و



شکل ۳- رگه‌های کلسیتی در واحدهای اسکارنی.

تعلق دارند (مظاهری، ۱۳۸۱). گارنت‌ها از نظر ترکیب شیمیایی جز، سری محلول جامد گروسولار-آندرادیت ( $\text{Ca}_6\text{Fe}_{3.5}\text{Al}_{0.5}\text{Si}_6\text{O}_{24}$  to  $\text{Ca}_6\text{FeAl}_3\text{Si}_6\text{O}_{24}$ ) می‌باشد. در زیر اختصاصات پتروگرافی این دو گروه به اختصار تشریح شده است.

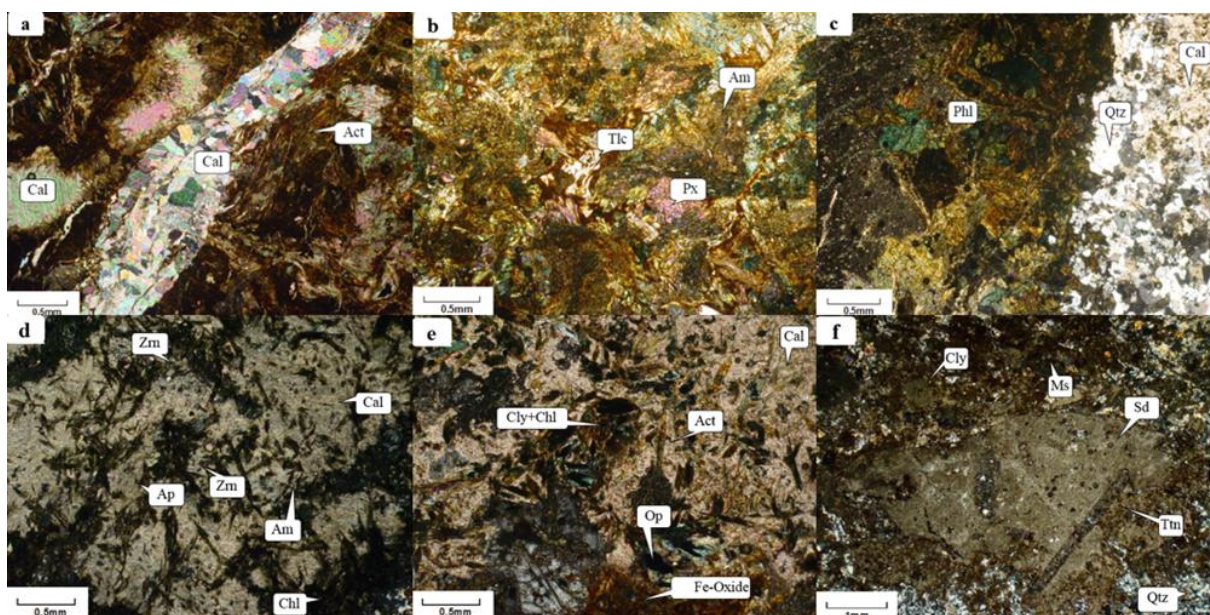
### آمفیبول (اکتینولیت) اسکارن

گسترده‌ترین پهنه اسکارنی در آنومالی C جنوبی، پهنه آمفیبول اسکارن است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی کانی‌های اصلی این واحد شامل آمفیبول، کلسیت، سیدریت، کوارتز و پیروکسن می‌باشد. عمده‌ترین کانی تشکیل دهنده این واحد اسکارنی آمفیبول با دمای پائین و فقیر از Al می‌باشد، با ترکیب فرواکتینولیت می‌باشد (مظاهری، ۱۳۸۱) که بصورت آگراگات‌ها شعاعی به وجود آمده‌اند که از بلورهای کشیده و فیبری، به ابعاد ریز تا متوسط و به رنگ

اسکارن‌ها از لحاظ کانی‌شناسی شامل اسکارن‌های آمفیبول‌دار (اکتینولیت) و اسکارن‌های گارنت‌دار می‌شوند که انواع آمفیبول‌دار از فراوانی بیشتری برخوردارند. آمفیبول موجود در اسکارن‌ها، بیشتر در آمفیبول اسکارن‌ها و گارنت پیروکسن اسکارن‌ها و آنهم در مرحله پسروندگی تکامل اسکارن‌ها به وجود آمده‌اند. آمفیبول اسکارن بیشتر با گارنت اسکارن و گارنت پیروکسن اسکارن همراه است. این آمفیبول‌ها خود به دو گروه تقسیم می‌شوند: آمفیبول‌های با دمای بالا، غنی از Al هستند که شامل هاستینگزیت با مشخصات  $\text{Si} = 5/99-6/80$ ,  $\text{Ca}_B > 1/5$ ,  $(\text{Na}+\text{K})A > 0/5$ ,  $\text{Ca} > 0/5$  و  $\text{Al} < \text{Fe}+3$  است و آمفیبول‌های با دمای پائین، که از نظر Al فقیرند که شامل فرواکتینولیت با مشخصات  $\text{Si} = 7/61-7/9$ ,  $\text{Ca}_B > 1/5$ ,  $(\text{Na}+\text{K})A < 0/5$  و  $\text{Ca}_A < 0/5$  می‌باشد. آمفیبول‌های هر دو گروه به گروه آمفیبول‌های کلسیک

تبدیل شده است. کانی فلوگوپیت در برخی نمونه‌ها با فراوانی ۴ تا ۶ درصد قابل مشاهده است. کانی‌های اوپیک با فراوانی متغیر، بیشتر از نوع مگنتیت و پیریت می‌باشند که در امتداد شکستگی‌ها و یا به صورت بلورهای شکل‌دار و بی شکل در نمونه‌ها پراکنده‌اند. آغستگی و رگه-رگچه‌های پر شده با اکسید و هیدرواکسید آهن در اثر دگرسانی کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در سطح نمونه‌ها مشاهده می‌شوند. کانی‌های میزبان عناصر نادر خاکی مانند زیرکن، آپاتیت و اسفن (تیتانیت) نیز به عنوان کانی‌های فرعی و ادخال قابل مشاهده-اند. در اکثر نمونه‌ها بر اثر دگرسانی، کانی‌های ثانویه کلریت، سریست، کربنات‌ها و کانی‌های رسی تشکیل شده‌اند (شکل ۴).

سبز تا سبز تیره تشکیل شده‌اند. کانی‌های کلسیت و سیدریت (کربنات آهن‌دار) نیز از فراوانترین کانی‌های این واحد می‌باشند. کربنات‌ها هم به صورت اولیه در زمینه نمونه‌ها حضور دارند و هم به صورت ثانویه فضاهای بین بلوری، حفرات و شکستگی‌ها را به شکل رگه و رگچه و یا به حالت تجمع‌های نسبتاً ریزبلور پر نموده‌اند. گاهی نیز به صورت بخشی جانشین کانی‌های اولیه و کانی‌های اسکارن شده‌اند. فراوانی کوارتز در بیشتر نمونه‌ها بین ۱۰ تا ۱۲ درصد در تغییر است. این کانی هم به صورت اولیه و هم به صورت پرکننده رگه‌ها طی سیلیسی شدن ثانویه تشکیل شده است. پیروکسن با ابعاد ریز و درشت با فراوانی ۵ تا ۸ درصد در نمونه‌ها یافت می‌شود. گاهی در اثر دگرگونی پسروده از حاشیه به تالک



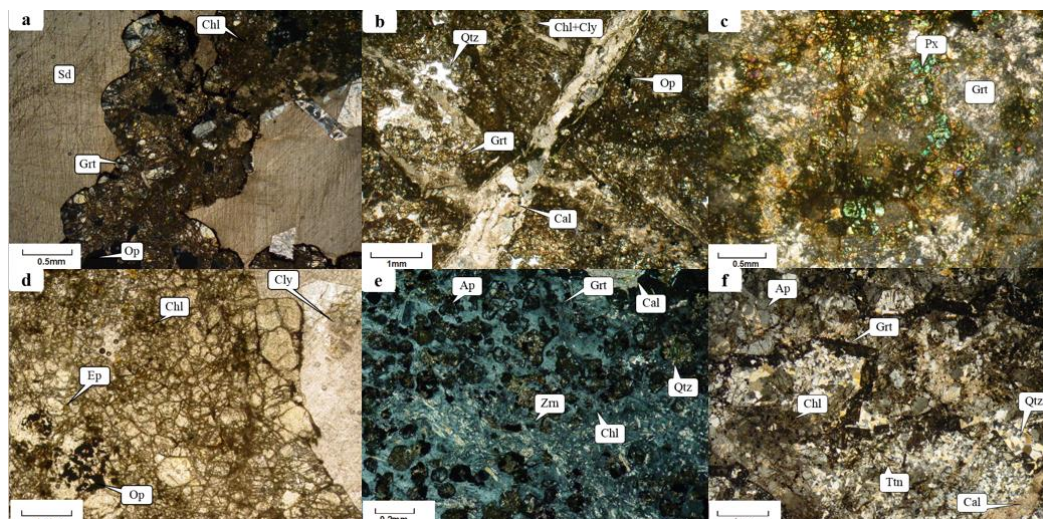
شکل ۴- بلورهای سوزنی اکتینولیت در آمفیبول اسکارن به همراه رگه-رگچه‌های پر شده با کلسیت (a)، تالک و پیروکسن (b) فلوگوپیت و کوارتز در زمینه‌ای از کانی‌های کربناته (c)، کانی‌های خودشکل زیرکن و آپاتیت (d)، کلریت و اکسید آهن (e)، کانی‌های رسی و تیتانیت در زمینه‌ی سیدریتی (نور عبوری XPL).

این واحد اسکارنی، فراوانی بسیار متغیری دارند. کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت و تیتانیت نیز با فراوانی ۲ تا ۳ درصد به صورت پراکنده در نمونه‌ها یافت می‌شوند (شکل ۵).

Am = آمفیبول، Act = اکتینولیت، Ap = آپاتیت، Chl = کلریت، Cal = کلسیت، Cly = کانی رسی، Ep = اپیدوت، Fe-Oxide = اکسیدهای آهن، Op = کانی اوپیک، Zrn = زیرکن، Qtz = کوارتز، Ms = سریست (مسکویت ریز بلور)، Ttn = تیتانیت (اسفن)، Px = پیروکسن، Tlc = تالک، Sd = سیدریت (کربنات آهن‌دار)، Phl = فلوگوپیت و Grt = گارنت (IUGS-[www.bgs.ac.uk/SCMR](http://www.bgs.ac.uk/SCMR)).

## گارنت اسکارن

گسترش این زون در منطقه کم است گارنت در کانسار آهن سنگان از نظر نوری دارای بیرفرزنانس غیر عادی و غالباً انیزوتروپ هستند گارنت به عنوان کانی اصلی این واحد اسکارنی، از نوع آندرادیت-گراسولار غنی از Fe و Al با ترکیب کمتر از ۵ درصد اسپارتن بوده (Golmohammadi et al., 2015; Sepidbar, 2107). رنگ گارنت‌ها قهوه ای تا قهوه ای متمایل به قرمز و بلورهای آن شکل‌دار می باشند به صورت بلورهای خود شکل ریز تا درشت با فراوانی حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد در نمونه‌ها دیده می‌شود و در برخی موارد به کلریت دگرسان شده است. کلسیت دومین کانی اصلی تشکیل دهنده نمونه‌ها است که با فراوانی در حد ۲۵ تا ۳۰ درصد، در زمینه و یا به صورت پرکننده حفرات و شکستگی‌ها ظاهر می‌شود. کانی دما بالا و بدون آب پیروکسن از نوع دیوپسید با فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد در اغلب نمونه‌ها موجود است. در شرایط پسروده، گارنت‌ها بیشتر از حاشیه و شکستگی‌ها در حال تبدیل به پیروکسن و کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت هستند. تشکیل ۴ تا ۶ درصد کلریت به همراه مقادیر کمتری اپیدوت موجب ظهور رنگ سبز در بیشتر نمونه‌ها شده است. کوارتز با فراوانی ۴ تا ۵ درصد، به صورت بلورهای ریز ثانویه و به عنوان محصول فرایند سیلیسی شدن در نمونه‌ها حضور دارد. مگنتیت‌های بی‌شکل با ابعاد تقریبی ۱۰۰ میکرون تا ۰/۲ میلیمتر به عنوان کانه‌های فلزی



شکل ۵- بلورهای شکل دار گارنت به همراه اکسید آهن در زمینه سیدریت (a)، رگه‌ها و رگچه‌های میکروسکوپی کلسیت (b) و اپیدوت (c) در اسکارن‌ها. بافت هورنفلسی (d) و گرانولاستیک (e) در گارنت اسکارن‌ها. حضور آپاتیت و تیتانیت در زمینه کریستال گارنت اسکارن‌ها (نور عبوری XPL). حروف اختصاری به کار رفته در این شکل، مشابه با شکل ۴ است.

درجه تحرک عناصر نادر خاکی در هر محیط آبگین، به عواملی همچون Eh، pH، لیگاندهای قابل دسترس و دما بستگی دارد (Goldstein and Jacobsen, 1988). برای تعیین pH محیط تشکیل، می‌توان از پارامتر La/Y استفاده نمود به این صورت که مقادیر کمتر از ۱ این نسبت، نشان دهنده محیط اسیدی و مقادیر بیشتر از یک آن نشان دهنده محیط قلیایی است (Crinci and Jurkowi, 1990). عناصر نادر خاکی به طور مستقیم یا غیر مستقیم با pH و شرایط اکسایش و احیایی محیط کنترل می‌شوند و اصولاً در شرایط قلیایی ته نشین می‌شوند (Patino et al., 2003). این نسبت در نمونه‌های بررسی شده اسکارنی و کانسنگ آهن به ترتیب حدود ۰/۴۴ تا ۵/۹۵ و ۲/۴ تا ۰/۵ است که نشانگر محیط قلیایی برای اکثر نمونه‌ها است که باعث ته‌نشینی عناصر نادر خاکی از سیالات در این محیط شده است. نسبت La/Y در تعداد کمی از نمونه‌ها کمتر از ۱ بوده و محیط اسیدی را نشان می‌دهد که طبیعتاً باعث شستشو و خروج عناصر نادر خاکی از این نمونه‌ها شده است. در برخی از واحدهای اسکارنی و کانسنگ آهن علی‌رغم وجود شرایط قلیایی، استثناً عناصر نادر خاکی تمرکز اندکی دارند که این امر ممکن است به دلیل تهی شدگی سیال از عناصر نادر خاکی قبل از رسیدن به واحدهای اسکارنی و کانسنگ آهن مربوطه بوده باشد.

درجه جدایش LREE نسبت به HREE را می‌توان از روی نسبت  $(Gd/Yb)_N$  و  $(La/Yb)_N$  محاسبه کرد. این نسبت‌ها برای تعیین درجه جدایش عناصر نادر خاکی سبک از سنگین در فرایندهای ژئوشیمیایی به کار می‌روند (Aubert et al., 2001; Yosoff et al., 2013). مقدار  $(La/Yb)_N$  در نمونه‌های اسکارنی و کانسنگ آهن به ترتیب از ۳/۳۸ تا ۱۸/۳۸ و ۰/۳۶ تا ۰/۸۶ و مقدار  $(Gd/Yb)_N$  از ۲/۲ تا ۸/۶۹ و ۵/۸ تا ۱۰/۱۶ در تغییر است. این نسبت‌ها نشان دهنده جدایش LREE/HREE و بیانگر تفریق عناصر نادر خاکی سبک از عناصر نادر خاکی سنگین در زون‌های اسکارنی و تفریق کم عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین در نمونه‌های کانسنگ آهن است.

غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین بیشتر است. تفکیک LREE از HREE توسط سیالات کریستال کنترل می‌شود (Torres-Alvarado et al., 2007) و غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین می‌تواند حاصل اختلاف حلالیت REEها در

## بحث

### ژئوشیمی عناصر نادر خاکی در اسکارن آهن سنگان

نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که دامنه فراوانی REEها در زون اسکارنی از ۳۳/۹۹ تا ۳۲۷/۶۷ ppm در کانسنگ آهن از ۹۶/۹۵ تا ۲۲۶/۳۶ ppm در تغییر است. در زون اسکارنی و کانسنگ آهن به ترتیب میزان فراوانی LREE بین ۲۶/۵۹ تا ۳۰۵/۹۱ و ۵۴/۹۵ تا ۱۴۷/۱۴ ppm و HREE بین ۵/۷۹ تا ۴۵/۸۶ و ۴۰ تا ۷۹/۲۲ ppm متغیر می‌باشد (جدول ۲). دامنه تغییرات شدید REEها در واحدهای اسکارنی و کانسنگ آهن نشان از منشأ گرمایی آن‌ها دارد (Lottermoser, 1991). به نظر می‌رسد ترکیب شیمیایی سیال گرمایی حامل آهن، به علت غنی‌شدگی نسبی از عناصر نادر خاکی، عامل تغییر در مقادیر REE سنگ‌های اسکارنی و کانسنگ آهن شده است. واحدهای اسکارنی که دارای مقادیر بالای REE هستند احتمالاً از سیالات گرمایی با ماهیت اسیدی مشتق شده‌اند (Lottermoser, 1991) چرا که سیالات دارای pH پایین (اسیدی) نسبت به محلول‌های قلیایی یا خنثی در شرایط مشابه، از عناصر نادر خاکی غنی‌تر هستند. الگوی پراکندگی REE به هنجار شده نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) برای زون‌های اسکارنی و کانسنگ آهن در شکل ۶، شواهدی از غنی‌شدگی این عناصر در زون‌های اسکارنی را نشان می‌دهد. کانسارهای اسکارنی می‌توانند الگوهای متفاوتی از غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک یا سنگین و یا آنومالی‌های منفی و مثبتی از عناصر نادر خاکی را عرضه نمایند (Aubert et al., 2001; Yosoff et al., 2013). چنانچه در شکل ۶ دیده می‌شود ناهنجاری‌های شدیدی در بعضی عناصر نادر خاکی در پهنه‌های اسکارنی و کانسنگ آهن مشاهده می‌شود که این امر می‌تواند به دلیل وقوع دگرسانی و یا تنوع کانی‌شناسی در زون‌های اسکارنی باشد. وجود تنوع در الگوی پراکندگی REEها می‌تواند نشان‌دهنده نقش موثر تغییرات pH و دما در شکل‌گیری کانسار باشد (Kupeli, 2010). بروز آنومالی‌های مثبت برخی از عناصر نادر خاکی در زون‌های اسکارنی احتمالاً مربوط به وجود بعضی از کانی‌های فرعی مانند زیرکن، آپاتیت، اپیدوت، گارنت، اکتینولیت و دیگر کانی‌هایی است که تمایل به جذب عناصر نادر خاکی در ساختار خود دارند و به کانی‌سازی عناصر نادر خاکی در زون اسکارنی کمک می‌کنند.

در کانسارهای اسکارنی با خاستگاه ماگمایی، مقادیر شاخص‌های  $Eu/Eu^*$ ،  $Ce/Ce^*$  و  $(Pr/Yb)_N$  با افزایش مقادیر عناصر نادر خاکی افزایش می‌یابد که انعکاسی از ویژگی‌های عناصر نادر خاکی در سیال ماگمایی است در حالی که در آب‌های جوی مقادیر عناصر نادر خاکی به شدت پایین است (Kato, 1999). از این رو در کانسارهای اسکارنی با خاستگاه آب‌های جوی مقادیر نسبت‌های  $(Pr/Yb)_N$  با کاهش مقادیر عناصر نادر خاکی کاهش می‌یابد ولی تغییرات چشمگیری در مقادیر  $Ce/Ce^*$  با کاهش عناصر نادر خاکی مشاهده نمی‌شود (Kato, 1993).

در شکل ۸، شاخصهای عناصر نادر خاکی نسبت به مجموع عناصر نادر خاکی در سنگ‌های اسکارنی و کانسنگ آهن منطقه به نمایش در آمده است. در نمودارهای  $(Pr/Yb)_N$  و  $Ce/Ce^*$  (شکل ۷) نمونه‌ها زون اسکارنی و کانسنگ آهن در نزدیکی محدوده مربوط به آب‌های ماگمایی قرار می‌گیرند و به مقدار خیلی کم به سمت آب‌های جوی تمایل نشان می‌دهند. با توجه به این نمودارها می‌توان نتیجه گرفت که سیالات مؤثر در کانی‌سازی آنومالی C جنوبی، عمدتاً از آب‌های ماگمایی بوده که اندکی با آب‌های جوی اختلاط پیدا کرده است. بنا بر این به نظر می‌رسد آب‌های با منشأ جوی در امتداد زون‌های برشی فعال در منطقه همزمان با فعالیت‌های ماگمایی با آب‌های ماگمایی مخلوط شده باشند.

با توجه به توضیحات فوق به نظر می‌رسد همزمان با تزریق، جایگیری و تبلور توده‌های نفوذی، حجم قابل توجهی سیال حاوی آهن و REE از راه زون برشی موجود در منطقه به درون سنگ‌های کربناتی تزریق و نهایتاً باعث تشکیل کانسار آهن و تمرکز REE‌ها در سنگ‌های کربناته شده باشد. مطالعات سن‌سنجی U-Pb مظهری (۲۰۱۷) بر روی نمونه‌های زیرکن موجود در توده‌های گرانیتوئیدی نشان می‌دهد که کانه‌زایی در منطقه سنگان در حدود ۳۹ میلیون سال قبل رخ داده است. مشاهدات صحرایی همراه با داده‌های سن‌سنجی جدید پیشنهاد می‌کند که تشکیل اسکارن و کانه‌زایی مرتبط با آن به طور همزمان با تزریق ماگمای گرانیتوئیدی در ۳۹ میلیون سال قبل (Mazhari et al., 2017) رخ داده است.

سیال کانی‌ساز باشد که خود بستگی به تغییر غلظت لیگندهای اصلی دارد (Haas et al., 1995). عناصر نادر خاکی در محیط‌های با pH پایین، نسبت بالای آب/سنگ و فراوانی یون‌های  $-CO_3$ ،  $-PO_4$ ،  $-SO_4$ ،  $-F$  و  $-Cl$  در سیال‌های گرمایی متحرک می‌شوند (Wood, 1990).

LREEها تحت تاثیر سیالات غنی از Cl تجمع می‌یابند درحالی‌که سیالات غنی از  $CO_2$  و F باعث غنی شدن HREE می‌شوند؛ بنابراین به نظر می‌رسد که سیالات کانی‌ساز از Cl نسبت به  $CO_2$  و F غنی‌تر بوده‌اند.

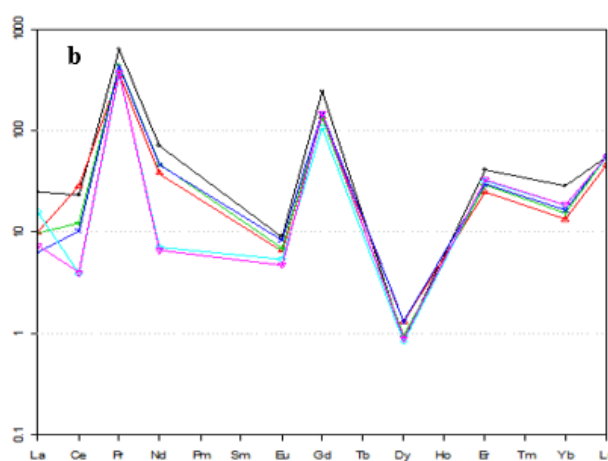
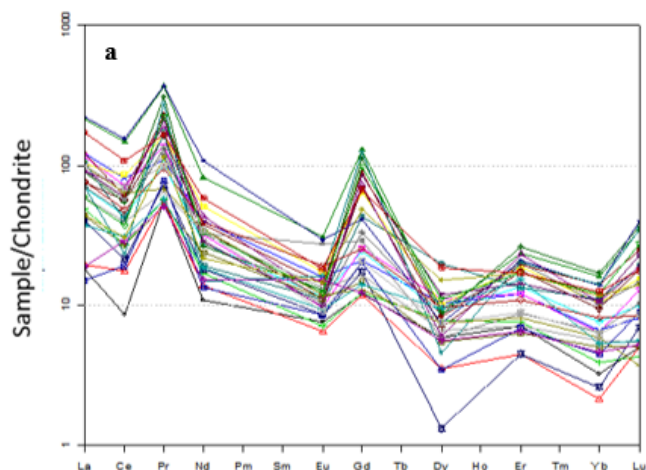
تشابه میزان عناصر نادر خاکی و الگوی فراوانی آن‌ها نشان دهنده وجود یک خاستگاه مشترک برای آن‌ها می‌باشد (Ohmoto, 2003). شباهت بین الگوی فراوانی REEها در انواع اسکارن‌های و کانسنگ آهن منطقه (شکل ۷) می‌تواند بیانگر تحت تأثیر قرار گرفتن سنگ‌های کربناته میزبان به وسیله سیالات گرمایی مشابه با خاستگاه مشترک باشد.

نسبت  $Ce/Ce^*$  بر مبنای معادله زیر محاسبه می‌شود:

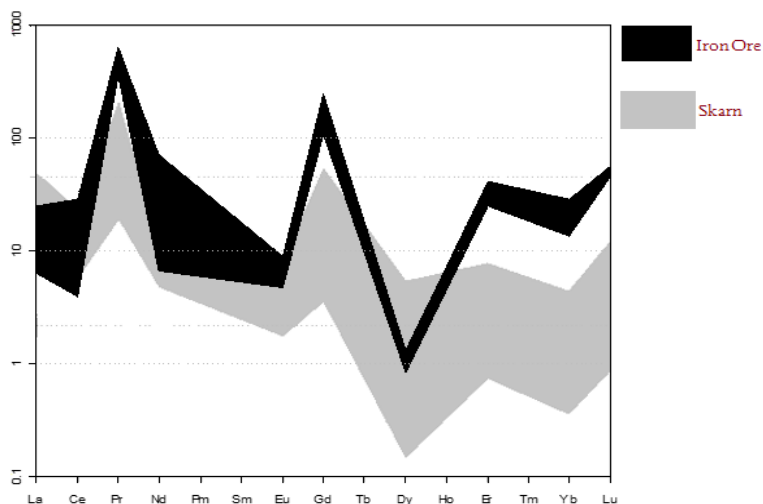
$$Ce/Ce^* = \frac{(2Ce)_{sp}/Ce(chon)}{\{(La)_{sp}/La(chon)\} + \{(Pr)_{sp}/Pr(chon)\}}$$

این معادله مقیاسی از بی‌هنجاری Ce بوده به طوری که مقادیر بالاتر از ۱ بیانگر بی‌هنجاری مثبت و مقادیر کمتر از ۱ نشان دهنده بی‌هنجاری منفی است. مقادیر محاسبه شده در زون‌های اسکارنی و کانسنگ آهن به ترتیب برای  $Ce/Ce^*$  بین ۰/۱۳ تا ۰/۸۴ و ۰/۰۲ تا ۰/۱۵ در تغییر است (جدول ۲) که بر اساس این معادله واحدهای اسکارنی و کانسنگ آهن آنومالی C جنوبی، بی‌هنجاری منفی  $Ce/Ce^* < 1$  نشان می‌دهند. بی‌هنجاری نیز در شکل ۶ قابل مشاهده است. از آنجا که  $Ce^{+3}$  در محیط‌های اکسیدی به راحتی می‌تواند به  $Ce^{+4}$  تبدیل شده و از شعاع یونی آن کاسته شود، در چنین شرایطی قادر است در سطح هیدرولیزات‌ها و ذرات معلق جذب شده و حمل گردد و یا در صورت حضور لیگندهای کربناته در سیال کربناتی از محیط خارج و باعث ظهور بی‌هنجاری منفی Ce گردد (Appel, 1999; Karadag et al., 2009). بنا بر این به نظر می‌رسد  $Ce^{+4}$  نمونه‌های مورد بررسی به علت اکسیدی بودن شرایط و حضور سیالات کربناته، از محیط خارج شده‌اند.

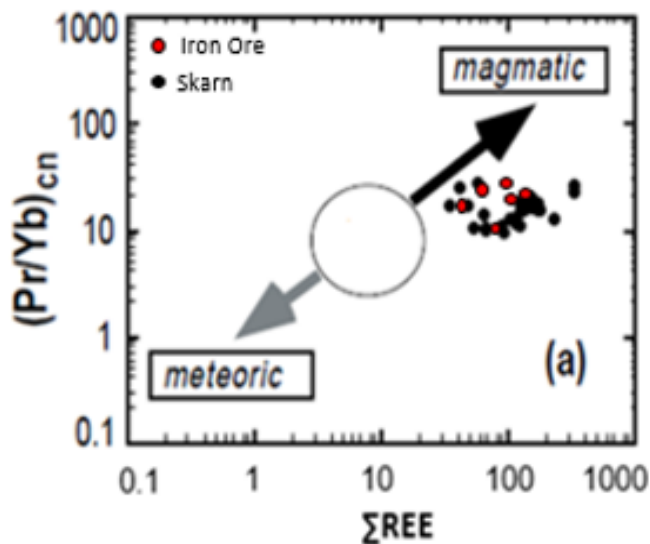
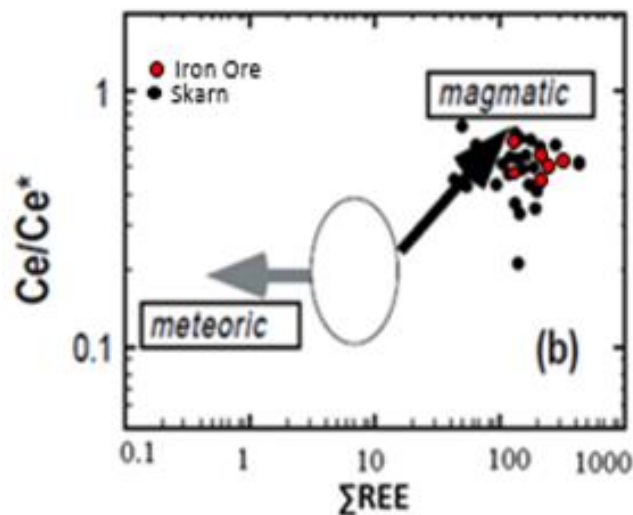
### تعیین منشأ سیال کانه ساز



شکل ۶- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی (a) نمونه‌های اسکارنی (b) نمونه‌های کانسنگ آهن، بی‌هنجاره شده با کندریت (Boynton, 1984).



شکل ۷- مقایسه الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی نمونه‌های اسکارن و کانستگ آهن، بی‌هنجار شده با کندریت (Boynton, 1984).



شکل ۸- نمودارهای Pr/Yb به هنجار شده با کندریت (a) و  $Ce/Ce^*$  (b) در برابر مجموع REE، برای تفکیک سیالات ماگمایی از جوی که می‌توانند در کانه‌سازی نقش بازی کنند (Kato, 1999).



جدول ۲- نتایج آنالیز عناصر نادر خاکی در نمونه‌های اسکارنی و کانستگ آهن، به روش‌های ICP-OES و ICP-MSS مقادیر محاسبه شده برای عناصر نادر خاکی به روش ( Boynton, 1984).

sample (ppm)	گمانه Csk69									
	3	9	15	016-1	16	17	18	19	21	22
La	۱۳,۶۷	۲۸,۱۸	۳۷,۶۴	۶۶,۴۲	۶۸,۲۰	۲۱,۹۶	۲۸,۳۳	۳۰,۸۱	۱۸,۳۸	۲۳,۷۸
Ce	۲۱,۹۹	۴۶,۲۶	۴۸,۸۹	۱۱۹,۰۸	۱۲۵,۷۳	۱۸,۷۹	۵۶,۶۶	۵۱,۲۷	۳۱,۷۷	۳۹,۱۸
Pr	۶,۳۸	۱۴,۶۷	۲۷,۸۴	۴۴,۷۲	۴۵,۲۲	۳۳,۷۴	۲۳,۶۰	۸,۲۹	۷,۸۷	۱۱,۷۱
Nd	۱۴,۳۳	۱۹,۶۲	۲۲,۹۶	۴۹,۰۱	۶۴,۶۰	۹,۰۱	۲۶,۲۵	۲۱,۰۳	۱۹,۷۶	۲۳,۷۰
Eu	۰,۸۳	۲,۰۳	۱,۰۶	۲,۲۸	۲,۱۶	۱,۱۹	۰,۸۶	۰,۸۸	۰,۹۹	۱,۴۱
Gd	۳,۸۳	۷,۵۶	۲۳,۰۲	۳۳,۴۸	۱۰,۶۹	۳۲,۰۸	۱۸,۸۲	۳,۳۸	۴,۲۵	۶,۵۷
Dy	۱,۷۷	۱,۹۱	۲,۶۹	۲,۹۶	۲,۴۴	۱,۴۹	۱,۹۴	۲,۴۴	۲,۱۶	۳,۱۱
Er	۱,۳۴	۱,۸۳	۴,۱۲	۴,۹۳	۴,۴۱	۴,۲۷	۴,۸۹	۱,۷۱	۱,۵۰	۲,۳۲
Yb	۱,۰۶	۱,۳۷	۲,۹۹	۳,۳۸	۲,۹۳	۲,۹۹	۲,۲۳	۱,۲۴	۱,۱۹	۱,۷۲
Lu	۰,۱۷	۰,۳۴	۰,۸۰	۱,۱۲	۱,۲۹	۱,۱۳	۰,۶۱	۰,۱۲	۰,۱۸	۰,۲۸
Y	۹,۸۵	۱۱,۰۲	۲۱,۷۵	۱۶,۱۳	۱۳,۴۶	۷,۲۷	۱۶,۴۷	۱۲,۳۶	۱۰,۵۰	۱۸,۰۳
Sc	۱۴,۲۵	۳,۸۶	۲,۹۰	۱,۸۸	۲,۳۶	۰,۴۸	۲,۲۲	۱۲,۶۲	۱۴,۸۴	۱۹,۰۶
U	۳,۳۸	۹,۴۷	۲۶,۵۴	۴۰,۸۰	۳۸,۶۵	۴۸,۲۴	۲۰,۹۷	۵,۷۴	۴,۶۰	۶,۸۷
P	۴۱۲,۳۶	۴۹۸,۱۹	۳۱۲,۱۲	۹۳,۴۱	۰,۵۷	۴۹,۵۳	۴۹۱,۶۶	۴۰۵,۱۱	۶۳۴,۹۷	۵۵۵,۰۷
Fe	۳۹۹۶۶,۲۱	۶۴۶۲۱,۵۵	۹۲۷۴۱,۷۷	۹۹۹۲۷,۳۳	۱۰۹۲۴۲,۰۳	۱۰۰۰۱۴,۱۸	۸۴۸۶۲,۴۰	۲۸۱۵۶,۱۲	۴۰۱۵۷,۹۲	۵۵۱۰۴,۳۹
La/Y	۱,۳۹	۲,۵۶	۱,۷۳	۴,۱۲	۵,۰۷	۳,۰۲	۱,۷۲	۲,۴۹	۱,۷۵	۱,۳۲
Ce/Ce*	۰,۵۷	۰,۵۴	۰,۳۵	۰,۵۱	۰,۵۲	۰,۱۳	۰,۴۹	۰,۷۶	۰,۶۴	۰,۵۶
(La/Yb)N	۸,۸۰	۱۴,۰۲	۸,۵۷	۱۳,۳۵	۱۵,۸۱	۴,۹۹	۸,۶۳	۱۶,۸۸	۱۰,۵۴	۹,۴۲
(Pr/Yb)N	۱۰,۴۹	۱۸,۶۴	۱۶,۱۸	۲۲,۹۵	۲۶,۷۷	۱۹,۶۱	۱۸,۳۶	۱۱,۶۰	۱۱,۵۲	۱۱,۸۶
(Gd/Yb)N	۲,۹۴	۴,۴۸	۶,۲۴	۸,۰۱	۲,۹۵	۸,۶۹	۶,۸۳	۲,۲۰	۲,۹۰	۳,۱۰
LREE	۵۷,۲۰	۱۱۰,۷۶	۱۳۸,۳۹	۲۸۱,۵۱	۳۰۵,۹۱	۸۴,۶۹	۱۳۵,۷۰	۱۱۲,۲۸	۷۸,۷۷	۹۹,۷۸
HREE	۸,۱۶	۱۳,۰۰	۳۳,۶۱	۴۵,۸۶	۲۱,۷۶	۴۱,۹۵	۲۸,۴۸	۸,۸۹	۹,۲۷	۱۳,۹۹
Sum REE	۶۵,۳۶	۱۲۳,۷۶	۱۷۲,۰۰	۳۲۷,۳۷	۳۲۷,۶۷	۱۲۶,۶۴	۱۶۴,۱۸	۱۲۱,۱۷	۸۸,۰۴	۱۱۳,۷۷

sample (ppm)	گمانه Csk65					گمانه Csk109			
	26	11	6	1	2	3	4	12	17
La	۳۲,۵۲	۲۸,۸۱	۱۸,۱۵	۴,۶۸	۱۱,۶۷	۵,۸۶	۱۳,۸۰	۳۰,۷۱	۵۳,۰۴
Ce	۳۳,۱۷	۴۸,۱۲	۳۰,۰۷	۱۵,۴۵	۲۴,۹۶	۲۳,۴۷	۲۴,۶۰	۵۶,۱۹	۸۷,۶۰
Pr	۲۰,۷۳	۲۶,۲۸	۲۷,۲۷	۹,۵۳	۶,۹۵	۶,۱۹	۱۳,۹۱	۱۲,۰۵	۲۰,۲۴
Nd	۱۱,۵۶	۱۷,۴۶	۱۹,۹۷	۸,۰۸	۱۱,۲۰	۹,۱۸	۱۳,۱۳	۲۰,۷۳	۳۵,۱۶
Eu	۰,۸۲	۰,۷۳	۰,۹۱	۰,۶۳	۰,۶۹	۱,۱۱	۱,۰۸	۰,۶۷	۱,۳۵
Gd	۱۱,۱۰	۲۱,۹۵	۲۵,۳۸	۵,۲۴	۳,۶۷	۳,۲۲	۱۲,۴۶	۵,۳۷	۱۷,۴۸
Dy	۶,۴۳	۳,۸۳	۳,۶۲	۱,۱۲	۳,۱۰	۱,۸۱	۴,۹۲	۲,۴۴	۶,۰۳
Er	۲,۸۵	۳,۰۲	۳,۵۹	۱,۴۶	۳,۲۶	۱,۳۸	۳,۶۰	۱,۸۹	۳,۶۲
Yb	۲,۳۴	۲,۲۷	۲,۵۵	۰,۹۴	۱,۱۳	۰,۹۸	۲,۴۸	۱,۳۳	۲,۶۵
Lu	۰,۶۲	۰,۷۴	۰,۸۹	۰,۲۹	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۴۶	۰,۲۸	۰,۵۸
Y	۱۲,۴۲	۸,۲۴	۱۵,۸۵	۴,۸۶	۱۵,۰۲	۶,۴۲	۲۷,۸۰	۸,۸۱	۲۸,۴۰
Sc	۳,۵۰	۳,۹۰	۳,۵۶	۱,۰۴۱	۶,۷۱	۱۱,۲۸	۴,۵۲	۳,۶۷	۶,۷۸
U	۲۵,۹۰	۳۲,۵۳	۲۴,۹۴	۷,۳۵	۵,۶۹	۴,۶۲	۱۱,۳۳	۶,۱۴	۱۲,۵۰
P	۱۳۸,۵۸	۱۲,۲۴	۷,۰۱۳	۳۴,۰۳۳	۲۱۴,۴۰	۱۰۲۹,۹۷	۶۰۹,۴۷	۴۲۵,۰۷	۴۳۶,۳۳
Fe	۸۵۰۴۲,۰۵	۹۱۹۰۳,۹۲	۹۲۸۷۹,۱۴	۵۵۸۵۶,۳۳	۳۵۰۸۱,۷۴	۳۵۰۲۶,۳۴	۷۰۲۲۲,۲۱	۵۲۹۴۹,۴۶	۷۷۵۷۷,۰۳
La/Y	۲,۶۲	۳,۴۹	۱,۱۴	۰,۹۶	۰,۷۸	۰,۹۱	۰,۵۰	۳,۴۹	۱,۸۷
Ce/Ce*	۰,۳۰	۰,۳۹	۰,۲۶	۰,۴۱	۰,۶۶	۰,۸۴	۰,۳۹	۰,۷۱	۰,۶۵
(La/Yb)N	۹,۴۶	۸,۶۴	۴,۸۴	۳,۳۸	۷,۰۵	۴,۰۶	۳,۷۹	۱۵,۷۴	۱۳,۶۰
(Pr/Yb)N	۱۵,۴۰	۲۰,۱۳	۱۸,۵۵	۱۷,۵۹	۱۰,۷۱	۱۰,۹۶	۹,۷۵	۱۵,۷۸	۱۳,۲۵
(Gd/Yb)N	۳,۸۵	۷,۸۴	۸,۰۵	۴,۵۰	۲,۶۴	۲,۶۶	۴,۰۷	۳,۲۸	۵,۳۴
LREE	۹۸,۸۰	۱۲۱,۴۰	۹۶,۳۷	۳۸,۳۷	۵۵,۴۷	۴۵,۸۱	۶۶,۵۲	۱۲۰,۳۵	۱۹۷,۳۹
HREE	۲۳,۳۳	۳۱,۸۰	۳۶,۰۲	۹,۰۵	۱۱,۳۳	۷,۵۶	۲۳,۹۱	۱۱,۳۰	۳۰,۳۵
Sum REE	۱۲۲,۱۳	۱۵۳,۲۰	۱۳۲,۳۹	۴۷,۴۲	۶۶,۸۰	۵۳,۳۷	۹۰,۴۳	۱۳۱,۶۵	۲۲۷,۷۴

sample (ppm)	گمانه Csk24									گمانه Csk50	
	10	11	13	14	15	16	19	22	24	16	18
La	۵,۶۸	۶,۱۰	۱۵,۱۸	۳۷,۴۸	۲۱,۶۱	۳۵,۷۷	۳۱,۸۹	۲۱,۹۲	۲۳,۴۸	۲۷,۶۸	۱۲,۴۳
Ce	۷,۰۱	۱۴,۲۵	۲۲,۰۱	۶۵,۵۱	۳۵,۳۱	۵۸,۲۵	۶۹,۱۸	۳۶,۴۷	۴۶,۰۱	۴۴,۴۹	۱۷,۲۹
Pr	۶,۷۷	۶,۷۸	۷,۰۱	۱۳,۴۷	۱۲,۴۲	۱۶,۸۲	۱۹,۹۹	۱۶,۲۶	۱۹,۹۷	۳۷,۵۳	۸,۸۷
Nd	۶,۵۷	۸,۳۴	۱۰,۱۸	۲۴,۰۰	۱۶,۹۱	۱۹,۳۶	۳۰,۷۵	۱۶,۸۹	۲۱,۰۸	۱۵,۸۹	۱۰,۹۹
Eu	۰,۵۶	۰,۴۸	۰,۵۳	۱,۱۸	۰,۸۵	۰,۷۲	۱,۲۸	۰,۷۷	۰,۸۲	۰,۹۵	۰,۶۴
Gd	۳,۱۶	۳,۰۸	۳,۱۹	۵,۴۱	۶,۳۱	۶,۷۲	۱۶,۶۴	۸,۵۸	۱۸,۰۷	۲۹,۰۹	۴,۵۲
Dy	۱,۹۱	۱,۱۵	۲,۵۷	۳,۳۶	۲,۸۹	۳,۵۹	۳,۲۹	۲,۷۹	۲,۲۵	۲,۷۷	۰,۴۳
Er	۱,۴۹	۰,۹۵	۱,۶۲	۲,۵۷	۲,۸۸	۲,۵۵	۳,۹۵	۴,۲۵	۳,۶۹	۵,۵۴	۰,۹۵
Yb	۰,۶۸	۰,۴۵	۰,۸۲	۱,۳۹	۱,۶۱	۱,۳۵	۲,۱۹	۲,۱۵	۱,۹۹	۳,۶۰	۰,۵۵
Lu	۰,۱۷	۰,۱۷	۰,۱۴	۰,۲۷	۰,۳۳	۰,۴۲	۰,۵۱	۰,۴۷	۰,۵۹	۱,۱۹	۰,۲۳
Y	۱۲,۸۸	۴,۲۳	۲۴,۸۱	۱۶,۳۲	۱۶,۹۶	۲۱,۶۰	۱۷,۹۰	۱۸,۳۲	۲۴,۲۴	۱۹,۱۵	۲,۰۹
Sc	۵,۷۷	۷,۳۴	۲,۸۴	۹,۶۱	۸,۵۹	۹,۶۲	۱۳,۳۹	۸,۱۶	۷,۱۲	۶,۵۱	۲,۷۹
U	۶,۶۸	۵,۹۵	۵,۹۱	۶,۹۷	۱۰,۴۶	۱۴,۴۱	۱۵,۶۶	۱۷,۱۷	۱۹,۹۰	۴۷,۹۵	۹,۹۴
P	۵۸۱,۱۱	۸۱۰,۳۸	۵۰۱,۱۰	۵۲۷,۳۱	۵۹۵,۱۸	۴۴۹,۵۳	۵۷۲,۷۰	۴۱۲,۸۹	۴۳۵,۶۲	۲۱۴,۸۹	۷۷۳,۱۱
Fe	۳۸۶۰,۸,۲۵	۳۸۹۹۳,۷۷	۳۳۶۰,۲,۳۰	۵۴۰,۳۱,۲۷	۶۰۴۲۶,۴۵	۷۰۴۱۵,۸۰	۷۷۳۲۳,۴۸	۷۴۰,۸۴,۵۶	۸۲۸۰,۲,۲۸	۱۰۱۹۲۴,۵۰	۵۲۵۱۲,۷۱
La/Y	۰,۴۴	۱,۴۴	۰,۶۱	۲,۲۹	۱,۴۴	۱,۶۶	۱,۷۸	۱,۱۹	۰,۹۷	۱,۴۵	۵,۹۵
Ce/Ce*	۰,۲۴	۰,۳۷	۰,۵۱	۰,۷۰	۰,۵۱	۰,۵۷	۰,۶۴	۰,۴۴	۰,۴۸	۰,۲۸	۰,۳۸
(La/Yb)N	۵,۶۷	۹,۲۱	۱۲,۵۸	۱۸,۳۸	۹,۱۵	۱۷,۹۹	۹,۹۱	۶,۹۴	۸,۰۴	۵,۲۲	۱۵,۳۵
(Pr/Yb)N	۱۷,۲۷	۲۶,۱۴	۱۴,۸۳	۱۶,۸۷	۱۳,۴۲	۲۱,۶۱	۱۵,۸۷	۱۳,۱۵	۱۷,۴۵	۱۸,۰۹	۲۷,۹۸
(Gd/Yb)N	۳,۷۶	۵,۵۴	۳,۱۵	۳,۱۶	۳,۱۸	۴,۰۳	۶,۱۶	۳,۲۳	۷,۳۶	۶,۵۴	۶,۶۵
LREE	۲۶,۵۹	۳۵,۹۵	۵۴,۹۱	۱۴۱,۶۴	۸۷,۱۰	۱۳۰,۹۲	۱۵۳,۰۹	۹۲,۳۱	۱۱۱,۳۶	۱۲۶,۵۴	۵۰,۲۲
HREE	۷,۴۰	۵,۷۹	۸,۳۴	۱۲,۹۹	۱۴,۰۱	۱۴,۶۳	۲۶,۵۷	۱۸,۲۳	۲۶,۵۸	۴۲,۱۹	۶,۶۷
Sum REE	۲۳,۹۹	۴۱,۷۴	۶۳,۲۵	۱۵۴,۶۳	۱۰۱,۱۱	۱۴۵,۵۵	۱۷۹,۶۶	۱۱۰,۵۴	۱۳۷,۹۴	۱۶۸,۷۳	۵۶,۸۹

sample (ppm)	کانسنگ آهن					
	109-14	109-9	109-10	109-11	24-5	24-1
La	۷,۶۷	۳,۰۷	۳,۰۴	۱,۹۶	۴,۹۱	۲,۲۸
Ce	۱۸,۶۴	۲۳,۰۱	۹,۸۷	۸,۲۸	۳,۲۰	۳,۲۳
Pr	۷۷,۱۸	۴۳,۰۸	۵۲,۹۵	۵۱,۸۲	۴۴,۲۱	۴۵,۱۲
Nd	۴۳,۰۰	۲۲,۶۱	۲۸,۳۲	۲۷,۸۹	۴,۲۳	۳,۹۷
Eu	۰,۶۵	۰,۴۸	۰,۵۱	۰,۶۱	۰,۴۰	۰,۳۵
Gd	۶۲,۵۶	۳۵,۳۲	۳۵,۰۸	۳۷,۷۹	۲۷,۴۵	۳۸,۰۰
Dy	۰,۲۸	۰,۴۲	۰,۳۱	۰,۴۲	۰,۲۷	۰,۲۹
Er	۸,۶۲	۵,۱۸	۶,۰۶	۶,۲۱	۶,۷۲	۶,۹۴
Yb	۵,۹۹	۲,۸۱	۳,۲۲	۳,۴۲	۳,۸۳	۳,۸۸
Lu	۱,۷۷	۱,۴۸	۱,۸۰	۱,۸۰	۱,۷۳	۱,۷۷
Y	۳,۲۱	۴,۴۶	۲,۹۱	۴,۷۲	۳,۰۰	۳,۵۹
Sc	۱,۵۵	۲,۸۹	۱,۹۳	۱,۵۹	۲,۲۰	۲,۵۸
U	۱۰۵,۱۸	۴۶,۸۰	۷۳,۳۸	۷۱,۵۰	۸۵,۸۱	۸۸,۲۲
P	۷۷,۹۱	۶۳,۳۹	۴۴,۲۳	۸۱,۹۵	۹۱,۷۰	۸۲,۰۵
Fe	۱۱۰۴۰۸,۱۹	۱۰۷۹۵۰,۵۰	۱۰۸۳۱۱,۳۰	۱۰۸۹۱۷,۲۰	۱۱۰۱۷۰,۱۲	۱۱۰۸۸۲,۷۸
La/Y	۲,۴۰	۰,۷۰	۱,۰۰	۰,۵۰	۱,۷۰	۰,۷۰
Ce/Ce*	۰,۰۷	۰,۱۵	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۲
(La/Yb)N	۰,۸۶	۰,۷۴	۰,۴۵	۰,۳۹	۰,۸۶	۰,۴۰
(Pr/Yb)N	۲۲,۱۰	۲۶,۳۱	۲۸,۲۱	۲۶,۰۰	۱۹,۸۰	۲۰,۰۰
(Gd/Yb)N	۸,۴۲	۱۰,۱۶	۸,۸۰	۹,۰۰	۵,۸۰	۷,۹۰
LREE	۱۴۷,۱۴	۹۲,۲۵	۹۴,۶۹	۹۰,۵۶	۵۶,۹۵	۵۴,۹۵
HREE	۷۹,۲۲	۴۰,۲۱	۴۶,۴۶	۴۹,۶۴	۴۰,۰۰	۵۰,۸۸
Sum REE	۲۲۶,۳۶	۱۳۷,۴۶	۱۴۱,۱۵	۱۴۰,۱۹	۹۶,۹۵	۱۰۵,۸۳

### نتیجه گیری

مربوط به وجود بعضی از کانی‌های عناصر نادر خاکی، کانی‌های فرعی مانند زیرکن، آپاتیت، اپیدوت، گارنت، اکتینولیت، کانی‌های کربناته و دیگر کانی‌هایی است که تمایل به جذب عناصر نادر خاکی در ساختار خود دارند و به کانی‌سازی عناصر نادر خاکی در زون اسکارنی کمک می‌کنند. Ce به صورت  $Ce^{+4}$  در شرایط اکسیدی و اسیدی تثبیت شده و آنومالی مثبت نشان می‌دهد، در حالی که در شرایط قلیایی با لیگاند‌های کربناته، کمپلکس

بر اساس مطالعات کانی‌شناسی به دلیل تنوع کانی‌های موجود در زون‌های اسکارنی، توانایی تمرکز بعضی از عناصر نادر خاکی در آن‌ها متغیر است. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی، بی‌هنجاری‌های شدیدی را در بعضی از این عناصر در پهنه‌های اسکارنی و کانسنگ آهن نشان می‌دهد. بروز آنومالی‌های مثبت برخی از عناصر نادر خاکی در زون‌های اسکارنی احتمالاً

جوی بوده است که سیالات جوی جزء خیلی کوچکی از این سیال مختلط را تشکیل می‌دهند. این جزء کوچک را می‌توان ناشی از تأثیر آب‌های با منشأ جوی که در امتداد زون برشی در حرکت بوده‌اند و سپس با آب‌های با منشأ ماگمایی مخلوط شده‌اند تلقی کرد. به موازات تزریق، جایگیری و تبلور توده نفوذی عمقی، حجم قابل توجهی سیال آهن REE دار از راه زون برشی موجود در منطقه به درون سنگ‌های کربناتی منطقه تزریق و نهایتاً باعث تشکیل کانسار آهن شده است. می‌توان گفت سیال ایجاد کننده کانسار، رابطه زایشی با توده نفوذی عمقی موجود در منطقه داشته است. بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که عواملی همچون تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط (pH, Eh و دما)، دگرسانی‌ها، فعالیت لیگاندها و حضور فازهای کانیایی فرعی، نقش مهمی در تمرکز عناصر نادر خاکی در نمونه‌های اسکارنی داشته است.

### سپاسگزاری

نویسندگان از جناب آقای مهندس ملاطهری مجری طرح عناصر نادر خاکی و سرپرست مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی کشور و سرکار خانم دکتر افسری کارشناس بخش عناصر نادر خاکی ایمیدرو، برای در اختیار قرار دادن داده‌های عناصر نادر خاکی سپاسگزاری می‌کنند.

تشکیل داده، از محیط شسته و خارج شده و آنومالی منفی نشان می‌دهد. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده بر روی فراوانی عناصر نادر خاکی در زون‌های اسکارنی کانسار آهن سنگان، میانگین نسبت‌های  $(La/Yb)_N$  و  $(Gd/Yb)_N$  که برای تعیین درجه جدایش LREE از HREE به کار می‌رود، نشان می‌دهد که نسبت LREE به HREE در نمونه‌های مورد مطالعه بالا است با توجه به غنی‌شدگی ترجیحی LREEs در سیال غنی از کلر و تمایل به غنی‌شدگی HREEs در سیالات فلونودار، احتمالاً می‌توان این غنی‌شدگی را به وجود سیال غنی از لیگاندهای کلر و حضور ضعیف‌تر لیگاندهای فلونور نسبت داد.

REEها به واسطه ماهیت pH پایین سیالات اولیه، احتمالاً با لیگاندها تشکیل کمپلکس داده و به دلیل شستشو از محیط خارج می‌شوند. با توجه به این که میانگین  $La/Y$  را می‌توان برای تعیین pH محیط تشکیل، مورد استفاده قرار داد، این نسبت می‌تواند نشان‌دهنده‌ی محیط قلیایی حاکم بر تشکیل زون اسکارنی باشد. بنابراین به نظر می‌رسد عناصر نادر خاکی به واسطه کاهش دمای سیستم و افزایش pH سیالات، در زون اسکارنی ته‌نشست و غنی‌شدگی پیدا کرده باشند.

از پارامترهای  $Ce/Ce^*$  و  $(Pr/Yb)_N$  می‌توان نتیجه گرفت که سیال مؤثر در کانی‌سازی، در کانسار آنومالی C جنوبی، مخلوطی از آب‌های ماگمایی و

### منابع

- سپیدیر. ف.، ۱۳۹۶، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شرق سنگان و بررسی احتمال ارتباط آن با کانی‌زایی آهن، رساله دکترا دانشگاه تهران، ۲۸۰ ص.
- شرکت کاوشگران، ۱۳۸۹، گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ کانسار آهن C جنوبی سنگان، ۵۷ ص.
- عابدی، ع. ر.، ۱۳۶۸، ژنز کانسار آهن سنگان خراسان، پایان نامه دوره کارشناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ۹۶ صفحه.
- کاهنی. ش.، ۱۳۸۲، مطالعات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی توده‌های C-شمالی و باغک کانسار سنگ آهن سنگان خواف، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۴۸ صفحه.
- کریم‌پور. م. ح.، ۱۳۶۹، بررسی منشأ چگونگی تشکیل کانسار آهن سنگان خراسان، مجموعه مقالات سمینار سنگ آهن، دانشکده فنی دانشگاه تهران، ص ۲۶۹-۲۸۲.
- کریم‌پور. م. ح.، ۱۳۸۲، کانی‌شناسی، آلتراسیون، سنگ منشأ و محیط تکتونیک ذخایر Fe oxide Cu-Au و مثال‌های از ایران، دانشگاه یزد، ص ۱۸۴-۱۸۷.
- کریم‌پور. م. ح.، ملک‌زاده شفارودی. آ.، ۱۳۸۵، مقایسه ژئوشیمی سنگ منشأ توده مگنتیت طلادار تنورچه و مگنتیت بدون طلای معدن سنگان، استان خراسان رضوی، مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱۳، ص ۴۳۲-۴۴۲.
- گل محمدی. ع.، کریم‌پور. م. ح.، ملک‌زاده شفارودی. آ.، مظاهری. ا.، ۱۳۹۲، پترولوژی و س‌نسجی زیرکن به روش U-Pb در توده‌های نفوذی مناطق A، C جنوبی و درودی، معدن سنگ آهن سنگان خواف، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۲، جلد ۵.
- مظاهری. س. ا.، ۱۳۸۱، رده‌بندی آمفیبول‌های کانسار سنگ آهن ناحیه سنگان خواف، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال دهم، شماره ۱، ص ۶۷-۸۱.
- Appel. P. W. U., 1999, Rare earth element in the early Archaen Isua iron-formation, West Greenland, Precambrian Research, Vol:20, p: 243-258.
- Aubert. D., Stille. P., Probst. A., 2001, REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol: 65, p: 387-406.
- Boynton. W. V., 1984, Geochemistry of REEs: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, p: 63-147.
- Crinci. J., Jurkowi. C., 1990, Rare earth elements in Triassic bauxites of Croatia Yugoslavia, Travaux, Vol: 19, p: 239-248.
- Einaudi. M.T., Burt. D. M., 1982, Terminology, classification and composition of skarn deposits, Economic Geology, Vol: 77, p: 745-754.
- Goldstein. S. J., Jocabson. S. B., 1988, rare earth element in river waters, Earth and planetary Science, Vol: 89, p: 35-47.
- Golmohammadi. A., Karimpour. M. H., Malekzadeh Shafaroudi. A., Mazaheri. S. A., 2015, Alteration mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. Ore Geology Reviews 65(2): 545–563.
- Haas. J. R., Shock. E.L., Sassani. D. C., 1995, Rare earth elements in hydrothermal systems: estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol: 59, p: 4329-4350.
- Henderson. P., 1984, Rare Earth Element Geochemistry, in Developments in Geochemistry, Elsevier, 510 p.
- Jaireth. S., Hoatson. D. M., Mieziitis.Y., 2014, Geological setting and resources of the major rare-earth-element deposits in Australia, Ore Geology Reviews, Vol: 62, p: 72-128.

- Karadag. M. M., Kupeli. S., Aryk. A., Ayhan. A., Zedef. V., Doyen. A., 2009, Rare earth elements (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas bauxite deposit (Seydisehir/Konya- Southern Turkey), *Chemie Erde Geochem*, Vol: 69, p: 143-159.
- Kato. Y., 1993, REE geochemistry of aluminous skarn in the representative Japanese skarn deposits. *Resource Geology*, Vol: 15, p: 393-400.
- Kato. Y., 1999, Rare Earth Elements as an Indicator to Origins of skarn deposits: Examples of the kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu (-Fe) deposits in Japan, *Resource Geology*, Vol: 49, p: 183-198.
- Kupeli. S., 2010, Trace and rare-earth element behavior during alteration and mineralization in the Attepe iron deposits (Feke-Adana, southern Turkey), *Journal of Geochemical Exploration*, Vol: 105, p: 51-74.
- Lottermoser. B.G., 1991, Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes, *Ore Geology Reviews*, Vol: 7, p: 25-41.
- Mazhari. N., Malekzadeh. A. S., Ghaderi. M., Lackey. J. S., Farmer. G. L., Karimpoura. M. H., 2017, Geochronological and geochemical characteristics of fractionated I-type granites associated with the skarn mineralization in the Sangan mining region, NE Iran, *Ore Geology Reviews*, Vol: 84, p: 116-133.
- Moghadam. H.S., Li. X. H., Ling. x. x., Santon. J. F., Stern. R. J., Q. L., Ghorbani. G., 2015, Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry, *Lithos*, Vol: 216, p: 118-135.
- Ohmoto. H., 2003, Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems, *Economic Geology*, Vol: 98, p: 157-161.
- Patino. L. C., Velbel. M. A., Price. J. R., Wade. J. A., 2003, Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala, *Chemical Geology*, Vol: 202, p: 343-364.
- Rollinson. H. R., 1993, *Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation*, Harlow., Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Sepidbar. F., Mirnejad. H., Li. J. W., Ma. C., 2017, Mineral and stable isotope compositions, phase equilibria and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology from the iron skarn deposit in Sangan, northeastern Iran, *Ore Geology Reviews*, Vol: 91, p: 660-681.
- Sepidbar. F., Mirnejad. H., Ma. C., Moghadam. H. S., 2018, Identification of Eocene-Oligocene magmatic pulses associated with flare-up in east Iran: Timing and sources, *Gondwana Research*, Vol: 57, p: 141-156.
- Seredin. V. V., Dai. S., 2012, Coal deposits as potential alternative sources for lanthanides and yttrium, *International Journal of Coal Geology*, Vol: 94, p: 67-93.
- Torres-Alvarado. I. S., Pandarinath. K., Verma. S. P., Dulski. P., 2007, Mineralogical and geochemical effects due to hydrothermal alteration in the Los Azufres geothermal field, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol: 24, p: 15-24.
- Wood. S. A, 1990, The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure, *Chemical Geology*, Vol: 88, p: 99-125.
- Yosoff. Z. M., Ngwenya. B. T., Parsons. I., 2013, Mobility and fractionation of REE during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia, *Chemical Geology*, Vol: 349-350, p: 71-76.