

## مطالعه کانه‌زایی با استفاده از شواهد دگرسانی گرمابی و مطالعات میانبارهای سیال در کانسنگ‌های آهن قطروبییه، شمال شرق نیریز، زون سنندج - سیرجان

محمدعلی رجب‌زاده\* و سینا اسدی

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

### چکیده

مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی در منطقه قطروبییه، نشان‌دهنده دو مرحله جداگانه دگرسانی گرمابی همراه کانه‌زایی آهن با برتری کانی مگنتیت است. حضور بافت‌های جانیشینی گسترده در سنگ‌های واکنش‌پذیر کربناته دگرگون‌شده به‌عنوان میزبان کانسنگ‌ها، مرز تدریجی بین کانسنگ آهن و سنگ میزبان، شواهد دگرسانی Na-Ca و توالی پاراژنری پاراگنیت + سیدریت + تیتانیت + تورمالین ± ترمولیت ± پیریت ± کالکوپیریت همراه با مگنتیت، نشان می‌دهند که بخشی از فرآیند کانه‌زایی عمقی به‌صورت دیرزاد و در امتداد مرز لایه‌بندی، همزمان با دگرسانی و بر اثر عملکرد سیال گرمابی اسیدی با شوری بالا صورت گرفته است. بخش دوم کانه‌زایی آهن با دگرسانی سریسیتی-پروپلیتی مشخص و با بافت و ساخت رگه‌ای-رگچه‌ای، جانیشینی هماتیت به‌جای مگنتیت و توالی پاراژنری سریسیت + کوارتز + اپیدوت + کلریت ± مگنتیت همراه بوده است. مطالعه عناصر گروه REE سنگ میزبان نشان‌دهنده حمل آنها همراه با عناصر گروه LILE طی دگرسانی و برعکس، غنی‌شدگی عناصر گروه HFSE است. مطالعه میانبارهای سیال در کوارتزهای کانسنگ مگنتیت نشان می‌دهند که این دسته از کانسنگ‌ها از سیالات گرمابی سرشار از  $\text{NaCl-MgCl}_2\text{-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  با درجه حرارت بین ۱۸۰ تا ۴۳۵ درجه سانتی‌گراد و با شوری ۳/۵ تا ۱۵ درصد وزنی معادل NaCl در فشارهای کمتر از ۲۸۰ بار تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی، آهن، گرمابی، میانبار سیال، قطروبییه

### مقدمه

از اواخر پالئوزوئیک بالایی تا تریاس میانی زون سنندج-سیرجان با پدیده کافت‌شدگی و نهشت کربنات‌ها، گدازه‌های بالشی و برش‌های همزمان با رسوب‌گذاری مواجه شده که نشان‌دهنده رژیم تکتونیکی کششی و جدایش بلوک ایران مرکزی از گندوانا و گسترش بستر اقیانوس نئوتتیس است (Berberian and King, 1981;

بر اساس پیشینه زمین‌دینامیکی زون سنندج-سیرجان (Alavi, 2007) در زمان نئوپروتروزوئیک تا دونین یک حوضه سکویی حاشیه قاره‌ای و کششی بوده که با رخداد نازک‌شدگی پوسته در پالئوزوئیک پایینی همراه بوده است (Rachidnejad-Omran *et al.*, 2002).

از مطالعات صحرایی کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی صورت گرفته است

### زمین‌شناسی منطقه قطروویه

زون برشی دگرگونی سنندج-سیرجان، بخشی از کمربند چین‌خوردگی-رورانندی زاگرس در ایران به‌شمار می‌رود (Alavi, 2007; Sarkarinejad *et al.*, 2008). رخنمون‌های محدودی از سنگ‌های الترامافیک سرپانتینی، گابرو و مرمر به‌عنوان قدیمی‌ترین مجموعه سنگی منطقه با سن پروتروزوئیک پسین-پالئوزوئیک پیشین در منطقه قطروویه مشاهده می‌شوند.

بهترین رخنمون این مجموعه در منطقه چاه پازن به‌صورت نوار به پهنای ۶۰۰ تا ۷۰۰ متر و در طول ۵ کیلومتر مشاهده می‌گردد. از دیدگاه سبزه‌یی (منتشر نشده)، این واحد سنگی کهن‌ترین مجموعه سنگی زون سنندج-سیرجان است که از تفریق ماگماهایی با گرایش کوماتییتی به‌وجود آمده‌اند. واحدهای سنگی پالئوزوئیک پیشین، شامل تناوبی از مرم‌های کلسیتی، میکا شایست، کوارتزیت، شایست سبز، آمفیبولیت، گنیس، شایست سیاه و چرت‌های سیاه است. وجود فسیل آکریتارک و آثار زیستوران کامبرین بالایی، نشانه سن این واحد در این برهه زمانی است. از نظر سنی این واحد معادل سازند میلا بوده و در سطح ورقه قطروویه برتری مطلق دارد (Eshraghi *et al.*, 1999).

بر اساس بررسی‌های صحرایی، مرم‌های کلسیتی-دولومیتی و شایست‌های سبز پالئوزوئیک پیشین، میزبان اصلی اندیس‌های آهن معرفی می‌گردند (شکل ۱). شایست‌های سبز با بلورهای ریز تا درشت مگنتیت (از زیر ۱ میلی‌متر تا ۵ میلی‌متر) بر روی مرم‌های کلسیتی-

(Sheikholeslami, 2002). پس از این زمان با تغییر رژیم تکتونیکی منطقه و با شروع فرورانش دست کم دو مرحله دگرگونی همزمان با فرورانش و ایجاد کمربندهای مزدوج و دگرگونی کوهزایی ناشی از برخورد دو قاره در منطقه اتفاق افتاده است که به‌صورت گسترش رخساره سنگ‌های دگرگونی فشار بالا-دما پایین (کیانیت شایست) در نزدیکی راندگی اصلی زاگرس و تغییر محیط فشارشی به کششی به‌سمت کمربند ارومیه-دختر و گسترش رخساره‌های دگرگونی دما بالا-فشار پایین با تزریق باتولیت بزرگ گرانیت-گنیس چاه دزدان مشخص می‌گردد (Sarkarinejad *et al.*, 2008).

اندیس‌های آهن قطروویه در لبه شرقی این زون و در ۴۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان نیریز و در محدوده استان‌های فارس و کرمان، در طول‌های جغرافیایی  $50^{\circ} 54' - 30^{\circ} 54'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $29^{\circ} 20' - 29^{\circ} 12'$  شمالی واقع شده‌اند.

مهم‌ترین راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه مسیر جاده اصلی نیریز-قطروویه-سیرجان است. منطقه نیریز از دیدگاه ساختاری در دو زون متفاوت قرار می‌گیرد. بخش‌های غربی و جنوب غربی در زون زاگرس خرد شده (بخش مشکان) و بخش‌های شمالی و شمال شرقی که عمدتاً در زون سنندج-سیرجان (بخش پشت‌کوه) قرار دارند.

تمامی اندیس‌های آهن قطروویه در بخش پشت‌کوه متمرکز شده‌اند. ذخایر احتمالی هرکدام از این اندیس‌ها بین ۵۰ تا ۱۵۰۰ تن برآورد می‌گردد. این تحقیق، در محدوده قطروویه به‌منظور دستیابی به الگوی ایجاد مجموعه‌های دگرسانی، همراه با کانه‌زایی آهن و تحرک یا عدم تحرک عناصر مختلف در سنگ میزبان با استفاده

چهار گروه کانی‌های اکسیدی، سیلیکاتی، سولفیدی و کربناتی به شرح ذیل تشخیص داده شدند:

۱) **گروه اکسیدی:** مگنتیت به صورت‌های لایه‌ای، توده‌ای و افشان، کانی اصلی گروه اکسیدی بوده که بر اثر اکسایش به مارتیت، مگهمیت، اسپیکیولاریت، گوئیتیت و لیمونیت تبدیل شده است (شکل ۳- الف تا ۳- ج). برون رست ایلمنیت به صورت تیغه‌های صورتی رنگ از داخل مگنتیت‌ها (شکل ۳- د) نشان‌دهنده غنی بودن مگنتیت از تیتانیم است.

بافت‌های جانیشینی در سنگ میزبان، مهم‌ترین گروه بافت‌های مشاهده شده کانی‌های گروه اکسیدی به ویژه مگنتیت هستند. این بافت‌ها به صورت مرزهای شکستگی غیرقابل جورشدن (شکل ۴- الف)، پهن‌شدگی رگه‌ها (شکل ۴- ب)، رشد تداخلی نامنظم (شکل ۴- ج)، جزایر جانشین نشده مقاوم (شکل ۴- د)، بافت خوردگی (شکل ۴- ه) و جانیشینی در سطوح رخ‌ها (شکل ۴- و) در مقاطع میکروسکوپی مشاهده گردیدند.

۲) **گروه سیلیکاتی:** تورمالین (شورل - دراویت) (شکل ۵- الف)، اکتینولیت (شکل ۵- ب) و تیتانیت، مهم‌ترین سیلیکات‌های همراه با مگنتیت هستند. اپیدوت، کلریت (شکل ۵- ج)، موسکوویت، تالک و کوارتز از دیگر سیلیکات‌های فراوان همراه با هماتیت هستند.

همچنین میکای سدیم‌دار (پاراگونیت) که با موسکوویت هم‌ساختمان است، با روش پراش پرتو ایکس شناسایی گردید.

۳) **گروه کربناتی:** سیدریت و مالاکیت (با بافت گل‌کلمی) مهم‌ترین کانی‌های این گروه بوده که در بخش‌های سطحی همراه با مارتیت و گوئیتیت مشاهده می‌شوند.

دولومیتی رورانده شده‌اند. مرمهرهای این واحد تماماً دارای بافت گرانوبلاستیک هستند. واحدهای سنگی پالئوزوئیک پسین عموماً از مرمهرهای دولومیتی - کلسیتی، کالک‌شیست، میکا شیست، شیست سبز، گنیس، اسلیت و فیلیت تیره‌رنگ تشکیل شده‌اند. اسلیت‌ها و فیلیت‌های این واحد بسیار تیره رنگ بوده که بیانگر وفور مواد آلی در آنها است.

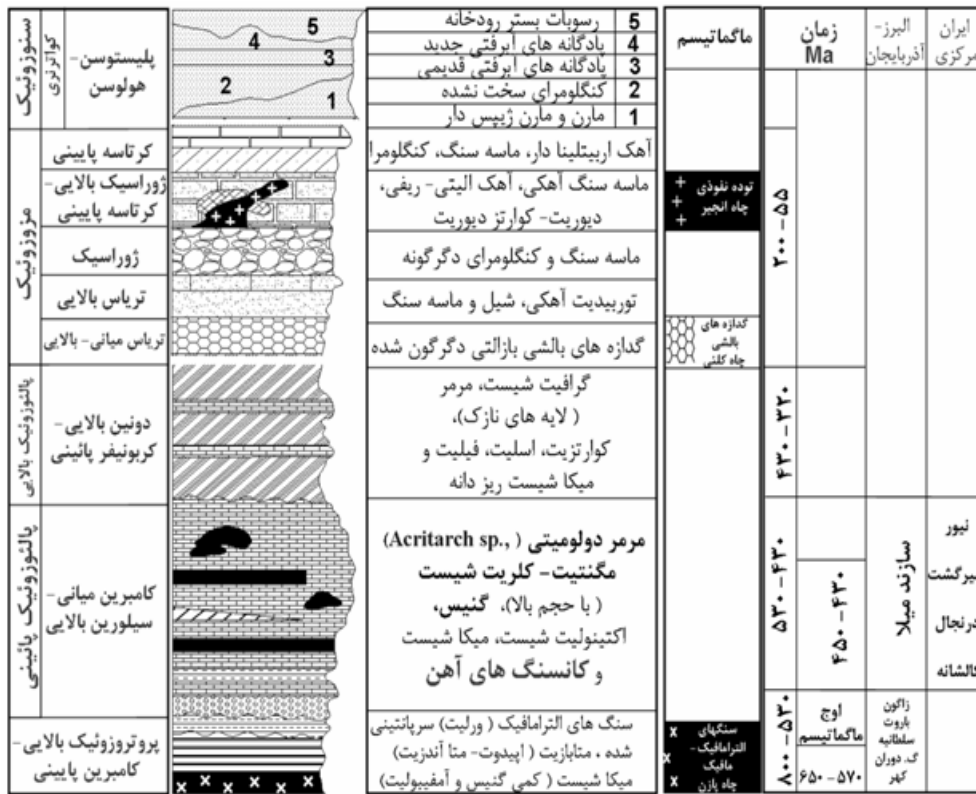
واحدهای سنگی تریاس میانی - پسین، پس از پشت سر گذاشتن یک دوره وقفه چینه‌شناختی به صورت دگرشیب بر روی واحدهای قبلی قرار گرفته‌اند. این واحدهای سنگی عمدتاً از گدازه‌های بالشی و شیشه‌های بازالتی تشکیل شده‌اند. وجود گدازه‌های بالشی در ورقه قطروییبه نشان‌دهنده ماگماتیسم در یک محیط عمیق دریایی است.

از ژوراسیک تا کرتاسه ۲۵۰۰ متر رسوبات فلیش‌گونه، شامل: کنگلومرا، شیست و فیلیت منطقه را پوشانیده‌اند. وجود قلوه‌های مگنتیت در کنگلومرای ژوراسیک بیانگر رخداد بخشی از کانه‌زایی آهن پیش از این زمان است. همه واحدهای نامبرده در طول سنوزوئیک به وسیله کنگلومراهای درشت‌دانه سخت‌نشده تا ریز دانه، مارن‌ها، سیلت‌ها و مارن‌های گچ‌دار و پادگانه‌های آبرفتی جدید و قدیم پوشیده شده‌اند (شکل ۲).

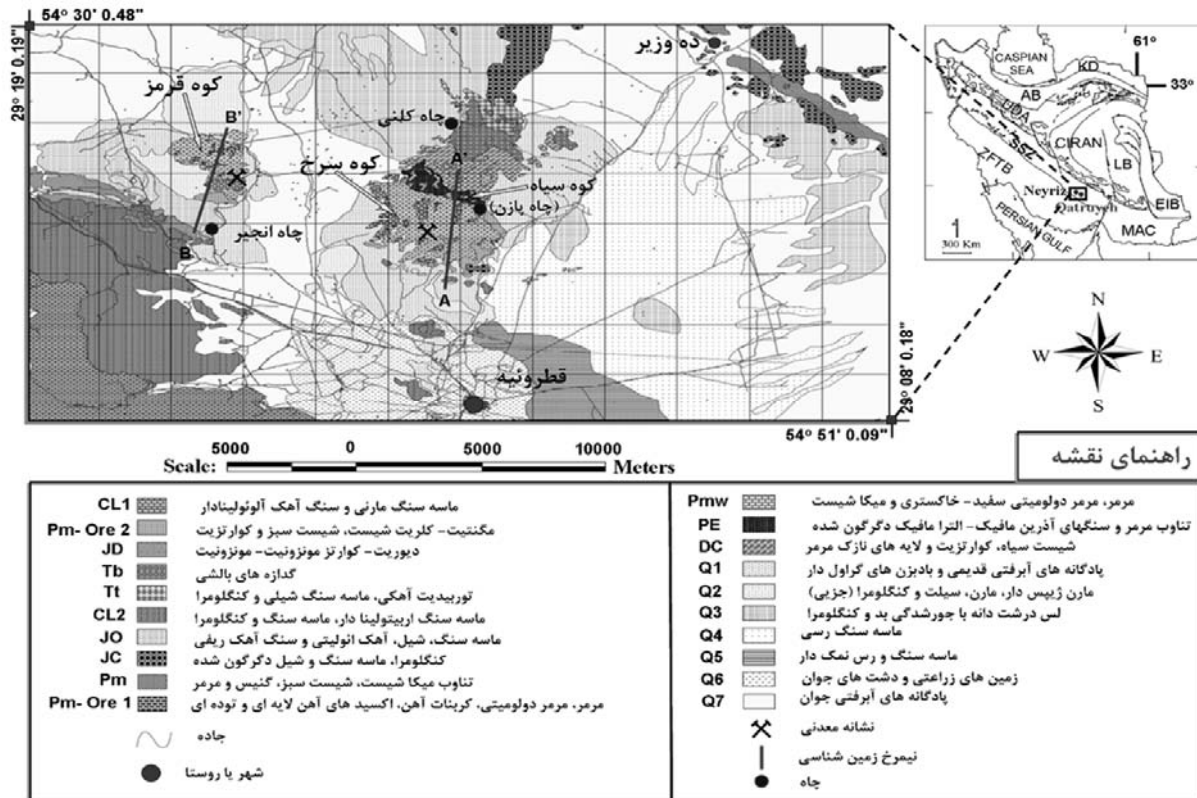
## روش انجام پژوهش

### الف) کانی شناسی کانسنگ آهن و سنگ میزبان

به منظور بررسی کانی شناسی کانسنگ آهن و سنگ میزبان آن ۴۵ مقطع صیقلی، ۱۵ مقطع نازک و ۲۷ مقطع نازک صیقلی از نمونه‌های شاخص تهیه و به روش میکروسکوپی و تعداد ۱۰ نمونه نیز به روش اشعه ایکس انکساری مطالعه شدند. براساس این مطالعات،



شکل ۱- ستون چینه‌شناسی منطقه قطروویه.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه قطروویه.

در پوسته زیرین بدون رخنمون سطحی تغذیه کردند (Guilbert and Park, 1997).

همچنین بر اساس مطالعات صورت گرفته در محیط‌هایی که تحت تأثیر فرآیندهای دگرگونی قرار گرفته‌اند، سیالات غیرماگمایی ناشی از پدیده دگرگونی نیز می‌توانند سبب کانه‌زایی آهن از عمق تا سطح گردند (Williams et al., 2005). کانه‌زایی در عمق با ظهور مگنتیت  $\pm$  پیریت  $\pm$  کالکوپیریت  $\pm$  هماتیت و معمولاً با برتری دگرسانی سدیمی همراه است که بر اساس نوع سنگ میزبان، کانی‌های دگرسانی متفاوت خواهند بود (Hitzman et al., 1992).

در سنگ‌های میزبان فلسیک تا حدواسط ظهور کانی‌هایی، مثل: آلبیت، اسکاپولیت، پیروکسن‌های سدیمی و آمفیبول‌های سدیمی، نشانه این نوع از دگرسانی است. در منطقه قطروییہ نیز بر اساس شواهد ساختاری گسترده و رژیم‌های تکتونیکی متفاوت معرفی شده توسط (Sarkarnejad et al. 2008) سنگ میزبان و کانسنگ آهن چندین بار تحت تأثیر دگرگونی واقع شده‌اند. بنابراین، تشخیص نوع دگرسانی با مشکل همراه است.

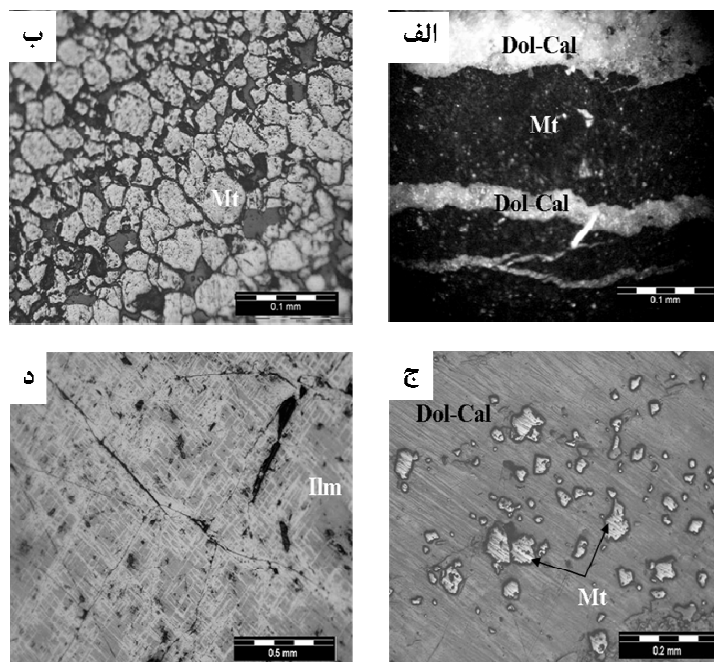
نتایج پراش پرتو ایکس و مطالعات میکروسکوپی گسترده در این تحقیق نشان می‌دهند که کانه‌زایی مگنتیت با دگرسانی سدیمی-کلسیمی همراه بوده است. همچنین، تأثیر دو مرحله متفاوت دگرسانی همراه با کانه زایی آهن در منطقه قابل تفکیک بوده و چنین نتایجی در مناطق دیگری که تحت تأثیر پدیده دگرگونی ناحیه‌ای واقع می‌شوند نیز قبلاً گزارش گردیده‌اند (Hitzman, 2000).

۴) گروه سولفیدی: کانی‌های سولفیدی به‌طور جزئی همراه با مگنتیت و بیشتر به‌صورت ثانویه جانشین آنها شده‌اند. پیریت عمده‌ترین کانی سولفیدی است که جزایری از مگنتیت را در خود جای داده و با کالکوپیریت به‌مقدار جزئی همراه است (شکل ۵-د).

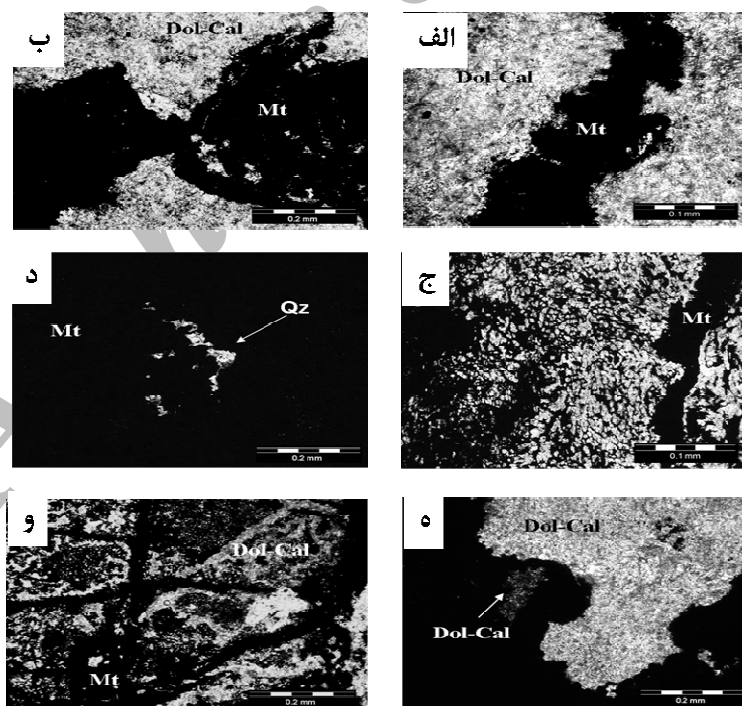
#### ب) دگرسانی و کانه‌زایی آهن

کانه‌زایی آهن به‌صورت عدسی، توده‌ای تا لایه‌ای در مرز لایه‌بندی سنگ میزبان کربناته و با تبعیت از مسیر شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه انجام شده است. این کانه‌زایی با نهشته‌شدن مگنتیت در عمق همراه با دگرسانی سدیمی-کلسیمی و با تشکیل هماتیت در سطوح کم‌عمق همراه با دگرسانی سربستی-سیلیسی است. با توجه به این‌که کانسنگ آهن در مرم‌های کلسیتی-دولومیتی نسبت به شیب‌های سبز بیشتر جایگزین شده‌اند، نهشت آهن فرآیندی گزینشی بوده، نشان می‌دهد که به‌وسیله فرآیندهای شیمیایی کنترل شده است. همچنین، عدم حضور کانی‌های اسکارن پیش از نهشت کانسنگ و اینکه تمامی اندیس‌های معدنی دارای تناژ پایین و عیار بالا هستند، نشان‌دهنده منشأ دیرزاد کانه‌زایی آهن در منطقه قطروییہ هستند. در تمامی نقاط جهان اهمیت اقتصادی این کانسارها به‌عنوان منابع جهانی آهن، بمراتب بسیار کم‌تر از سازندهای نواری آهن است.

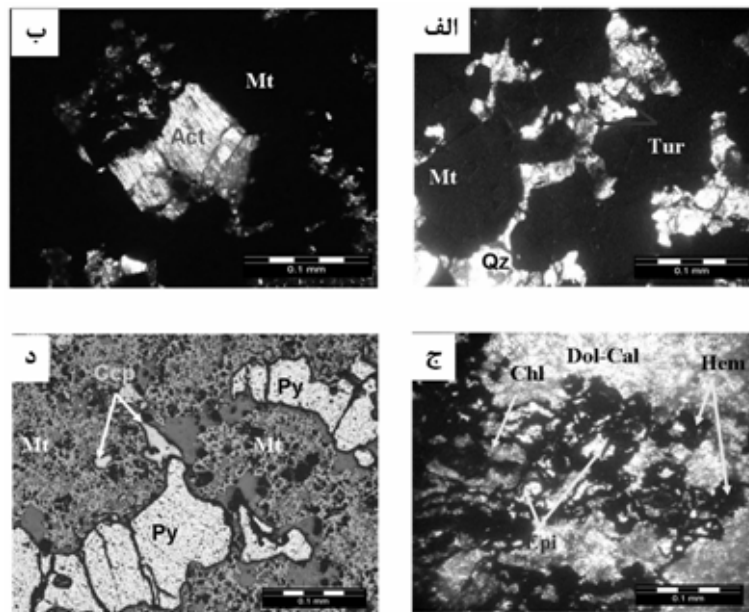
آهن می‌تواند توسط سیالات گرمایی از کانی‌های حاوی آهن شسته و سپس در محیط‌های مناسب نهشته گردد. این دسته از کانسارها می‌توانند مستقیماً با یک توده نفوذی در ارتباط باشند و یا از یک منبع ماگمایی



شکل ۳- انواع بافت‌های کانسنگ‌های مگنتیت. الف) مگنتیت Mt با بافت نواری (لایه‌ای) در بین دولومیت-کلسیت Dol-Cal. ب) مگنتیت توده‌ای با بافت گرانولار (دانه‌ای)، ج) مگنتیت با بافت پراکنده (افشان) و د) بافت برون‌رستی تیغه‌های ایلیمینیت Ilm در مگنتیت توده‌ای.



شکل ۴- بافت‌های جانشینی در سنگ میزبان. الف) مرزهای شکستگی غیرقابل جور شدن (نامتقارن)، ب) پهن شدن رگه‌ها در محل شکستگی‌ها، ج) رشد تداخلی نامنظم و کرم‌مانند، د) جزیره‌های جانشین‌نشده مقاوم کوارتز Qz در زمینه مگنتیت، ه) سطوح مقعر در داخل سنگ میزبان (بافت خوردگی) و جزایر بازماندی دولومیت-کلسیت، و) جانشینی در امتداد سطوح رخ‌های رومبوئدری دولومیت-کلسیت.



شکل ۵- سیلیکات‌ها و سولفیدهای همراه با اکسیدهای آهن. الف) پارائز مگنتیت-کوارتز-تورمالین (Tur)، ب) کانه‌زایی مگنتیت همراه با اکتینولی، ج) کلریت (Chl)- اپیدوت (Epi) همراه با کانه‌زایی هماتیت، د) فازهای تأخیری پیریت-کالکوپیریت در مگنتیت.

است، گزارش شده است (Marschall *et al.*, 2006). کانی ترمولیت نیز به‌عنوان یک کانی سیلیکاته همراه با مگنتیت و به‌صورت بلورهای رشته‌ای در نمونه‌ها دیده می‌شود. همچنین، کانی‌های سولفیدی به‌مقدار جزئی همراه با مگنتیت در بعضی از نمونه‌ها مشاهده می‌گردد. مشاهدات بافتی در زیر میکروسکوپ نشان می‌دهند که کانی‌های سیلیکاتی نظیر تیتانیت، تورمالین و ترمولیت پس از کانه‌زایی مگنتیت تشکیل شده‌اند. به‌نظر می‌رسد که سیالات سازنده مگنتیت پس از تفکیک اولیه سبب کانی‌سازی سیلیکاتی شده‌اند. از نظر Lottermoser (۱۹۹۲) این شرایط در سیستم‌هایی به‌وجود می‌آید که نسبت واکنش‌پذیری سیال به سنگ بسیار پایین، شرایط کاهشی حاکم و همچنین لیگاندهای کلریدی در سیال گرمایی فراوان باشند. در این شرایط عناصر کمیاب خاکی (REEها) در سنگ میزبان بسیار پویاشده، در پیامد آن دگرسانی سدیمی-پتاسیمی ایجاد می‌شود

مرحله نخست دگرسانی با دگرسانی نوع Na-Ca و توالی پارائزی مگنتیت + پاراگونیت + سیدریت + تیتانیت + تورمالین ± ترمولیت + اکتینولیت ± پیریت ± کالکوپیریت همراه است. کانی پاراگونیت از نظر Rusinov و همکاران (۲۰۰۸) در مناطقی که تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای و دگرسانی سیالات مرتبط واقع شده‌اند، ایجاد می‌شود. سیدریت فقط همراه با مگنتیت در متاکربنات‌های دگرسان شده مشاهده می‌گردد و در نمونه‌های مشابه دگرسان نشده دیده نمی‌شود. همراهی سیدریت با مگنتیت نشانه رخساره‌های بالاتر از شیب سبز و در حد آمفیبولیت است.

در نمونه‌های منطقه قطروویه، تورمالین به‌عنوان یک کانی دگرسانی به‌صورت تیغه‌ای تا شعاعی، با رنگ قهوه‌ای و هم‌رشدی با کوارتز دیده می‌شود. تورمالین به‌عنوان یک کانی دگرسانی در مناطق فرورانش و در رژیم‌های ترافشارشی دگرگونی تحت تأثیر ذوب صفحه فرورنده که با ایجاد سیالات سرشار از عنصر B همراه

تکرار پدیده میلونیتی شدن سبب باز و بسته شدن سیستم‌های شکستگی می‌گردد و در نتیجه، مسیرهای لازم برای چرخش سیالات گرمایی فراهم می‌آید (Chao *et al.*, 1992; Chao *et al.*, 1997).

سیالات با منشأ پوسته فرورونده اقیانوسی، ضمن عبور از سطوح عمیق پوسته و واحدهای مافیک-الترامافیک موجب آبشویی آهن و غنی شدن از این عنصر شده، سپس در مسیر بازگشت صعودی در تماس با سنگ‌های کربناته واکنش پذیر، آهن خود را به صورت ترکیبات اکسیدی بر جای می‌گذارند (Hemley and Hunt, 1992). کانسنگ‌های آهن قطروویه محصول این فرآیند هستند. توالی پاراژنزی در منطقه مورد مطالعه بر اساس داده‌های کانی شناختی مجموعه کانسنگ و هاله‌های دگرسانی مرتبط در شکل ۶ آورده شده است.

مرحله اکسایش	دگرسانی سربستیک-پروپلیتیک	دگرسانی سدیک-کلسیک
مگنتیت		
هماتیت		
تورمالین		
تیفانیت		
اسکا پولیت		
اکتینولیت		
سیدریت		
پاراگوئیت		
اپیدوت		
سرسیت		
کلریت		
کوارتز		
پیریت		
کالکوپیریت		
کلسیت		
دولومیت		
گولتیت		
لیمونیت		
مالاکیت		

شکل ۶- توالی پاراژنزی منطقه قطروویه.

### زمین‌شیمی سنگ میزبان

در این گونه مطالعات، نمودارهای غنی‌شدگی-تهی‌شدگی عناصر به‌منزله روشی برای نمایش تحرک عناصر در زون‌های دگرسانی همراه با کانه‌زایی گرمایی استفاده شده است (Rollinson, 1993). بر این اساس تحرک عناصر در سنگ‌های دگرسان‌شده و

(Cathelineau, 1987; Schneider *et al.*, 1988; Lottermoser, 1992).

با پیشروی سیالات گرمایی به سطوح کم عمق‌تر پوسته و اختلاط آنها با آبهای جوی و افزایش نسبت واکنش‌پذیری سیال به سنگ، کاهش درجه حرارت، افزایش pH و کاهش تحرک عناصر گروه REE‌ها در سیال صورت می‌گیرد و در این موقعیت، با افزایش میزان اکسیداسیون محیط و افزایش pH سیال، شرایط تشکیل هماتیت فراهم می‌گردد و در نتیجه، مرحله دوم کانه‌زایی که با دگرسانی سربستی-پروپلیتی مشخص می‌شود با کانه‌زایی گسترده هماتیت همراه است. در این نوع دگرسانی سیلیسی‌شدن، کلریتی‌شدن، سربستی‌شدن و اپیدوتی‌شدن بسیار گسترده بوده، توالی پاراژنزی، شامل: مجموعه هماتیت+ سربستیت+ کوارتز+ اپیدوت+ کلریت ± مگنتیت می‌شود.

از نظر Hitzman (۲۰۰۰) این گروه از انواع کانه‌زایی‌های آهن وابسته به مناطق کششی در طول یک حاشیه قاره‌ای مرتبط با فرورانش بوده، دگرسانی‌های وابسته به کانه‌زایی مگنتیت از عمق با دگرسانی سدیمی یا سدیمی-کلسیمی شروع و به سمت بالا به مجموعه دگرسانی‌های پتاسیمی-سربستی-سیلیسی همراه با کانه‌زایی هماتیت بر اساس درجه برخورد یا واکنش با آبهای جوی یا تغییرات سیال در زمان صعود ختم می‌گردد.

با توجه به این که منطقه مورد مطالعه در حاشیه یک زون فرورانش قرار گرفته است، رخداد این نوع کانه‌زایی به همراه دگرسانی‌های مرتبط، به احتمال زیاد بر اثر گرمای زیاد حاصل از پدیده فرورانش که با تغییر شکل‌های فشارشی و میلونیتی‌شدن همراه است، در طول حواشی قاره‌ای ایجاد شده است. این وضعیت در بازدیدهای صحرایی در منطقه قطروویه مشاهده می‌شود.



ALS-Chemex کانادا انجام شد. نتایج شیمیایی در جدول ۱ ارائه شده‌اند که نشان‌دهنده فقیرشدگی سنگ میزبان نزدیک به توده معدنی از عناصر سنگ‌دوست با یون بزرگ LILE نظیر عناصر Sr و Pb و در مقابل غنی‌شدگی از عناصر واسطه نظیر Ni, Cr, Co, Zn و Cu در ضمن دگرسانی است.

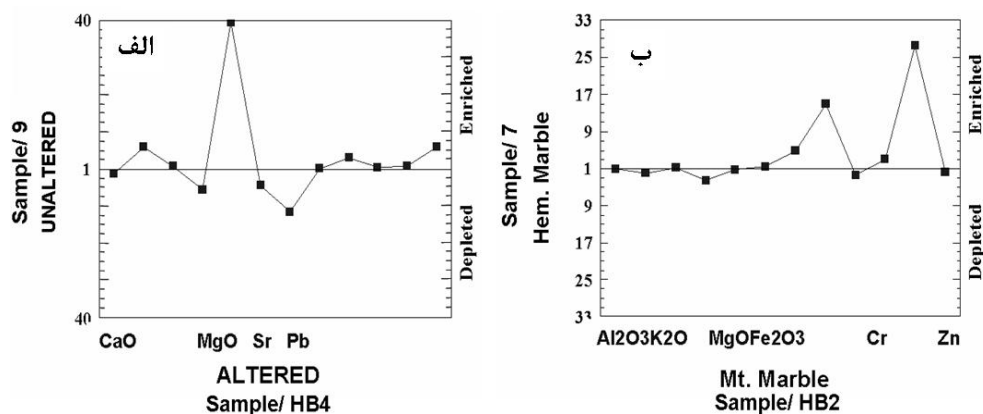
دگرسان‌نشده میزبان در منطقه قطروبییه مطالعه و ارزیابی شده‌اند. تجزیه عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های سنگ میزبان به روش طیف‌سنجی جذباتمی (AAS) در بخش علوم زمین دانشگاه شیراز و تجزیه عناصر کمیاب خاکی به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ میزبان کربناته دگرگون‌شده قطروبییه (نمونه‌های FM1 تا FM5: سنگ میزبان دگرسان‌نشده و نمونه‌های AM1 تا AM11: سنگ میزبان دگرسان‌شده)، عناصر اصلی بر اساس درصد وزنی (wt %) و عناصر جزئی بر اساس گرم در تن (ppm) اندازه‌گیری شده‌اند. n.d. مقادیر کم‌تر از حد تشخیص دستگاه هستند.

Field NO.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	L.O.I	Ba	Ce	Cr	Cs	Cu	Dy	Eu	Ga
FM 1	17.00	0.01	0.38	0.32	0.02	3.70	34.55	1.55	0.13	0.03	41.00	921.10	2.60	27.80	12.66	0.45	0.30	0.08	2.27
FM 2	19.00	0.01	0.40	0.29	0.14	3.40	38.00	2.20	0.14	0.04	35.00	823.40	n.d.	88.00	14.34	10.00	n.d.	n.d.	1.34
FM 3	14.00	0.01	0.30	0.32	0.09	3.80	37.00	1.30	0.13	0.02	42.00	762.51	n.d.	92.00	10.27	4.00	n.d.	n.d.	2.51
FM 4	20.00	0.01	0.50	0.43	0.07	5.40	32.00	2.10	0.16	0.02	38.00	973.55	n.d.	123.00	13.18	5.00	n.d.	n.d.	0.98
FM 5	24.50	0.01	0.44	1.23	0.08	4.23	39.40	1.44	0.12	0.01	29.00	812.10	2.59	7.50	10.00	3.75	0.20	0.06	0.80
AM 1	26.00	0.01	1.60	9.50	0.18	6.00	19.54	0.85	0.80	0.12	33.00	24.40	85.30	59.81	0.15	767.00	8.51	0.43	6.45
AM 2	22.00	0.01	1.70	15.50	0.97	1.40	25.00	2.30	0.70	0.13	29.00	33.21	n.d.	67.00	0.23	507.00	n.d.	n.d.	14.63
AM 3	31.00	0.01	1.90	10.00	0.23	2.00	17.54	0.70	0.90	0.12	35.00	25.67	n.d.	371.00	0.14	7.00	n.d.	n.d.	15.32
AM 4	27.00	0.05	2.64	14.00	0.31	1.67	16.67	0.83	1.10	0.14	35.00	54.50	n.d.	381.00	0.34	525.00	n.d.	n.d.	25.27
AM 5	15.00	0.01	0.48	33.26	1.25	0.83	18.25	2.50	0.05	0.13	30.00	16.46	203.72	44.64	0.07	739.60	2.55	0.32	13.65
AM 6	9.00	0.06	1.20	35.02	1.10	1.00	18.41	2.80	0.46	0.17	31.00	19.40	258.22	158.00	0.08	780.00	39.79	0.44	24.33
AM 7	19.00	0.06	0.53	8.92	0.10	17.27	13.00	2.50	0.13	0.19	38.00	25.21	n.d.	67.25	1.24	137.00	n.d.	n.d.	1.98
AM 8	16.00	0.02	0.90	12.60	0.21	1.70	23.80	3.00	0.50	0.14	41.00	44.82	n.d.	363.00	1.05	192.00	n.d.	n.d.	3.42
AM 9	18.50	0.03	1.75	14.65	0.45	1.84	21.24	1.43	0.42	0.12	38.00	53.14	4.90	50.00	3.70	267.55	0.53	0.13	1.20
AM 10	17.32	0.04	0.99	12.54	0.78	2.26	17.25	1.50	0.65	0.10	40.00	42.20	2.80	10.00	3.52	3.75	0.49	0.10	1.60
AM 11	14.65	0.01	0.87	19.35	0.29	1.92	18.51	2.65	0.73	0.13	39.00	723.62	4.20	7.50	5.75	1.76	0.33	0.13	1.00
Field NO.	Hf	La	Lu	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sc	Sm	Sr	Ta	Th	U	Y	Yb	Zn	Zr
FM 1	0.15	1.24	n.d.	0.25	1.71	46.12	27.25	n.d.	0.61	1.34	0.24	950.21	0.03	0.70	0.08	2.12	0.10	56.00	1.35
FM 2	0.10	n.d.	n.d.	0.32	n.d.	17.00	105.00	n.d.	0.32	1.25	n.d.	444.00	0.01	0.52	0.09	1.84	n.d.	81.00	2.34
FM 3	1.43	n.d.	n.d.	0.29	n.d.	15.00	134.00	n.d.	0.55	0.99	n.d.	615.00	0.04	0.42	4.32	3.25	n.d.	25.00	0.86
FM 4	0.42	n.d.	n.d.	0.35	n.d.	19.00	231.00	n.d.	1.23	1.63	n.d.	126.00	0.10	0.79	0.98	1.94	n.d.	34.00	1.58
FM 5	0.15	1.70	0.03	0.40	1.00	3.75	6.00	0.32	2.90	0.74	0.29	763.00	0.07	0.28	0.17	1.40	0.10	14.00	2.00
AM 1	6.74	32.20	n.d.	0.75	12.56	57.76	40.92	n.d.	1.50	0.60	4.19	168.07	3.71	37.30	12.55	6.90	8.58	158.29	158.40
AM 2	16.53	n.d.	n.d.	15.56	n.d.	26.00	17.00	n.d.	11.34	2.56	n.d.	266.00	0.12	129.40	63.45	5.63	n.d.	168.00	227.40
AM 3	15.36	n.d.	n.d.	18.43	n.d.	22.00	11.00	n.d.	18.21	3.84	n.d.	118.00	1.43	192.50	98.45	8.28	n.d.	169.00	252.71
AM 4	17.27	n.d.	n.d.	11.34	n.d.	37.00	1.00	n.d.	0.98	n.d.	n.d.	101.00	2.76	48.70	44.61	2.73	n.d.	144.00	121.52
AM 5	8.71	35.18	n.d.	9.41	22.38	59.02	76.42	n.d.	0.60	2.00	7.47	170.00	13.31	147.35	51.32	4.76	8.33	180.86	396.37
AM 6	14.02	39.74	n.d.	18.42	25.38	109.08	150.80	n.d.	0.60	2.52	8.56	139.00	14.58	152.64	52.06	18.74	8.37	1266.51	490.00
AM 7	1.43	n.d.	n.d.	3.23	n.d.	49.00	87.00	n.d.	2.32	1.48	n.d.	61.00	2.51	6.67	3.67	1.32	n.d.	59.00	7.93
AM 8	2.78	n.d.	n.d.	2.85	n.d.	67.00	55.00	n.d.	4.54	2.53	n.d.	163.00	1.73	3.50	5.59	0.99	n.d.	103.00	19.47
AM 9	0.15	3.30	0.04	0.70	2.40	14.00	13.00	0.61	1.50	2.32	0.54	173.00	0.10	0.51	0.69	2.80	0.25	113.00	4.00
AM 10	0.15	2.10	0.03	0.30	1.30	3.75	14.00	0.35	3.10	1.65	0.30	267.91	0.08	0.35	2.51	3.60	0.17	135.00	5.00
AM 11	0.15	3.00	0.03	0.15	2.40	3.75	33.00	0.60	14.27	2.01	0.51	361.00	0.08	0.27	1.74	3.90	0.19	205.00	3.00

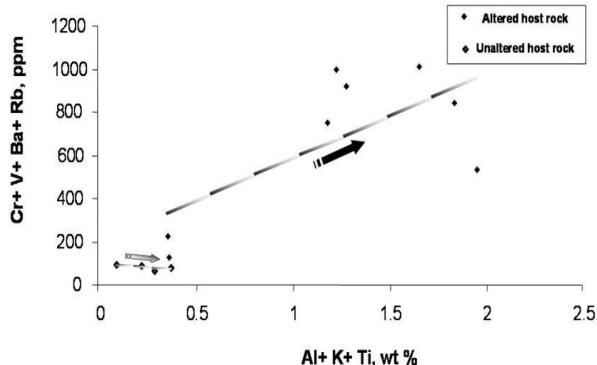
تفکیک نمونه‌های میزبان اطراف نوارهای مگنتیت و هماتیت مشخص می‌گردد که نمونه‌های برداشت‌شده از اطراف کانسنگ‌های مگنتیت نسبت به کانسنگ‌های هماتیت از Na<sub>2</sub>O, Pb, Co, Ni و Cu غنی شده‌اند و در مقابل نمونه‌های برداشت‌شده از اطراف کانسنگ هماتیت، نسبت به کانسنگ مگنتیت از K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Cr و Zn غنی شده‌اند (شکل ۷-ب).

همچنین، عناصر Ca و Mg کاهش و عناصر قلیایی Na-K و Fe افزایش نشان می‌دهند (شکل ۷-الف). کاهش عناصر Ca و Mg نشان‌دهنده جانمایی Fe به جای این عناصر در ساختمان دولومیت و بالا بودن میزان عناصر قلیایی در سنگ میزبان نشان‌دهنده دخالت سیالات نسبتاً شور کانه‌زا در طی دگرسانی و ضمن فرآیند کانه‌زایی است. همچنین، با مقایسه و



شکل ۷- نمودارهای مقایسه‌ای غنی‌شدگی - تهی‌شدگی در سنگ میزبان. الف) تهی‌شدگی نسبی عناصر Ca و Mg و غنی‌شدگی عناصر قلیایی و Fe در دو نمونه از سنگ‌های دگرسان‌شده (Altered) نسبت به دگرسان‌نشده (Unaltered)؛ ب) غنی‌شدگی  $\text{Na}_2\text{O}$ ، Co، Pb، Ni و Cu در سنگ میزبان مگنتیت (Mt. Marble) نسبت به سنگ میزبان دربرگیرنده هماتیت (Hem. Marble).

می‌گردند (Zhiwei et al., 2004). بررسی مقدار پویایی یا عدم‌پویایی این عناصر در سنگ میزبان کانسنگ‌های مختلف به‌میزان زیادی در جهت دستیابی به اطلاعاتی درباره فرآیندهای تشکیل کانسنگ‌ها استفاده شده است (Wood et al., 1994; Zhiwei et al., 2004).



شکل ۸- نمودار  $\text{Al}+\text{K}+\text{Ti}$  در مقابل  $\text{Cr}+\text{V}+\text{Ba}+\text{Rb}$  از نمونه‌های دگرسان‌شده و دگرسان‌نشده میزبان کانسنگ‌های آهن قطروئیه (بر اساس Rusinov et al., 2008).

بر این اساس و با داده‌های حاصل از نتایج شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به‌صورت انتخابی نمودارهای دوتایی Zr در مقابل عناصر گروه HFSE ( $\text{Ta}$ ،  $\text{Th}$ ،  $\text{Sc}$ ،  $\text{Hf}$ ،  $\text{Ni}$  و  $\text{V}$ ) و نیز در مقابل عناصر

غنی‌شدگی عناصر کالکوفیل Ni، Co و Cu در سنگ‌های دگرسان‌شده در اطراف مگنتیت‌ها نشان‌دهندهٔ تنشت این عناصر در کانی‌های سولفیدی همراه با کانه‌زایی مگنتیت است.

همچنین، افزایش میزان  $\text{Na}_2\text{O}$  طبق شواهد دگرسانی سدیمی در سنگ میزبان مجاور با کانه‌زایی مگنتیت مطابقت دارد. افزایش محتوای  $\text{K}_2\text{O}+\text{Al}_2\text{O}_3$  در سنگ‌های دگرسان‌شده در اطراف هماتیت‌ها با ظهور موسکوویت مشخص می‌شود که در نمونه‌های مورد مطالعه ثبت شده است. با افزایش محتوای  $\text{K}_2\text{O}+\text{Al}_2\text{O}_3$ ، میزان Cr، Ti، V، Ba و Rb نیز افزایش می‌یابد (شکل ۸).

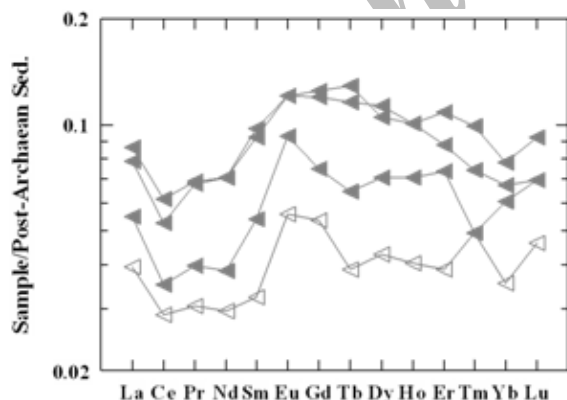
از نظر Rusinov و همکاران (۲۰۰۸) عناصری مانند Ba، V، Cr و Rb در ساختمان فیلسیلیکات‌هایی نظیر موسکوویت در نمونه‌های گرمایی تجمع می‌یابند.

در نمونه‌های فاقد موسکوویت قطروئیه روند تغییرات  $\text{K}_2\text{O}+\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر V، Cr، Ba و Rb منفی است. عناصر کمیاب خاکی (REEها) و عناصر جزئی با قدرت میدان بالا (HFSE) به‌طور کلی به‌عنوان عناصر غیرحساس در طی فرآیندهای دگرسانی محسوب

دگرگونی عناصر اصلی و عناصر گروه LILE را به‌راحتی جابه‌جا و در مراحل پیشرفته‌تر عناصر واسطه و عناصر گروه HFSE را جابه‌جا می‌کنند (Fan *et al.*, 2000; Zhiwei *et al.*, 2004).

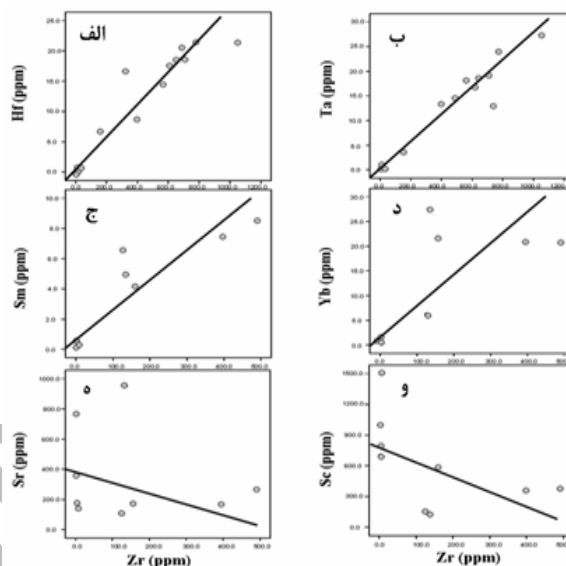
در منطقه مورد مطالعه نیز با توجه به‌ظهور دگرگونی تا مرحله رخساره شیست سبز، عناصر اصلی، عناصر گروه LILE و بخشی از عناصر گروه REE به‌راحتی جابه‌جا شده‌اند. این شرایط نشان می‌دهد که دگرگونی چندان پیشرفت نکرده است تا بتواند عناصر گروه HFSE را از محیط خارج نماید.

مطالعات Sheikholeslami و همکاران (۲۰۰۸) نیز تأییدکننده پیشرفت دگرگونی تا حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت زیرین در منطقه نیریز است. همچنین، الگوی عناصر گروه REE به‌نچارشده به‌وسیله سنگ رسوبی میانگین پس از آرکئن استرالیا (PAAS) نشان می‌دهد که عناصر LREE در طی دگرسانی سنگ میزبان نسبت به عناصر HREE بیشتر فقیر شده‌اند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰- الگوی پراکندگی عناصر گروه کمیاب خاکی (REE) مرمهرای به‌نچار شده با سنگ رسوبی میانگین پس از آرکئن استرالیا (PAAS).

گروه REEs (La, Ce, Sm, Eu و Yb) رسم شده‌اند که نشان‌دهنده ارتباط قوی بین عناصر گروه HFSE در سنگ میزبان هستند (شکل ۹-الف و ۹-ب).



شکل ۹- نمودارهای دوتایی رفتار عناصر جزئی در مقابل عنصر نامتحرک Zr. الف، ب) همبستگی مثبت عناصر گروه HFSE، د و ج) همبستگی نسبتاً مثبت عناصر گروه کمیاب خاکی (REE)، ه، و) همبستگی منفی عناصر گروه LILE.

عناصر گروه REEها نیز رفتاری مشابه عناصر گروه HFSE از خود نشان می‌دهند (شکل ۹ ج و د)؛ با این تفاوت که انحراف از مبدأ این عناصر تحرک بیشتری را نسبت به عناصر گروه HFSE در طی دگرسانی نشان می‌دهند. رفتار عناصر LILE در طی دگرسانی کاملاً متفاوت و حاکی از تهی‌شدگی است (شکل ۹-ه و ۹-و). بنابر عقیده Bierlein و همکاران (۱۹۹۹) سیالات گرمایی عامل دگرسانی در محیط‌های دگرگونی می‌توانند حاصل بخارزدایی و آب‌زدایی سنگ‌های دگرگونی، منشأ جوی و یا مخلوطی از این دو آب باشند. با پیشرفت دگرگونی، در چنین سیالاتی قدرت جابه‌جایی عناصر بیشتر می‌شود و در درجات پایین

۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد با قابلیت تهیه فیلم و اسلاید انجام گرفت. برای تعیین درصد شوری، چگالی و رسم نمودارها از نرم افزار مدلینگ (PVTX Software Modelling for Fluid Inclusion V. 2.6) طراحی شده توسط شرکت Linkam استفاده شده است.

از میان مقاطع مورد مطالعه فقط در تعداد ۶ نمونه میانبرهای سیال اولیه هم از نظر اندازه و هم از نظر ریخت‌شناسی و جایگاه در کانی میزبان کوارتز- که فاز اصلی باطله معدنی است به تعداد مناسب حضور داشتند و نتایج حاصل از ریز داماسنجی بر روی تعداد ۳۶ میانبر سیال به دست آمده‌اند. میانبرهای سیال در نمونه‌های مطالعه شده بین اندازه‌های ۵ تا ۳۰ میکرومتر مشاهده شده و براساس ریخت‌شناسی قابل تفکیک به چهار نوع به شرح ذیل هستند (شکل ۱۱-الف و ۱۱-د).

نوع A - دو فازی مایع-گاز (L+V (Liquid rich)

نوع B - سه فازی گاز-مایع (آب)-مایع (CO<sub>2</sub>)

V+L1+L2 (Gas rich)

نوع C - تک فازی مایع (L (Liquid)

نوع D - تک فازی گازی (V (Gas)

مطالعات به علت اندازه و موقعیت میانبرها بیش تر بر روی میانبرهای سیال نوع A و B متمرکز گردیدند. با توجه به اینکه نقطه یوتکتیک (Te) در تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه پایین تر از دمای °C ۲۰/۸ قرار می‌گیرد (شکل ۱۲-الف)، حضور نمک‌های دیگر علاوه بر NaCl نظیر سیستم‌های چند هم‌نه‌ای -H<sub>2</sub>O-NaCl بر CaCl<sub>2</sub>-MgCl<sub>2</sub> در سیال کانه‌ساز محتمل است (Hall et al., 1988; Robb, 2005). میزان شوری در میانبرهای سیال نوع A بین ۵ تا ۱۴ wt.% NaCl متغیر است (شکل ۱۲-ب). با توجه به دماهای ذوب ابتدایی اندازه‌گیری شده، ترکیب سیالات کانه‌ساز بیشتر از نوع H<sub>2</sub>O+NaCl است.

این موضوع نشان می‌دهد که عناصر کمیاب خاکی در ضمن دگرسانی دچار تفریق شده و عناصر گروه LREE با توجه به ناسازگاری بیشتر و ضریب توزیع کم‌تر در ساختمان کلسیت و دولومیت نسبت به عناصر گروه HREE از محیط خارج شده‌اند.

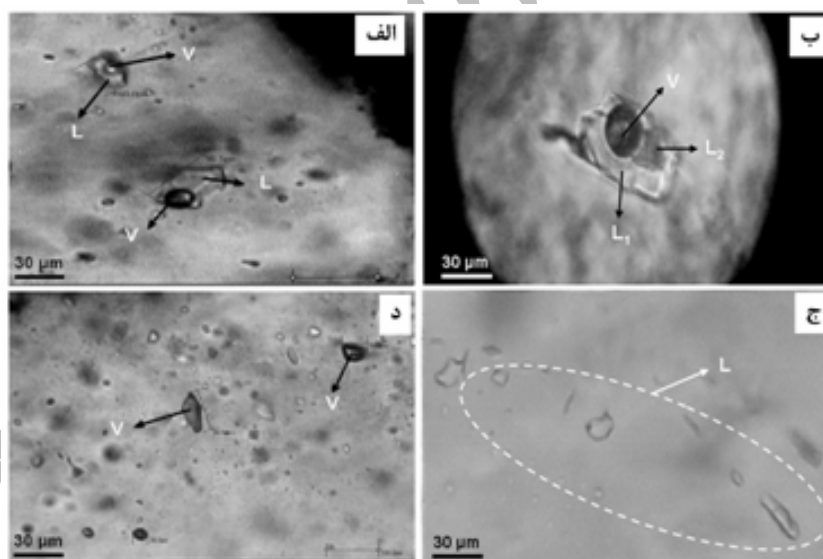
بر اساس نظر Rusinov و همکاران (۲۰۰۸) مرم‌های متأثر شده از سیالات دگرگونی، ماگمایی یا اختلاط هر دو، دچار تهی‌شدگی از عناصر LREE می‌گردند. از نظر ایشان، جذب سطحی توسط کانی‌های محیط و نوع لیگاندهای موجود در سیال، در حمل این عناصر مؤثر هستند. همچنین لیگاندهای کلریدی حمل‌کننده بهتری برای عناصر LREE نیز هستند. از طرف دیگر، تفاوت شعاع بین <sup>2+</sup>Ca، <sup>2+</sup>Mg، <sup>2+</sup>Fe و <sup>3+</sup>REE سبب خروج LREE از ساختمان کلسیت و دولومیت می‌گردد (Zhiwei, 2004). ناهنجاری مثبت Eu می‌تواند نشان‌دهنده حضور <sup>2+</sup>Eu و تأثیر سیالات گرمایی احیایی دگرسان‌کننده بر روی سنگ میزبان باشد، در حالی که ناهنجاری منفی Ce می‌تواند نشانه تأثیر شرایط اکسایشی بعدی بر روی سنگ میزبان باشد.

### مطالعات میانبرهای سیال

هدف اصلی از مطالعات میکروسکوپی و ریز داماسنجی میانبرهای سیال، بازسازی ویژگی‌های PTVX تشکیل بلور و کانه‌زایی است. برای این مطالعات از نمونه‌های کانسنگ مگنتیت تعداد ۱۳ مقطع دو بر صیقل (ویفرهای کوارتزی) در دانشگاه تربیت مدرس تهیه و سپس به وسیله میکروسکوپ Nikon مدل Ep200 مطالعه شدند. اندازه‌گیری‌های دما-فشارسنجی نیز به وسیله استیج گرم و سردکننده مدل MDS600 ساخت شرکت Linkam و مجهز به نرم‌افزار MDS سیستم مانیتورینگ با تغییرات دمایی مابین ۱۹۰- تا

میانبارهای نوع (L+V) است (Hall et al., 1988). دمای ۱۱/۳- سانتی‌گراد برای بیش‌ترین شوری (معادل ۱۵/۴۳ wt.% NaCl) و دمای ۳/۵- سانتی‌گراد برای کم‌ترین شوری (معادل ۵/۹۳ wt.% NaCl) در میانبارهای سیال اندازه‌گیری شده است. در میانبارهای نوع B دمای ذوب‌نهایی بین ۵۴/۹°C و ۵۵/۳°C به‌دست آمده است (شکل ۱۲-د) که این دما می‌تواند حاکی از حضور مایع CO<sub>2</sub> در این نوع از میانبارها باشد؛ ضمن این‌که شوری این میانبارها نیز بین ۳/۵ تا ۳/۹ wt.% NaCl اندازه‌گیری شده‌است (شکل ۱۲-ب). دمای همگنی به‌دست‌آمده در این میانبارها در دامنه محدود بین ۳۹۶ تا ۴۱۰ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد (شکل ۱۲-ج).

نمودار دمای همگنی در میانبارهای نوع A، گروه‌های دمایی متغییری از ۱۸۰ تا ۴۳۵ درجه سانتی‌گراد با بیشترین فراوانی در محدوده دمایی ۲۸۵-۳۴۵ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (شکل ۱۲-ج). با توجه به اینکه تصحیح فشار بر روی آنها صورت نگرفته است، دماهای معرفی‌شده می‌توانند دمای حداقل تشکیل کانی‌ها باشند. دامنه تغییرات دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm) از دمای ۱۱/۳- تا ۳/۵- درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌گردد (شکل ۱۲-د). این نتایج همچنین نشان می‌دهند که در سرمایش بر روی میانبارها با توجه به مثبت‌نشدن دمای ذوب‌نهایی هیچ نوع کلاتریتی (Clathrate) تشکیل نشده است. بنابراین، در چنین شرایطی میزان CO<sub>2</sub> کم‌تر از ۲/۷ درصد وزنی در



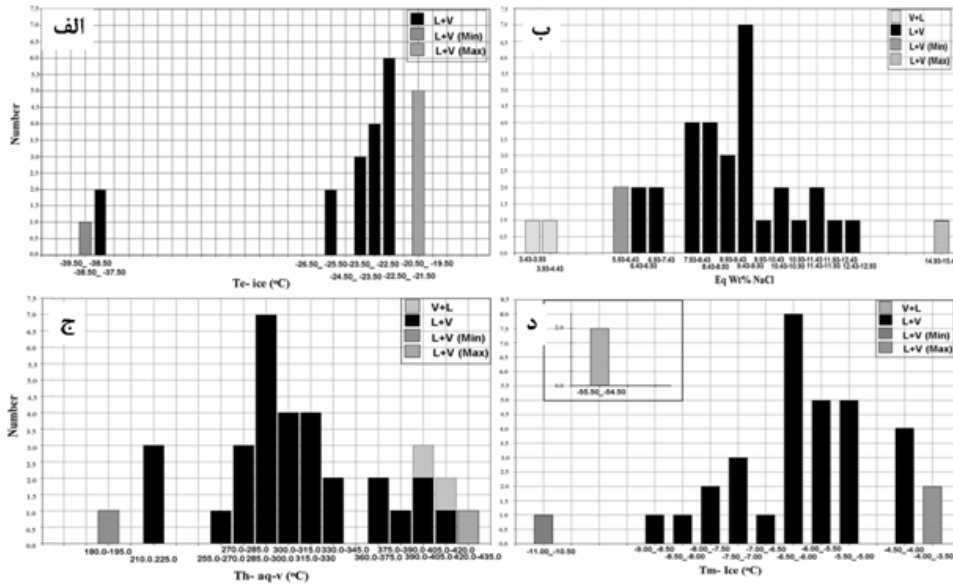
شکل ۱۱- معرفی انواع میانبارهای سیال. الف) تیپ L+V یا (A)، ب) V+L1+L2 یا (B)، ج) تیپ L یا (C)، د) تیپ V یا (D).

کانه‌زایی سیال کانه‌زا در اعماق بین ۱۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متری (شکل ۱۳) پوسته زمین، نشان‌دهنده تشکیل اندیس‌های آهن منطقه قطروبییه در محدوده کانسارهای آهن میان دما (مزوترمال) می‌باشند (شکل ۱۴). در چنین شرایطی فرآیندهایی، نظیر: سرد شدگی، حباب

اندازه کوچک میانبارها (کم‌تر از ۲۰ میکرون)، شوری کم تا متوسط سیالات کانه‌زا ( $\text{wt.\% NaCl} < 15$ )، دماهای همگنی بین ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد، حضور میانبارهای دو فازی به‌شدت غنی از آب، همراهی با پدیده‌های تکتونیکی ناحیه ای و عمق

نظیر: تغییر pH و کاهش ثابت دی‌الکتریک، سبب نهشت کانسنگ‌های آهن کم‌عیار قظروویه شده است (شکل ۱۵).

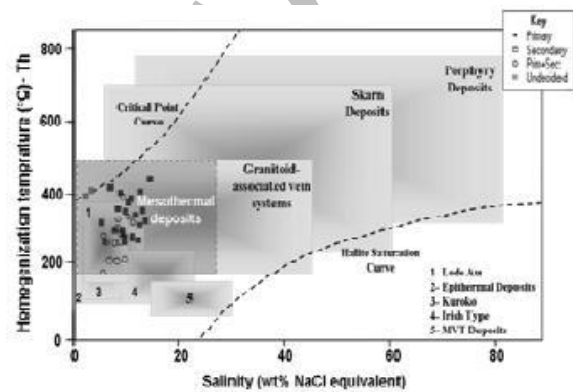
زایی، چگالش، آمیختگی هم دما در نتیجه آمیزش سیالات ماگمایی با دگرگونی و نهایتاً واکنش سیالات با سنگ میزبان کربناته و تغییر ترکیب شیمیایی سیال،



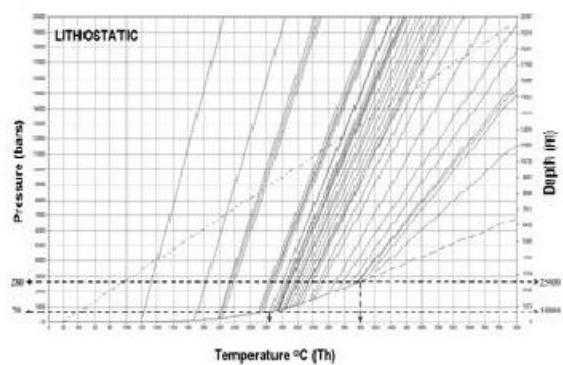
شکل ۱۲- نمودارهای هیستوگرام میانبرهای سیال. الف) دمای ذوب اولین قطعه یخ یا دمای یوتکتیک، ب) میزان شوری بر حسب درصد وزنی معادل NaCl، ج) دمای همگن شدگی یا یکنواختی، د) دمای ذوب آخرین قطعه یخ.

بنابر نظر Wilkinson (۲۰۰۱) میانبرهایی که با پدیده عدم آمیزش همراه هستند، با دماهایی بیش از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری بیش از ۳۰ wt.% NaCl همراه بوده، نشان‌دهندهٔ سیال ماگمایی به عنوان تنها محلول کانه‌زا هستند.

با توجه به قرارگیری میانبرهای سیال در محدوده ماگمایی تا دگرگونی، پیشنهاد می‌گردد که پدیده آمیزش سیالات مهم‌ترین عامل کانه‌زایی آهن در منطقه قظروویه است.



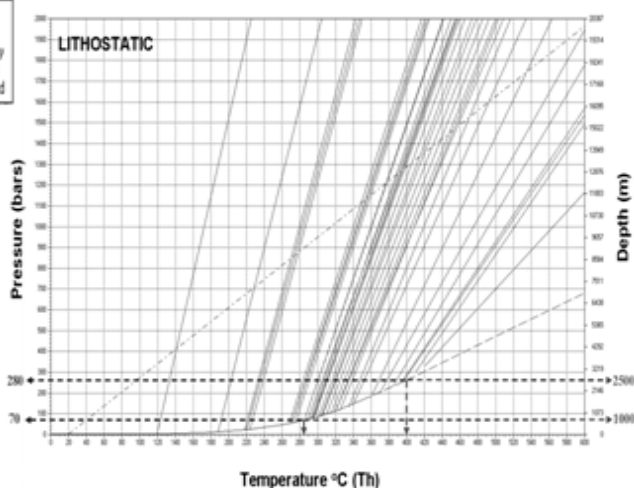
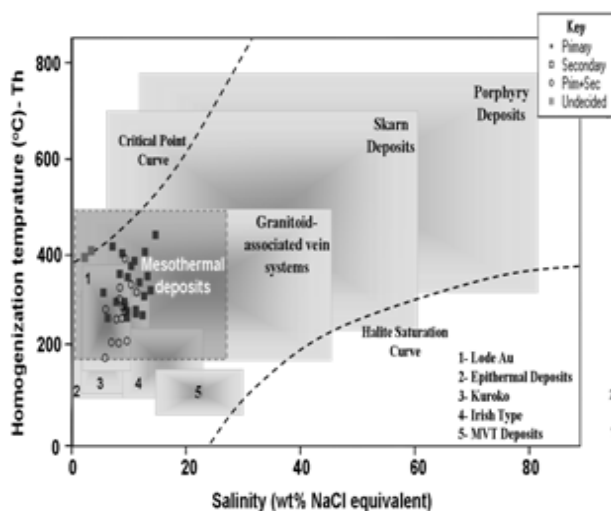
شکل ۱۴- قرارگیری میانبرهای سیال قظروویه در تیپ کانسارهای میان‌دمایی (مزوترمال).



شکل ۱۳- عمق و فشار به‌دام‌افتادگی میانبرهای سیال در قظروویه.

میانبارها در نوع B منطقه قطروبیه دیده می‌شوند. گاز CO<sub>2</sub> در مذاب‌های ماگمایی نیز فراوان است. با این حال، در میانبارهای کانسارهای آهن گرمایی با عمق متوسط که صرفاً از سیالات ماگمایی تشکیل شده‌اند، گزارش نشده است.

اما در محیط‌های میان‌دما (مزوترمال) که میانبارها با پدیده آمیزش مواجه شده‌اند دارای درجه حرارت‌های پایین‌تر از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری تا کم‌تر از ۵ wt.% NaCl هستند. در این شرایط، میانبارهای غنی از CO<sub>2</sub> در مناطق کانه‌زایی ایجاد می‌شوند. این نوع از



شکل ۱۵- فرآیندهای مرتبط با نهشت کانسنگ آهن در قطروبیه.

+ تیتانیوم + تورمالین ± ترمولیت ± پیریت ± کالکوپیریت مشخص می‌گردد. با پیشروی سیالات گرمایی به سطوح کم عمق‌تر پوسته و اختلاط این سیالات با آب‌های جوی، دگرسانی‌های سیلیسی شدن، کلریتی شدن، سرسیتی شدن و اپیدوتی شدن همراه با کانه‌زایی هماتیت اتفاق می‌افتد. کاهش قدرت انحلال سیال بر اثر واکنش با سنگ‌های کربناته سبب افزایش pCO<sub>2</sub> و کاهش فعالیت H<sub>2</sub>O می‌شود و به شکسته شدن کمپلکس‌های حمل‌کننده فلزات می‌انجامد. این شرایط در سیستم‌های عمقی که نسبت سیال به سنگ بسیار پایین است و لیگندهای کلریدی در سیال گرمایی فراوان هستند، سبب تشکیل مگنتیت با دگرسانی

## نتیجه‌گیری

شواهد بافتی، ساختی، کانی‌شناختی و زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده منشأ دیرزاد کانه‌زایی آهن همراه با دو مرحله متفاوت دگرسانی در منطقه قطروبیه هستند. در طی دگرسانی مرحله نخست، سنگ میزبان نزدیک به توده معدنی از عناصر گروه LILE، عناصر گروه LRRE و عناصر Ca، Mg فقیر و در مقابل از عناصر گروه واسطه Ni، Cr، Co، Zn و Cu و عناصر گروه HFSE غنی شده است. مقادیر قابل توجه Fe و Mn در دولومیت‌ها و کلسیت‌های نزدیک به نوارهای آهن و حضور ریزدانه‌های سیدریت همراه با آنها، ناشی از واکنش این سنگ‌ها با سیالات گرمایی در شرایط احيایی است. این مرحله از دگرسانی از نوع سدیمی-کلسیمی بوده، با توالی پاراژنزی مگنتیت + پاراگونیت + سیدریت

- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18(2): 210-265.
- Bierlein, F. P., Waldron, H. M. and Arne, D. C. (1999) Behaviour of rare earth and high strength elements during hydrothermal alteration of meta-turbidities associated with mesothermal gold mineralization in central Victoria, Australia. *Journal of Geochemical Exploration* 67: 109-125.
- Cathelineau, M. (1987) U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east French Massif Central. *Bulletin of Mineralogy* 110: 249-259.
- Chao, E. C. T., Back, J. M., Minkin, J. A., Tatsumoto, M., Junwen W., Conrad, J. E., McKee, E. H., Zonglin, H., Qingrun, M. and Shengguang, H. (1997) The sedimentary carbonate-hosted giant Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit of Inner Mongolia, China: A cornerstone example for giant polymetallic ore deposits of hydrothermal origin. *U.S. Geological Survey Bulletin* 214.
- Chao, E. C. T., Back, J. M., Minkin, J. A. and Yingchen, R. (1992) Host-rock controlled epigenetic, hydrothermal metasomatic origin of the Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit, Inner Mongolia, P. R. C. *Applied Geochemistry* 7: 443-458.
- Eshraghi, S. A., Roshan Ravan, J. and Sabzehei, M. (1999) Geological map of the Quatrueh area. scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Fan, H. R., Groves, D. I., Mikucki, E. J. and Mc Naughton, N. J. (2000) Contrasting fluid types at the Nevoria gold deposit in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia, Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron -formation. *Economic Geology* 95: 1527-1536.

شاخص سدیمی - کلسیمی می‌گردد. در سطوح کم‌عمق‌تر پوسته نیز افزایش نسبت واکنش‌پذیری سیال به سنگ سبب کاهش درجه حرارت و افزایش pH می‌شود که با توجه به افزایش حالت اکسیداسیون محیط و افزایش pH شرایط تشکیل هماتیت در مناطق کم‌عمق فراهم می‌گردد. داده‌های حاصل از مطالعات میانبارهای سیال نشان می‌دهند که، اندیس‌های آهن مورد مطالعه از نوع نهشته‌های آهن گرمایی میان‌دما (مزوترمال) است. این وضعیت با سایر کانسارهای آهن گرمایی جهان قابل مقایسه است. فرآیندهایی، همچون: سردشدگی سیالات و افزایش چگالی، حباب‌زایی، واکنش با سنگ دیواره کربناته و افزایش pH و نهایتاً آمیزش با سیالات دگرگونی، از مهم‌ترین عوامل نهشت کانسنگ‌های آهن قطروییبه به‌شمار می‌روند.

### سپاسگزاری

این مطالعه با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه شیراز از طریق اعطای گرنت پژوهشی انجام یافته است که به این وسیله از ایشان تشکر و قدردانی می‌گردد. همچنین، از مدیریت اداره کل حفاظت محیط‌زیست فارس که برای انجام عملیات صحرایی و نمونه‌برداری در منطقه حفاظت شده بهرام‌گور مساعدت فراوانی نمودند، سپاسگزاری می‌شود.

### منابع

- Alavi, M. (2007) Structures of the Zagros Fold-Thrust belt in Iran. *American Journal of Science* 307: 1064-1095.



- Rollinson, H. R. (1993) Using Geochemical Data. Longman Scientific and Technical.
- Rusinov, V. L. Rusinova, O. V. Kryazhev, S. G. Shchegol'Kov, Yu. V. Alysheva, E. I. and Borisovsky, S. E. (2008) Wall-Rock metasomatism of carbonaceous Terrigenous rocks in the Lena Gold district. *Geology of Ore Deposits* 50: 1-40.
- Sarkarinejad, K., Faghih, A. and Grasemann, B. (2008) Transpressional deformations within the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt (Zagros Mountains, Iran). *Journal of Structural Geology* 30: 818-826.
- Schneider, H. J., Oezguer, N. and Palacios, C. M. (1988) Relationship between alteration, rare earth element distribution and mineralization of the Murgul copper deposit, northeastern Turkey. *Economic Geology* 83: 1238-1246.
- Sheikholeslami, M. R. (2002) Evolution structurale et métamorphique de la marge sud de la microplaque de l'Iran central: les complexes métamorphiques de la région de Neyriz (Zone de Sanandaj-Sirjan). Ph.D thesis, The'se, université de Brest, France.
- Wilkinson, J. J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55: 229-272.
- Williams, P. J., Barton, M., Johnson, D., Fontbote, L., De Haller, A., Mark, G. M. Oliver N. and Marschik, R. (2005) Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution and Possible Modes of Origin. *Economic Geology* 100: 371-405.
- Wood, S. A. and Williams-Jones, A. E. (1994) The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 4. Monazite solubility and REE mobility in exhalative massive sulfide-depositing environments. *Chemical Geology* 115: 47-60.
- Zhiwei, B. Zhenhua, Z. Jayanta, G. Anthony. Guilbert, J. M. and Park C. F. (1997) The geology of ore deposits. WH Freeman and Company, United States of America.
- Hall, D. L., Sterner, S. M. and Bodnar, R. J. (1988) Freezing point depression of NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O solutions. *Economic Geology* 93: 197-202.
- Hemley, J. J. and Hunt, J. P. (1992) Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: II Some general geologic applications. *Economic Geology* 87: 23-43.
- Hitzman, M. W. (2000) Iron oxide-Cu-Au deposits, what, where, when and why. In: Porter, T. M. (Eds.): Hydrothermal Iron oxide copper-gold and related deposits: A Global Perspective. Australian Mineral Foundation Adelaide 1: 9-25.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N. and Einaudi, M. T. (1992) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic Iron oxide (Cu-U-Au-REE). *Precambrian Research* 58: 241-287.
- Lottermoser B. G. (1992) Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7: 25-41.
- Marschall, H., Ludwig, T., Altherr, R., Kalt, A. and Tonarini, S. (2006) Syros metasomatic tourmaline: Evidence for very high- B fluids in subduction zones. *Journal of Petrology* 47: 1915-1942.
- Rachidnejad-Omran N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. and Piqué, A. (2002) Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran méridional). *Comptes rendus Geoscience* 334: 1185-1191.
- Robb, L. (2005) Introduction to ore forming processes. Blackwell publishing. British Library.

southwestern Guizhou Province. China.  
Geochemical Journal 38: 363-381.

E. Jones, W. (2004) HFSE, REE and PGE  
geochemistry of three sedimentary rock-  
hosted disseminated gold deposits in

Archive of SID