

## بررسی کانه‌زایی آهن کرفس شمال استان همدان با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی

مهرداد براتی\*؛ نساء وکیلی شجاع<sup>۱</sup>؛ اکرم استادحسینی<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

(علمی - پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۴/۱۳ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۱/۲۴

### چکیده

اندیس آهن کرفس در ۵ کیلومتری شمال روستای کرفس در استان همدان و از نظر زمین‌شناسی در زون سنندج سیرجان قرار دارد. سنگ‌های منطقه، شامل آندزیت، شیست، فیلیت، اسکارن و آهک است. کانسنگ آهن در تشکیلات آهکی کرتاسه تحتانی تشکیل شده است. کانه اصلی این ذخیره عمدتاً گوتیت و هماتیت، هرکدام با دو نسل می‌باشد. در هماتیت بافت‌های جانیشینی مانند خوردگی، باقیمانده، کلوفر، جعبه‌ای و در گوتیت بافت‌های لایه‌ای، جانیشینی و گل‌کلمی تشکیل شده است. کوارتز، کلریت، اپیدوت و سرسیت، کانی‌های باطله را در این ذخیره تشکیل می‌دهند. در نمودارهای همبستگی رسم شده عناصر Mg, Mn, P, Cu, Zn همبستگی مثبت و عناصر V, Ti, Ni, Co, Si همبستگی منفی با Fe نشان می‌دهند. نمودارهای Sr-Y و Co-Ni و محاسبه پارامترهای عناصر REE به همراه رسم الگوی پراکندگی این عناصر و نمودارهای کوواریانس و ضریب همبستگی این عناصر نشان‌دهنده منشاء گرمابی مشتق شده از سیستم گرانیتوئیدی بوده و ذخیره پس از تشکیل دچار شستشوی گرمابی مجدد شده است.

**واژه‌های کلیدی:** تیپ گرمابی، کانه‌زایی آهن، کرفس، عناصر نادر خاکی.

## مقدمه

اندیس آهن کرفس، در ۵ کیلومتری شمال روستای کرفس و ۲ کیلومتری روستای ده مورچی بالا، در شهرستان رزن در استان همدان و براساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران در زون سنندج- سیرجان قرار گرفته است. این منطقه دارای طول جغرافیایی  $32^{\circ} 19' 49''$  شرقی و عرض جغرافیایی  $34^{\circ} 12' 25''$  شمالی می‌باشد. راه دسترسی به منطقه از طریق جاده قروه-وسمق- کرفس می‌باشد. کانسارهای آهن در ایران مربوط به دوره خاصی از تاریخ زمین‌ساختی نیست بلکه با پیدایش و شکل‌گیری پوسته ایران در پروتروزوئیک پسین و عملکرد و ادامه فعالیت‌های زمین‌ساختی - ماگمایی، کانی‌سازی آهن رخ داده است (آقناباتی، ۱۳۸۳). روند این کانی‌سازی از پروتروزوئیک پسین تا میوپلیوسن در ایران قابل پیگیری است. ذخایر آهن موجود در سنندج سیرجان از لحاظ منشا مورد بحث و مطالعات فراوان قرار گرفته‌اند و نحوه تشکیل آن‌ها بحث‌انگیز است. در این مقاله، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، بافتی و ژئوشیمیایی به ویژه رفتار ژئوشیمیایی عناصر جزئی و نادر خاکی در اندیس آهن کرفس مورد بررسی قرار گرفته و تیپ کانه‌زایی و خاستگاه آن تعیین شده است.

## منطقه مورد مطالعه

## زمین‌شناسی ناحیه‌ای

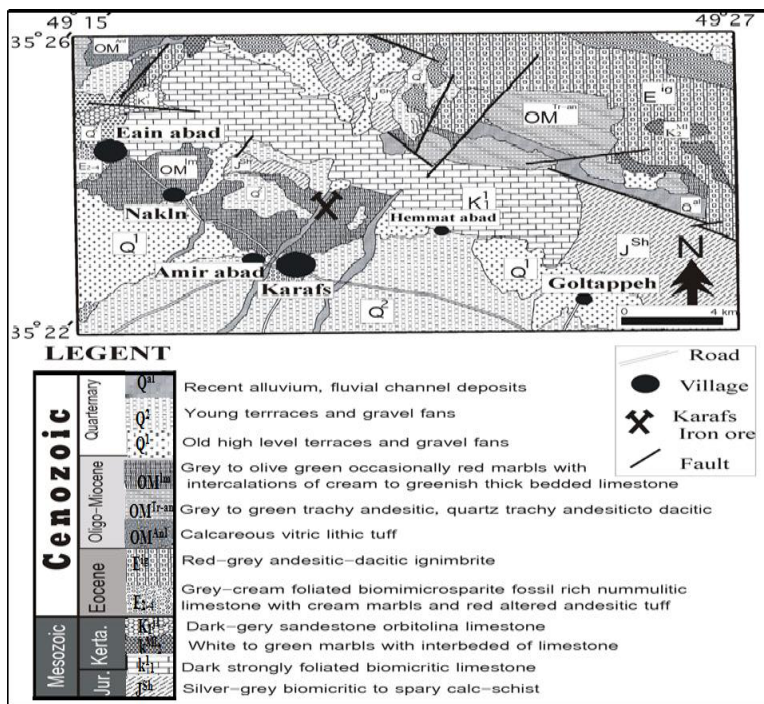
منطقه مورد مطالعه واقع در زون دگرگونه‌ی سنندج- سیرجان، در بین دو زون زاگرس تراستی و زون ارومیه- دختر قرار دارد و از مجموعه سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا بالا به همراه چندین توده نفوذی با ترکیب عمدتاً اسیدی تا حد واسط تشکیل شده است (سپاهی و همکاران، ۱۳۹۳). هر چند توده‌های بازیک نیز به‌طور محلی این توده‌ها را همراهی می‌کنند (Esna-Ashari et al, 2011).

## زمین‌شناسی محلی

منطقه کرفس بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزن و ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودآهنگ را شامل می‌شود. در منطقه مورد مطالعه، تشکیلات ولکانیک به‌طور دگرشیبی در روی سازندهای قدیمی واقع شده‌اند. سنگ‌های ولکانیکی ائوسن عمدتاً تراکی آندزیت هستند و بخش عمده‌ای از سنگ‌های منطقه و همچنین ارتفاعات مشرف به بخش شمالی را تشکیل می‌دهند این سنگ‌ها در نتیجه فرورانش پوسته نئوتتیس به زیر پالتوتیس تشکیل شده‌اند (آقناباتی، ۱۳۸۳). به‌طور کلی منطقه کرفس از نظر لیتولوژی شامل کالک شیست، آهک، شیل، سنگ‌های ولکانیک و رسوبات رودخانه‌ای است (Alai Mohabadi et al, 2003). شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. با توجه به مشاهدات صحرایی و نقشه‌های موجود از منطقه، واحدهای کالک شیستی (با سن ژوراسیک)، سنگ‌های آهک، سنگ‌های آتشفشانی، اسکارنی مورد بررسی قرار می‌گیرند.

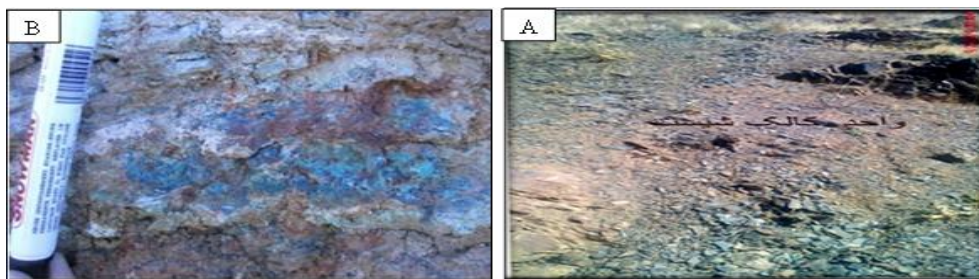
واحد کالک شیستی: این واحد در بخش مرکزی ورقه رزن و همچنین در شمال روستاهای گوزل دره و گل تپه برونزد دارد و ارتباط آن با واحدهای دیگر گسله است.

این واحد با ضخامت قابل توجه، در برگرنده کالک شیست‌های بیومیکریتی تا اسپاری با رنگ خاکستری نقره‌ای است که به‌طور محدود برگ-وارگی نشان می‌دهند و در مواردی می‌توان چین خوردگی دوباره آن‌ها را مشاهده نمود (شکل A۲). در قسمت‌هایی از این واحدها نیز می‌توان آثار کانی-سازی مس به صورت مالاکیت و آزوریت که اغلب به صورت سطحی یا به صورت پرنکنده فضای خالی است، مشاهده کرد (شکل B۲).



شکل ۱: نقشه زمین شناسی منطقه

(اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه رزن، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۸۰)



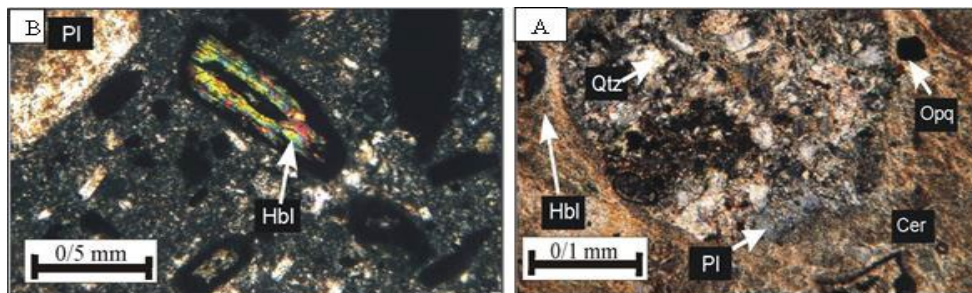
شکل ۲: (A) واحد کالک شیستی در منطقه مورد مطالعه، (B) حضور آزریت و کانی زایی مس در واحدهای سنگی منطقه.

سنگ های آتشفشانی: سنگ های ولکانیکی منطقه سن ائوسن داشته که عمدتاً تراکی آندزیت و آندزیت تا بازالت هستند و بخش عمده ای از سنگ های تشکیل دهنده محدوده مورد مطالعه را شامل می شوند. ارتباط این واحد با واحدهای اطراف گسله است. در مقاطع نازک گدازه های تراکی آندزیتی تا کوارتز تراکی آندزیتی تیره با لایه های فرعی از توف بلوری شده آهکی دیده می شوند. بلورهای پلاژیوکلاز خرد شده و به کانی های رسی و سرسیت

واحد سنگ آهک: آهک های تشکیل دهنده منطقه دارای دو تیپ مشخص هستند: آهک های دارای فولیاسیون و آهک های توده ای تا آهک های با لایه بندی ضخیم. با توجه به مشاهدات صحرایی، اسکارن در آهک های دارای فولیاسیون با سن کرتاسه تشکیل شده است که احتمالاً وجود فولیاسیون و لایه بندی از نظر تکتونیکی شرایط مناسبی برای نفوذ محلول های گرمابی ایجاد نموده است.

با حاشیه سوخته دیده می‌شود که وجود آمفیبول‌ها با حاشیه سوخته در منطقه را می‌توان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل این کانی و از دست رفت آب حین فوران ماگما نسبت داد (Shelley, 1993) (شکل B۳).

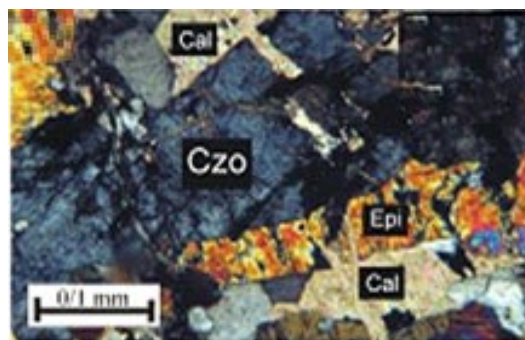
تجزیه و گاه با اکسیدهای آهن و کربنات کلسیم جانشین شده‌اند. همچنین گاهی در این سنگ‌ها رگه‌های کلسیت و اپیدوت هم دیده می‌شوند (شکل A۳). در ترکیب کانی‌شناختی آن‌ها بلورهای شکل-دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، بلورهای شکل‌دار آمفیبول و بقایای کلینوپیروکسن و حتی هورنبلند



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی آذرین منطقه. A) کانی‌های ثانویه مانند اپیدوت، سرسیت (ناشی از تجزیه پلاژیوکلاز) و کلسیت در این واحدهای سنگی (PPL)، B) هورنبلند با حاشیه سوخته (XPL)، Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Hbl: هورنبلند، Cer: سرسیت، Opq: کانی‌های اپک). علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney et al, 2010).

(شکل ۴). این مرحله به عنوان دگرسانی قهقرایی از تشکیل اسکارن در نظر گرفته می‌شود که موجب تبدیل فازهای بدون آب به فازهای آبدار شده است (Frietsch, 1987).

واحد اسکارنی: در این ناحیه همزمان با جایگزینی توده معدنی در سنگ‌های میزبان کربناته، دگرسانی اسکارنی رخ داده و کانی‌های کلینوزوئیت، اپیدوت و کلسیت در سنگ‌های دیواره تشکیل شده است



شکل ۴: تصویر میکروسکوپی از بلورهای درشت کلینوزوئیت، اپیدوت و کلسیت در واحد اسکارنی (XPL). (Epi: اپیدوت، Cal: کلسیت، Czo: کلینوزوئیت).

عدد مقطع صیقلی و ۵ عدد مقطع نازک صیقلی تهیه گردید. مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی به کمک میکروسکوپ دو منظوره زایس در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه بوعلی‌سینا صورت پذیرفت. مطالعه ژئوشیمیایی کانسنگ آهن و سنگ‌های در

### مواد و روش‌ها

در طی مطالعات صحرایی تعداد ۷۰ نمونه سنگی جهت مطالعه پتروگرافی و کانه‌نگاری برداشت شد و از این نمونه‌ها، تعداد ۲۵ عدد مقطع نازک و ۲۰

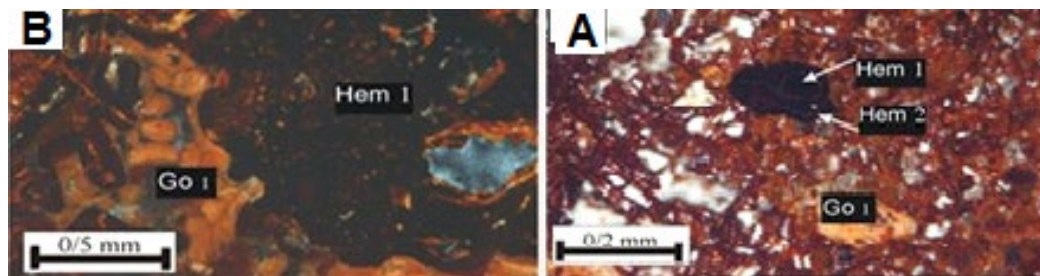
هماتیت در مقاطع صیقلی تهیه شده در اندازه‌های ۲۵ تا ۲۰۰ میکرون همراه با دانه‌های میکروکریستالین قهوه‌ای رنگ گوتیت به فرم تیغه-ای، رشته‌ای و دانه‌ای و دندریتی دیده می‌شوند. اکثر هماتیت‌های تشکیل شده در کانسنگ هیپوزن (نسل اول) می‌باشند. هماتیت‌های ثانویه ناشی از تبدیل مگنتیت به هماتیت (نسل دوم)، بسیار کم مشاهده می‌شود. انواع بافت‌های جانیشینی مانند بافت‌های خوردگی، حاشیه‌ای و باقیمانده در بلورهای هماتیت دیده می‌شوند (شکل A و B). این بافت‌ها نشانه تأثیر محلول‌های گرمایی ثانویه بر این نمونه‌ها می‌باشند (Kouhestani et al, 2012; Ramdoher, 1980).

برگیرنده نیز توسط آنالیز ۹ نمونه ICP-MS در شرکت SGE کشور کانادا صورت گرفت. آنالیزهای XRD نیز در دانشگاه بوعلی سینا انجام شد.

### بحث و نتایج

کانه‌نگاری: بیرون‌زدگی اندیس آهن کرفس شامل چندین توده کوچک گوتیتی-هماتیتی کیسه‌ای شکل است، مگنتیت به مقدار خیلی کم در آن دیده می‌شود. در قسمت‌های سطحی که کانسنگ بیرون‌زدگی دارد، این کانی‌ها هوازده شده و به لیمونیت زرد رنگ و گل اخرای قرمز رنگ تبدیل شده‌اند.

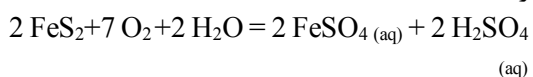
هماتیت: هماتیت به رنگ قرمز تیره و با خاکه قرمز تیره در نمونه دستی دیده می‌شود. بلورهای



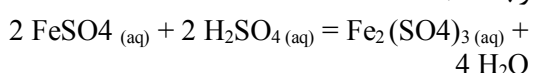
شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی از مقاطع صیقلی. (A) بلورهای هماتیت نسل اول که توسط گوتیت و هماتیت‌های نسل دوم جانشین شده‌اند. (B) گوتیت با بافت کلوفرم و جانیشینی (XPL). (Hem: هماتیت، Go: گوتیت).

اسید سولفوریک می‌شود (Forst, 1991). پیریت در این فرآیند نقش مهمی دارد و در محیطی که اکسیژن به عنوان اکسیدکننده عمل کند، طبق واکنش‌های رابطه ۱ و ۲ اکسید می‌شود.

رابطه ۱)



رابطه ۲)

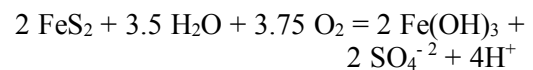


یا این که طبق واکنش رابطه ۳، مستقیماً به گوتیت تبدیل می‌شود.

گوتیت: یک هیدروکسید آهن است، تبدیل هماتیت، گوتیت و اکسی هیدروکسیدهای آهن به یکدیگر، وابسته به دما، مواد آلی، pH، و رطوبت است رنگ گوتیت حاصل شده، از زرد تا قهوه‌ای متغیر است. گوتیت به عنوان فراوان‌ترین کانه آهن در منطقه کرفس است و از اکسیداسیون پیریت و هماتیت در بخش‌های سطحی ذخیره تشکیل شده است. اکسیداسیون سولفید تابعی از بالا آمدگی سنگ‌ها، آب و هوا (خشک و نیمه خشک مناسب‌تر است)، ترکیب سنگ اولیه، و ساختار شکننده سنگ میزبان است که باعث تشکیل هیدرواکسیدهای آهن و

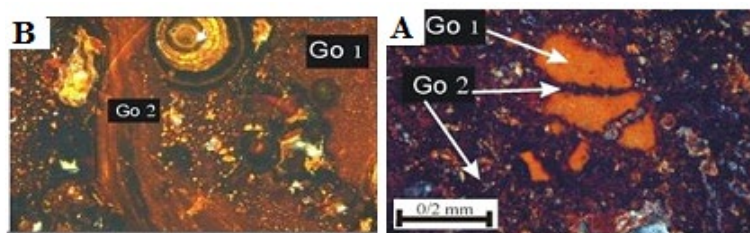
گوتیت‌های نسل اول، درشت بلور هستند دارای انعکاس درونی به رنگ زرد آجری و معمولاً بی‌شکل و خرد شده‌اند و در بعضی قسمت‌ها حالت جریان‌ی داشته و ریزبلور هستند. گوتیت‌های نسل دوم، در مرزهای بلوری هماتیت و پیریت دیده می‌شوند و یا درزه و شکستگی‌های آن را پر می‌کنند این دسته از گوتیت‌ها بافت اسفرولیتی نیز نشان می‌دهند (شکل A و B). آنالیز XRD گرفته شده از نمونه‌های کانسنگی دو نوع گوتیت در کانسنگ را مطابق شکل ۷، A و B نشان می‌دهند که پیک‌های گوتیت نسل دو نسبت به گوتیت نسل یک کمی انحراف نشان می‌دهند، علاوه بر آنکه طول پیک‌ها کاهش یافته است.

رابطه ۳)

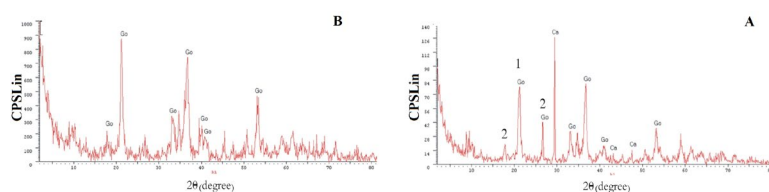


پیریت مهم‌ترین سولفید اسیدساز محسوب می‌شود.  $\text{Fe}^{3+}$  تولید شده در طی اکسیداسیون پیریت با افزایش pH، به اکسید و هیدروکسید  $\text{Fe}^{3+}$  و دیگر ترکیبات سولفات‌های آهن تبدیل می‌شود.

$\text{Fe}^{3+}$  خود یک عامل اکسیدکننده خیلی مهم برای سولفیدهای آهن در شرایط اسیدی است و خیلی موثرتر از اکسیژن عمل می‌کند. اسید سولفوریک تولید شده در روابط ۱ و ۳ سبب انحلال سنگ میزبان و کانی‌های اولیه شده و بافت جانیشینی را با حضور کاتیون مشترک توسعه می‌دهد (مقدسی، ۱۳۸۵). دو نسل گوتیت در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود:



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی از گوتیت‌های نسل اول و دوم. (A) بافت خرد شدگی و برشی. (B) بافت جریان‌ی، اسفرولیتی، هم مرکز و ریز دانه (XPL)، (Go: گوتیت).



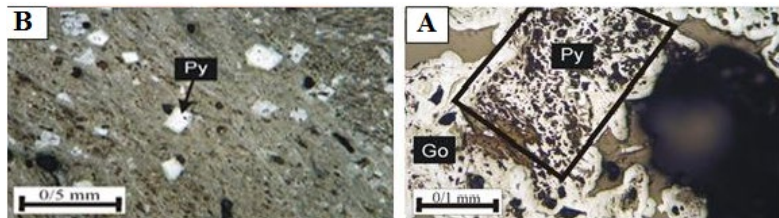
شکل ۷: الگوی XRD مربوط به دو نمونه از کانسنگ آهن کرفس. (A) گوتیت نسل اول و دوم که با شماره‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است. (B) گوتیت‌های نسل دوم.

می‌گردد. بر خلاف بافت‌های مارتیتی گرمائی و اکسی‌اکسلوشن که از سمت حاشیه به سمت داخل بلور ادامه دارد، تیغه‌های اکسلوشنی در مرکز بلور مگنتیت، به تعداد معدودی دیده می‌شوند و این نشان می‌دهد که این اندیس از عنصر تیتانیوم فقیر

مگنتیت: در اندیس آهن کرفس مگنتیت همراه با هماتیت اولیه و در مقاطع صیقلی به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل دار، در اندازه ۲۵ تا ۱۰۰ میکرون و با بافت توده‌ای دیده می‌شود. اکسلوشن در این کانی به صورت تیغه‌ای مشاهده

میکروسکوپی دو نسل پیریت دیده می‌شود. پیریت-های نسل اول که همراه با هماتیت به وجود آمده‌اند بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، ریز و دارای انواع بافت‌های جانیشینی مانند بافت‌های خوردگی، حاشیه‌ای، دندریتی می‌باشند، که در برخی نواحی گوتیت جانشین پیریت شده است. جانیشینی از حاشیه بلوری شروع و اغلب تا درون بلور پیریت توسعه یافته است. پیریت‌های نسل دوم شامل بلورهای یوهدرال می‌باشند، که نسبت به نسل اول سالم‌تر بوده و به مقدار کمتر توسط گوتیت جانشین شده‌اند (شکل A و B).

بوده یا به سرعت سرد شده است (Ramdoher, 1980). کانی‌سازی سولفیدی (پیریت): مرحله اصلی ته‌نشینی سولفیدها متعاقب مرحله تشکیل اسکارن رخ می‌دهد، این مرحله توام با دگرسانی کانی‌های اسکارن و همچنین توده نفوذی به کانی‌های آبدار می‌باشد. دگرسانی و ته‌نشینی سولفیدها توسط شکستگی‌ها، کاهش درجه حرارت و خنثی شدن سیالات کنترل می‌شود (Einaudi et al, 1982). پیریت تنها سولفید ذخیره است که در بیرون‌زدگی-ها تبدیل به لیمونیت شده است. در مقاطع



شکل ۸: تصاویر میکروسکوپی پیریت در مقاطع صیقلی، (A) پیریت نسل اول با جانیشینی گوتیت، (B) پیریت تمام شکل و نیمه شکل‌دار نسل دوم، (Go: گوتیت، Py: پیریت). (PPL).

مگنتیت و پیریت و مرحله دوم با تولید هاله آلتراسیون کلسیتی دولومیتی و ایجاد نسل دوم هماتیت و گوتیت نسل اول همراه بوده است و در نهایت گوتیت نسل دوم در فرایندهای وابسته به هوازدگی تولید شده است (جدول ۱).

با توجه به مطالعات انجام شده بر روی گانگ‌ها و کانه‌ها در مطالعات میدانی، مقاطع نازک و صیقلی نازک می‌توان نتیجه گرفت که مراحل کانه‌سازی و آلتراسیون و هوازدگی در سه مرحله صورت گرفته است. مرحله اول با ته‌نشینی هماتیت نسل اول،

جدول ۱: توالی پاراژنزی در اندیس آهن کرفس

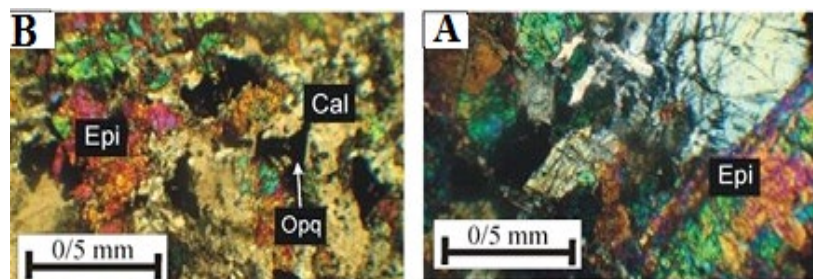
Mineral phase	Stage1	Stage2	Stage3
Calcite		██████████	
Dolomite		██████████	
Hematite	██████████		
Pyrite	██████████		
Gothite		██████████	
Quartz	██████████		██████████
Epidote		██████████	
Cholorite		██████████	
Perhenite		██████████	
Limonite			██████████

## دگرسانی

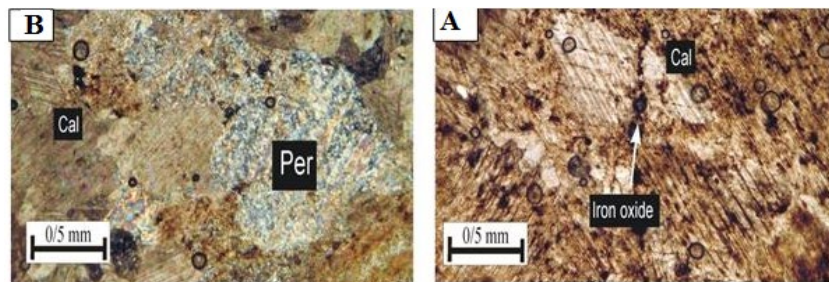
دگرسانی‌های لیمونیتی، اپیدوتی، سیلیسی و کلسیتی شدن در منطقه رخ داده است. لیمونیتی شدن در اثر دگرسانی پیریت و دیگر سولفیدها و هیدروکسیدهای آهن حاصل شده و غالباً به صورت آگرگات‌های دانه‌ریز به رنگ زرد مایل به قهوه‌ای در نمونه‌های دستی قابل مشاهده است و عمدتاً در لایه‌های آهکی همراه ذخیره، دیده می‌شود. اپیدوتی شدن در اثر فرآیندهای دگرگونی حاصل شده و در درز و شکاف‌ها به صورت رگه همراه کانی‌های آمفیبول و کلریت دیده می‌شود. این

دگرسانی‌ها نتیجه تزریق توده نفوذی در سنگ‌های کربناته است (شکل A و B). سیلیسی شدن با تشکیل رگه‌ها و رگچه‌های کوارتز همراه است. ضخامت رگچه‌ها بین دو میلی متر تا یک سانتی‌متر می‌باشد. کلسیتی شدن با تبلور مجدد کلسیت ریز بلور در نمونه دستی و مقاطع صیقلی همراه است (شکل A۱۰).

در برخی مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از سنگ میزبان، کانی پره‌نیت در زمینه کلسیتی دیده می‌شود (شکل B۱۰).



شکل ۹: مقاطع میکروسکوپی از زون آلتراسیون اپیدوتی شدن (XPL). (A) اپیدوت با بافت گرانو بلاستی و درشت بلور. (B) تجمع بلورهای کلسیت، مگنتیت و اپیدوت. (Epi: اپیدوت، Cal: کلسیت، Opq: کانی‌های اپک).



شکل ۱۰: تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی کلسیتی. (A) کلسیت درشت بلور با تبلور مجدد به همراه دانه‌های مگنتیت (PPL). (B) کانی پره‌نیت و کلسیت در سنگ میزبان کربناته (XPL). (Cal: کلسیت، Per: پره‌نیت).

انجام شده در اندیس آهن کرفس نشان داد که مقدار آهن بین ۵۸ تا ۷۸٪ (در کانسنگ) تغییر می‌کند. تغییرات زیاد مقدار آهن حتی در فواصل کوتاه در نهشته‌های معدنی، نشان دهنده تشکیل اکسیدهای آهن از طریق پر کردن فضاهای خالی در سنگ‌های میزبان منطقه (کربناتی) است

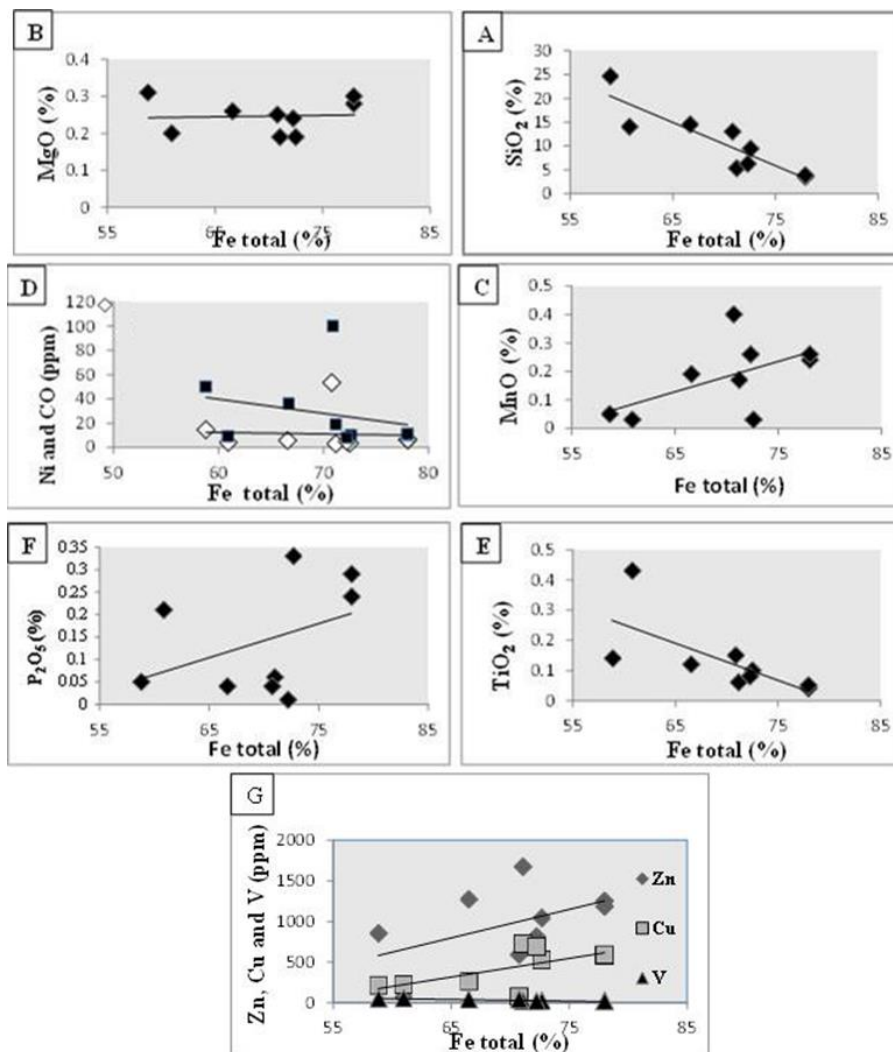
## ژئوشیمی کانسنگ در اندیس آهن کرفس

جهت مطالعات ژئوشیمیایی در منطقه کرفس و شناخت همبستگی ژنتیکی بین عناصر مختلف، ۹ نمونه کانسنگ شامل هماتیت، گوتیت و مگنتیت انتخاب و با روش ICP-MS برای تعیین عناصر کمیاب و نادر خاکی آنالیز گردیدند. بررسی‌های

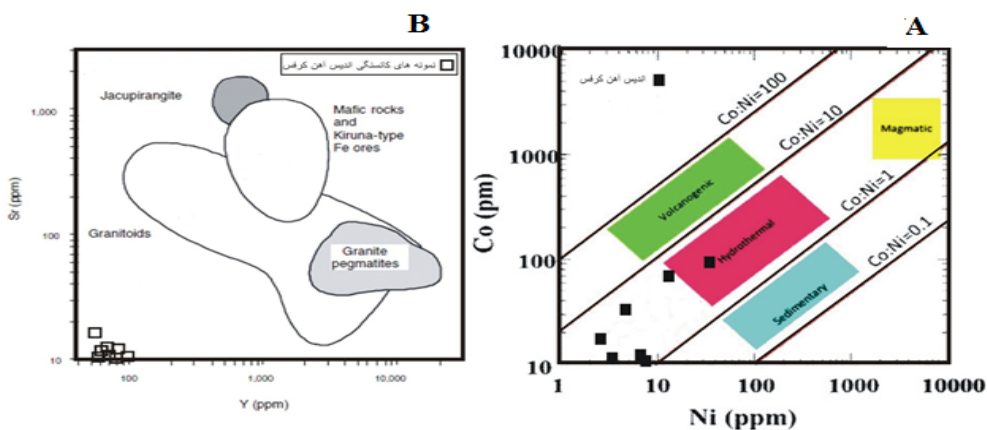


۰/۳ تا ۰/۴ درصد وزنی است. همبستگی این عنصر با آهن مثبت است (شکل F۱۱) پایین بودن مقدار فسفر (میانگین ۰/۱ درصد وزنی) با منشأ گرمابی برای نهشته آهن کرفس مطابقت دارد (Barton et al, 2003). مس و روی همبستگی مثبت را با آهن نشان می‌دهند که می‌تواند مرتبط با حضور آزوریت و مالاکیت در کانسنگ آهن کرفس باشد (شکل G۱۱). وانادیوم به میزان بسیار کم در مگنتیت جایگزین می‌شود میزان کم این عنصر نشانه منشأ گرمابی برای این ذخیره می‌باشد. محلول‌های گرمابی توانایی حمل مقدار بالایی از Ni و Co را ندارند و بنابراین مقدار پایین این عناصر در نمونه‌های کانسنگی دلیلی بر حمل کانه در شرایط گرمابی و دمای پایین است (Komnimonu et al, 1996). از نظر ژئوشیمی نسبت Ni/Co در کانسارهای آهن می‌تواند عاملی برای شناخت منشأ آن‌ها باشد (باجوا و همکاران، ۱۹۸۷). در سیالات گرمابی نسبت Ni/Co بین ۰/۲ تا ۷ است، که یک خاصیت در کانسنگ آهن با منشأ گرمابی است. طی تفریق ماگمایی نسبت Ni/Co کاهش می‌یابد و مقدار کبالت در مقایسه با نیکل در سیالات گرمابی افزایش پیدا می‌کند. این نسبت (Ni/Co) در کانسار آهن کرفس بین ۱/۵ تا ۶/۸ است. طبق دیگرام ارائه شده توسط باجوا و همکاران (۱۹۸۷) که براساس میزان Co و Ni موجود در ذخایر آهن، آن‌ها را به چهارگروه رسوبی، هیدروترمال، ماگمایی و آتشفشانی تقسیم کردند (شکل A۱۲) نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های منطقه کرفس، در قسمت گرمابی پلات شده است. با استفاده از نمودار بلوسووا و همکاران (۲۰۰۲) براساس دو عنصر Sr و Y (شکل B۱۲) نمونه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه در قسمت گرانیتوئید پلات شده‌اند که این نشان می‌دهد محلول‌های گرمابی منطقه از گرانیتوئیدها منشأ گرفته‌اند.

(Ohmoto, 2003). به منظور بررسی روابط ژئوشیمیایی بین عناصر نمودارهای همبستگی بین چند عنصر و آهن رسم گردید. عناصر Ni، Si، Ti و همبستگی منفی، V و Co همبستگی کمی منفی و عناصر Cu، Zn، P و Mn همبستگی مثبت و Mg همبستگی کمی مثبت نشان می‌دهد. مقدار سیلیس در نمونه‌های کانسنگی بین ۳/۵ تا ۲۴ درصد وزنی می‌باشد. در مواردی که درصد خلوص کانسنگ بیشتر است، SiO<sub>2</sub> مقادیر پایین‌تری را نشان می‌دهد. از آنجا که Fe و Si در دو کانی مجزا حضور دارند، عملاً همبستگی بین آن‌ها منفی است (شکل A۱۱). منیزیم بین ۰/۱ تا ۰/۳ درصد وزنی است. Mg<sup>2+</sup> و Fe<sup>2+</sup> در اکسیدهای آهن جانشین یکدیگر می‌شوند (شکل B۱۱). نمودار همبستگی منگنز مثبت است (شکل C۱۱). کانی منگنزدار در مقاطع میکروسکوپی دیده نشد اما دلیل همبستگی مثبت این عنصر را با آهن می‌توان جانشینی Fe و Mn به جای هم در هماتیت دانست. میزان دو عنصر نیکل و کبالت در نمونه‌های کانسنگی اندیس کرفس به ترتیب بین ۱۰ تا ۱۰۰ و ۴ تا ۵۳ ppm است. این عناصر در ساختار پیریت و مگنتیت می‌توانند حضور داشته باشند. کبالت با آهن همبستگی کمی منفی و نیکل همبستگی منفی زیادی را نشان می‌دهند (شکل D۱۱). مقدار TiO<sub>2</sub> در نمونه‌های کانسنگی ۰/۴ تا ۰/۴ درصد وزنی است. همچنین این مقدار کم می‌تواند به دلیل کم بودن مقدار مگنتیت در کانسنگ باشد چون تیتانیوم معمولاً در ساختار مگنتیت وارد شده و مقدار بالایی را در آنالیزها نشان خواهد داد. باید توجه کرد که در پی فرآیند آلتراسیون Fe متحرک می‌شود در حالی که Ti بدون تحرک باقی می‌ماند (Bin et al, 2016). همبستگی منفی این اکسید با آهن در شکل E۱۱ دیده می‌شود. مقدار فسفر در نمونه‌های مورد آنالیز از منطقه مورد مطالعه مقداری بین



شکل ۱۱: نمودار همبستگی بین آهن با عناصر جزئی و اکسیدهای اصلی در نمونه‌های اندیس کرفس، (A, SiO<sub>2</sub>, B, MgO, C, MnO, D, Ni, CO, E, TiO<sub>2</sub>, F, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, G, Zn, Cu, V)



شکل ۱۲: (A) نمودار دو تایی کبالت در مقابل نیکل در کانسنگ‌های آهن کرفس (Bajwah et al 1987)، (B) نمودار Sr در مقابل Y نمونه‌های اندیس کرفس (Belousova et al, 2002).

### عناصر نادر خاکی (REE)<sup>۲</sup>

مقادیر اندازه‌گیری شده عناصر REE و سایر عناصر مورد استفاده و پارامترهای محاسبه شده لازم برای بررسی REE ها در جدول ۲ ذکر شده است. مقدار  $\Sigma REE$  بین ۲/۷ تا ۹۰ با میانگینی برابر ۱۸/۴ می‌باشد، مقادیر پایین REE ها در رابطه با منشأ متالوژنیک سیالات یا میزان سولفیدها در کانسنگ می‌باشد. مقدار  $\Sigma HREE$  بین ۰/۴ تا ۲۰/۵ با میانگینی برابر با ۳/۵۲ است و مقادیر  $\Sigma LREE$  بین ۲/۳ تا ۶۹/۵ با میانگینی برابر ۱۴/۹۸ می‌باشد. در سه پارامتر فوق مینیمم داده‌ها در نمونه K126 و ماکزیمم داده‌ها در نمونه K113 دیده می‌شود که نشان‌دهنده غنی‌شدگی این نمونه از REE و تفریق شدید بین LREE و HREE می‌باشد. نسبت  $(La/Yb)_n$  بین ۳/۴ تا ۱۰/۱ می‌باشد. و مقادیر  $\delta Eu$  منفی بوده که نشانه تفریق ثانویه این عنصر می‌باشد. مقادیر  $\delta Ce$  در ۴ نمونه مقادیر  $< 1$  و چهار نمونه  $> 1$  می‌باشد. که میانگینی حدود یک دارد. براساس مقادیر  $\delta Ce$  نمونه‌ها به دو گروه مختلف

تقسیم می‌شوند. نمونه‌هایی که  $\delta Ce$  کمتر از یک داشته آنومالی منفی و نمونه‌هایی که  $\delta Ce$  بیشتر از یک دارند آنومالی مثبت‌اند. در شکل ۱۳ نیز این مطلب دیده می‌شود. مقادیر  $\delta Eu$  و  $\delta Ce$  فرآیند تفریق REE را نشان می‌دهند.  $(Gd/Yb)_n$  بین ۰/۵۶ تا ۴/۹ و همچنین مقادیر  $(La/Sm)_n$  بین ۰/۹ تا ۳/۸ می‌باشد. دو مقدار اخیر نشان می‌دهند که تفریق داخلی LREE ها با تفریق داخلی HREE ها روند مشابهی را در نمونه‌های مورد مطالعه طی کرده است. مقادیر  $(Gd/Lu)_n$  بین ۰/۲۳ تا ۵/۳۷ متغیر می‌باشد. این پارامتر مشخصاً تفریق داخلی HREE ها را نشان می‌دهد. از هشت نمونه مورد آنالیز اکثراً نزدیک مقدار مینیمم بوده و مقدار ماکزیمم یک استثناست، در نتیجه تفریقی مشابه هم را طی کرده‌اند. مقادیر  $(Pr/Yb)_n$  نیز بین ۱/۴ تا ۶/۵ با میانگین ۴/۳۴ می‌باشد. این پارامتر برای تفریق کلی LREE/HREE توصیه شده و نشانگر تفریق شدید این عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد.

جدول ۲: مقادیر اندازه‌گیری شده به روش ICP-MS و پارامترهای مختلف محاسبه شده برای عناصر REE برای نمونه‌های برداشت شده از اندیس کرفس

Element	K108	K109	K111	K113	K114	K125	K126	K128
SiO <sub>2</sub>	۱۴/۵	۲۴/۶	۵/۳	۱۳	۱۴	۹/۴۲	۶/۲۳	۳/۴۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲/۰۴	۳	۲/۴۷	۲/۵۴	۶/۶	۱/۵۸	۱/۸۲	۱/۶۹
CaO	۲/۲۴	۰/۹۹	۱/۳۹	۰/۱۵	۱/۴۷	۰/۶۹	۱/۹۳	۰/۷
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۶۶/۶	۵۸/۸	۷۱/۱	۷۰/۸	۶۰/۹	۷۲/۶	۷۲/۳	>۷۵
K <sub>2</sub> O	۰/۴۸	۰/۷۷	۰/۳۸	۰/۵۶	۱/۵۶	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۱۴
MgO	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۱۹	۰/۳۵	۰/۲	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۲۸
MnO	۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۱۷	۰/۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۲۶	۰/۲۴
Na <sub>2</sub> O	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	۰/۲	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۰۱	۰/۲۴
TiO <sub>2</sub>	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۴۳	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۴
Ba	۲۷۰	۵۱۰	۱۸۰	۱۸۰	۳۶۰	۱۱۰	۱۰۰	۲۰۰
Sr	۳۰	۲۰	۴۰	۱۰	۱۰۰	۳۰	۳۰	۳۰

Zn	۱۲۷۰	۸۵۲	۱۶۷۰	۵۸۹	۶۸	۱۰۴۰	۸۱۲	۱۱۸۰
(Σ)Sum	۱۰۰/۵	۱۰۰/۴	۹۶/۴	۹۹/۸	۹۸/۷	۹۹/۱	۹۸/۵	۹۷/۵
LOI	۱۴	۱۱/۶	۱۵/۲	۱۱/۸	۱۳/۱	۱۳/۹	۱۵/۳	۱۴/۹
Ag	<۱	۲	۳	<۱	۸	۳	۱	۲
Ce	۶/۹	۲/۳	۲	۲۳/۶	۵/۳	۱/۶	۱/۲	۴/۱
Co	۵/۶	۱۴/۵	۲/۸	۵۳/۲	۴/۱	۳/۲	۴/۸	۶/۴
Cs	۰/۳	۰/۸	۰/۲	۱/۱	۱/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۳
Cu	۲۶۱	۲۰۹	۷۲۳	۷۲	۲۱۹	۵۲۳	۶۸۷	۵۷۶
Dy	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۲۱	۵/۵۸	۰/۵۲	۰/۳۵	۰/۰۷	۰/۲۶
Er	۰/۲	۰/۱۵	۰/۱	۲/۱۴	۰/۳۱	۰/۱۱	<۰/۰۵	۰/۱۲
Eu	۰/۱۱	۰/۰۷	<۰/۰۵	۲/۶	۰/۰۹	۰/۰۵	<۰/۰۵	۰/۰۷
Ga	۲	۳	۶	۳	۹	۵	۶	۴
Gd	۰/۴۱	۰/۳۱	۰/۲۱	۹/۰۵	۰/۵۴	۰/۳۴	۰/۰۷	۰/۳
Hf	<۱	<۱	<۱	۱	۲	<۱	<۱	<۱
Ho	۰/۰۶	۰/۰۶	<۰/۰۵	۰/۹۳	۰/۱۱	<۰/۰۵	<۰/۰۵	۰/۰۶
La	۳	۱/۲	۰/۸	۱۰/۷	۲/۷	۱/۲	۰/۵	۱/۸
Lu	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	۰/۲۱	۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵
Mo	۸	۱۳	۹	۲	۱۰	۵	۱۱	۸

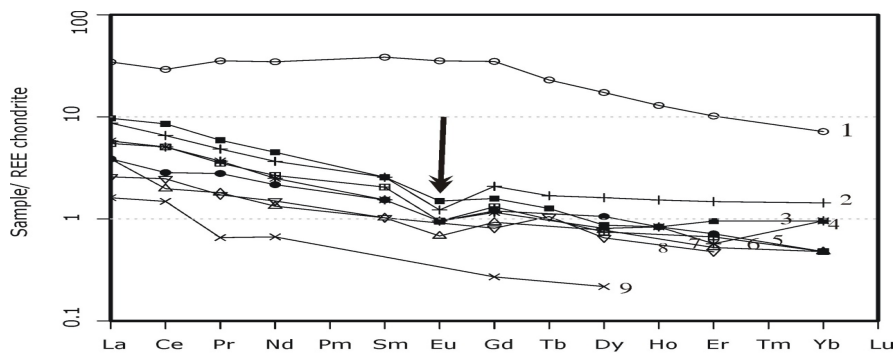
ادامه جدول ۲:

Nb	۲	۳	<۱	۳	۷	۱	<۱	<۱
Nd	۲/۷	۱/۳	۰/۹	۲۰/۸	۲/۲	۰/۸	۰/۴	۱/۵
Ni	۳۶	۵۰	۱۹	۱۰۰	۹	۱۰	۸	۱۰
Pr	۰/۷۲	۰/۳۴	۰/۲۱	۴/۳۲	۰/۵۹	۰/۲۲	۰/۰۸	۰/۴۵
Rb	۱۴	۲۳/۵	۸/۹	۱۷/۱	۴۰/۱	۶/۴	۶/۳	۵/۶
Sm	۰/۵	۰/۳	۰/۲	۷/۵	۰/۵	۰/۲	<۰/۱	۰/۳
Sn	۱	۱	۱	۱	۲	۱	<۱	<۱
Ta	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Tb	۰/۰۶	<۰/۰۵	۰/۰۵	۱/۰۹	۰/۰۸	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵
Th	۱/۵	۱/۵	۲/۷	۱/۶	۴/۲	۰/۹	۲/۲	۱/۲
Tl	۱۱۶	۱۶/۱	۱۹۴	۱۲/۷	۴۹/۴	۱۶/۲	۳۱	۹۳/۳
Tm	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	۰/۲۶	۰/۰۶	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵
U	۴/۲۷	۶/۱۸	۱/۹۳	۳/۰۹	۴/۶۲	۱/۷۵	۲/۵۵	۱/۸۶
V	۴۲	۴۹	۱۹	۴۰	۵۴	۲۱	۱۸	۱۸
W	<۱	<۱	<۱	۱	۲	<۱	<۱	<۱
Y	۲/۱	۲	۱/۱	۳۳/۷	۳/۵	۱/۶	<۰/۵	۱/۶
Yb	۰/۲	۰/۱	<۰/۱	۱/۵	۰/۳	۰/۱	<۰/۱	۰/۲
Zr	۳۷/۴	۳۰/۳	۲۷/۶	۳۹	۸۶/۳	۲۸/۶	۱۸/۵	۳۲/۷

Ni/Co	۶/۴۳	۳/۴۵	۶/۷۹	۱/۸۸	۲/۲	۳/۱۳	۱/۶۷	۱/۵۶
$\Sigma$ L REE	۱۳/۹۳	۵/۵۱	۴/۱۶	۶۹/۵۲	۱۱/۳۸	۴/۰۷	۲/۳۳	۸/۲۲
$\Sigma$ HREE	۱/۲۴	۱/۰۳	۰/۷۴	۲۰/۵	۱/۹۱	۰/۸۱	۰/۳۹	۱/۰۱
$\Sigma$ REE	۱۵/۱۷	۶/۵۴	۴/۹	۹۰/۰۲	۱۳/۲۹	۴/۸۸	۲/۷۲	۹/۲۳
Eu/Eu*	۰/۷۴	۰/۷	۰/۷۴	۰/۹۶	۰/۵۲	۰/۶۹	۱/۸۲	۰/۷۱
(La/Yb)n	۱۰/۱۳	۸/۱	۵/۴	۴/۸۲	۶/۰۸	۸/۱	۳/۳۷	۶/۰۸
(Gd/Yb)n	۱/۶۶	۲/۵۱	۱/۷	۴/۸۸	۱/۴۵	۱/۹۴	۰/۵۶	۱/۲۱
(La/Sm)n	۳/۷۷	۲/۵۱	۲/۵۱	۰/۸۹	۳/۳۹	۳/۷۷	۳/۱۴	۳/۷۷
(Gd/Lu)n	۱/۳۶	۱/۰۲	۰/۶۹	۵/۳۶	۱/۳۴	۰/۷۹	۰/۲۳	۰/۹۹
(Pr/Yb)n	۶/۵۱	۶/۱۵	۳/۸	۵/۲۱	۳/۵۶	۳/۹۸	۱/۴۴	۴/۰۷
Ce/Ce*	۱/۱	۰/۸۴	۱/۱۴	۰/۸۱	۰/۹۸	۰/۷۲	۱/۴	۱/۰۶

پلاژیوکلاز، پایین بودن فوگاسیته اکسیژن و منشا گرفتن ماگما از گوشته پلاژیوکلازدار می‌تواند بی-هنجاری منفی Eu را توضیح دهد (Galyan et al, 2009). بی‌هنجاری ضعیفی از Ce در نمونه‌ها دیده می‌شود  $Ce^{+3}$  در محیط‌های اکسیدی به راحتی به  $Ce^{+4}$  اکسیده شده، با کاهش شعاع توسط هیدروکسیدها و ذرات معلق، جذب سطحی و حمل گشته و یا در صورت حضور لیگاندهای کربناتی از محیط خارج می‌شود بنابراین، بی‌هنجاری نسبتاً منفی آن می‌تواند نشانه اکسید شدن و خروج آن از محیط باشد (رجب زاده و همکاران، ۱۳۹۱).

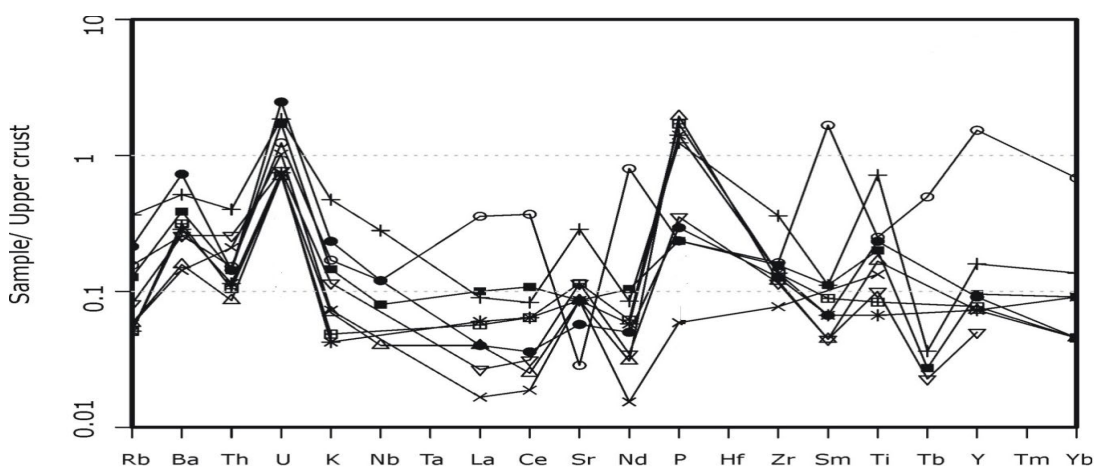
الگوی به‌هنجار شده پراکندگی عناصر REE مطابق نمودار بوینتن (۱۹۸۴) مربوط به اندیس آهن کرفس در شکل ۱۳ نشان داده شده است. در این نمودار شیب منفی از سمت عناصر نادر خاکی سبک (LREE) به سمت عناصر نادر خاکی سنگین (LREE) دیده می‌شود. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE در ذخایر مرتبط با سیالات گرمابی در نقاط مختلف دنیا گزارش شده است (Marschik et al, 2001). در اکثر نمونه‌ها بی-هنجاری منفی در Eu مشاهده می‌شود. تهی‌شدگی عنصر Eu، ثانویه بوده که تحت‌تاثیر فرآیندهای دگرسانی گرمابی ایجاد می‌شود، همچنین تفریق



شکل ۱۳: الگوی پراکندگی REE در کانسنگ آهن کرفس که به کندریت نرمالیزه شده است (Boynton, 1984). فلش، تهی‌شدگی عنصر Eu را نشان می‌دهد.

Th، Nb و کاتیون غیرمتحرک Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند و این یکی از ویژگی‌های کانسارهای گرمابی است. غنی‌شدگی U از نکات قابل توجه است. مطالعات نشان داده است، اورانیوم قابلیت حل شدن فراوانی در سیالات در تعادل با هماتیت دارد و به همین علت در پهنه اکسیدی بیشترین فراوانی را دارد.

در شکل ۱۴ الگوی پراکندگی کلیه عناصر کمیاب که به پوسته بالایی و کندریت CI نرمالیزه شده است دیده می‌شود. طبق این نمودار نمونه‌ها، غنی‌شدگی در عنصر K نسبت به کندریت نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی، بیانگر این است که کانسنگ آهن از محلول‌های گرمابی ته نشست یافته است. عناصر غیرمتحرک و با قدرت میدان بالا مانند Ta،

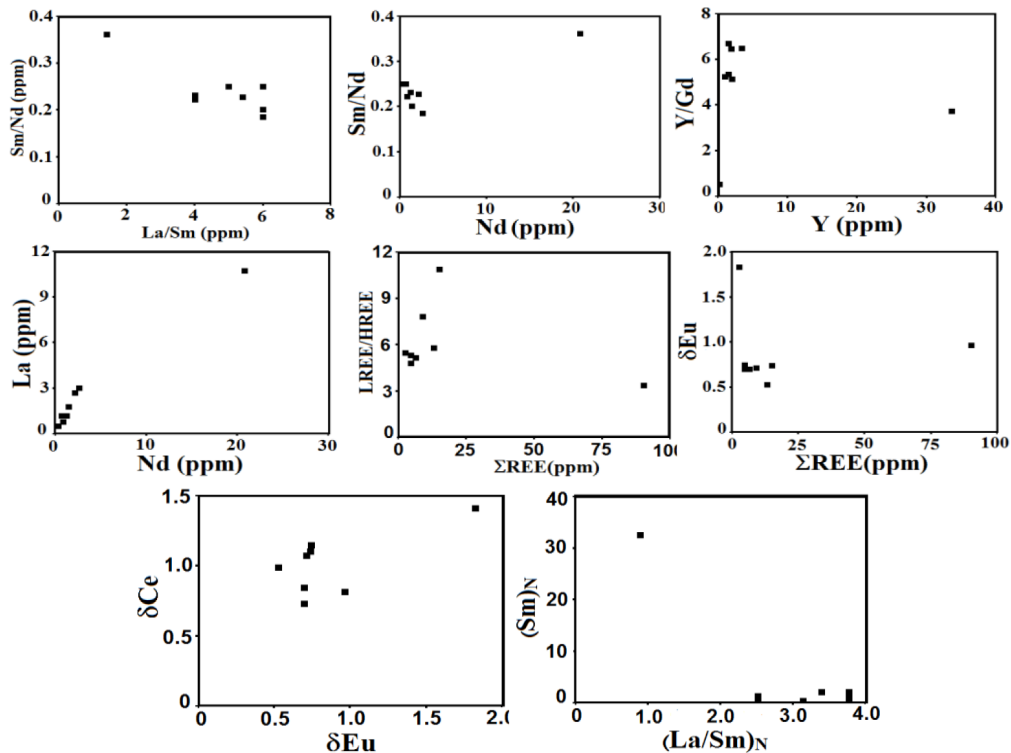


شکل ۱۴: الگوی پراکندگی عناصر کمیاب در کانسنگ آهن کرفس که به پوسته بالایی نرمالیزه شده است (Teylor et al, 1985).

برداشت شده از بیرون‌زدگی‌های گوتیتی ذخیره آهن منشأ مشابه داشته و روند تکاملی مشابهی را که شامل شستشوی گرمابی بعد تشکیل می‌باشند را طی کرده‌اند. دیاگرام‌های پراکندگی این عناصر نشان‌دهنده قرابت این بیرون‌زدگی‌ها با یکدیگر می‌باشند و نشان می‌دهند که محلول گرمابی، منشأ یکسان داشته و احتمالاً در اثر آغشتگی با آب‌های با منشأ مختلف پراکندگی داده‌ها افزایش یافته و داده‌های پرت حاصل شده‌اند.

به منظور طراحی دیاگرام‌های کوواریانس از ضریب همبستگی دو یا چند عنصر در سیستم کانی‌سازی استفاده شد. در این راستا ما قادر خواهیم بود، فرایندهای ساخت توده سنگی یا توده کانساری را بازسازی کرده و ارتباط ژنتیکی بین سنگ‌های مختلف را بازسازی کنیم.

پارامترهایی از REE که در این مقاله استفاده شدند در شکل ۱۵ نشان داده شده‌اند (Zhixin et al, 2012) نمودارها نشان می‌دهند که کلیه نمونه‌های



شکل ۱۵: دیاگرام‌های همبستگی و کوواریانس دوتایی (La-Nd، (Y/Gd)-Y، (Sm/Nd)-Nd، (Sm/Nd)-(La/Sm)،  $\delta\text{Ce}$ - $\delta\text{Eu}$ ،  $\delta\text{Eu}$ - $\Sigma\text{REE}$ ، LREE/HREE- $\Sigma\text{REE}$  برای نمونه‌های گوتیتی کرفس

و شکستگی‌ها محل‌های مناسبی برای عبور این سیالات بوده است. تحلیل دقیق الگوی پراکندگی عناصر REE به همراه محاسبه نسبت‌های رایج جهت بررسی رفتار این عناصر به همراه رسم نمودارهای کوواریانس و همبستگی این عناصر نشان می‌دهد که منشأ سیال سازنده این توده، گرمایی بوده و در ضمن صعود و ته‌نشست ذخیره، REE ها شدیداً دچار تفریق شده و مخلوط شدن با سیالات جوی، سبب تشکیل الگوی پراکندگی خاص این عناصر در این نمودارها شده است. بنابراین کانسار پس از تشکیل حداقل یک دوره شستشوی گرمایی را تجربه نموده است.

### نتیجه‌گیری

اندیس آهن کرفس چندین توده کوچک گوتیتی-هماتیتی کیسه‌ای تا عدسی شکل با مقدار کمی مگنتیت به همراه دگرسانی‌های لیمونیتی، اپیدوتی، سیلیسی و کلسیتی است. مجموع مطالعات صحرایی، پتروگرافی، کانه‌نگاری و ژئوشیمیایی صورت گرفته در این بررسی نشان می‌دهد که منشأ سیالات سازنده کانسار محلول‌های گرمایی مشتق شده از توده‌های گرانیتوئیدی بوده-اند که در حین صعود در سنگ‌های شیستی تا کالک شیستی و کربناته، در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها، کانسنگ را ته‌نشین کرده‌اند. گسل‌ها

### پانوش

#### 1-Rare Earth Elements

## منابع

- سپاهی، ع.ا.، اسدی، ن. و سلامی، ص.، ۱۳۹۳. مطالعه پتروژنز، شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی حاشیه توده الوند، همدان، مجله پترولوژی، شماره ۵، ص ۶۷-۸۶.
- مقدسی، ج.، ۱۳۸۵. مینرالوگرافی، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۲۴۰ ص.
- سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه رزن.
- Alai-Mahabadi, S. and Foudazi, M., 2003. Geological map of Razan (Scale: 1:100000), Geological Survey of Iran, Tehran.
- Bajwah, Z.U., Secombe, P.K. and Offler, R., 1987. Trace element distribution, Co: Ni ratios and Genesis of the Big Cadiairon-copper deposit, New South Wales, Australia, Mineralium Deposita, v. 22, p. 292-300.
- Barton, M.D., Jensen, E.P. and Ducea, M., 2003. Fluid sources for IOCG (Candelaria, Punta del Cobre) and porphyry Cu-style mineralization, Copiapó batholith, Chile: Geologic and Sr isotopic constraints, Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 37, p. 316-341.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Fisher, N.I., 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type, Journal of Geochemical Exploration, v. 76, p. 45-69.
- Bin, Z., Hong-Fu, Z., Xin-Miao, Z. and Yong-Sheng, H., 2016. Iron isotope fractionation during skarn-type alteration: Implications for metal source in the Han-Xing iron skarn deposit", Ore Geology Reviews, v. 74, p. 139-150.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), Rare earth element geochemistry, Elsevier, California, p. 63-114.
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. A special issue devoted to skarn deposits, Introduction Terminology, classification and composition of skarn deposits, Economic Geology, v. 74, p. 745-753.
- Esna-Ashari, A., valizadeh, M.V., Soltani, A. and Sepahi, A.A., 2011. Petrology and geochemistry of Aligoodarz granitoid, Western Iran: implications for petrogenetic relation with Boroujerd and Dehno granitoids, geopersia, v. 2, p. 67-81.
- Forst, B.F., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance, In Oxide Minerals: petrologic and Magnetic Significance, Reviews Mineral, v. 25, p. 1-10.
- Frietsch, R., 1978. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type, Economic Geology, v. 73, p. 478-485.
- Galoyan, R.Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C. and Melkonyan, R., 2009. Geology, geochemistry and  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic back-arc opening and hot spot event between south Armenia and Eurasia, Journal of Asian Earth Sciences, v. 34, p. 135-153.
- Komninou, A. and Sverjensky, D.A., 1996. Geochemical modeling of the formation of an unconformity-type



- uranium deposit, *Economic Geology*, v. 91, p. 590-606.
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, K., Meffre, S. and Emami, M.H., 2012. Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran, *Mineralium Deposita*, v. 47, p. 425-440.
- Marschik, R. and Fontbote, L., 2001. The Candelaria-Punta Del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, *Economic Geology*, v. 96, p. 1799-1826.
- Meinert, L.D., 1995. Igneous petrogenesis and skarn deposits, *Geological Association of Canada, Spacial paper*, v. 40, p. 569-583.
- Ohmoto, H., 2003. Nonredox transformations of magnetite- hematite in hydrothermal systems, *Economic Geology*, v. 98, p. 157-161.
- Ramdohr, P., 1980. *The Ore Minerals and Their Intergrowths*, Pergamon Press, 2<sup>nd</sup> edition, 1207 p.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*, London, Chapman and Hall, 630 p.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*, Blackwell, Oxford, 312 p.
- Whitney, D.L. and Evans, B.V., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.
- Zhixin, H., Wanming, Y. and Haijun, Y., 2012. Rare earth element geochemical constrains on metallogeny of Jiapigou gold belt, Northeast China, *Journal of rare earths*, v. 30, p. 95-112