

ژئوشیمی، کانه‌زایی و دگرسانی قلیایی - اکسید آهن در کانسار آهن ± آپاتیت لکه‌سیاه (شمال شرق بافق)، ایالت فلز زایی بافق - ساغند

مهین رستمی و ابراهیم طالع فاضل*

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

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۱۲/۲۹، پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۱۲

چکیده

کانسار آهن ± آپاتیت لکه‌سیاه در ایالت فلز زایی بافق - ساغند و پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. کانسار لکه‌سیاه طی اواخر کامبرین پیشین در ارتباط با فعالیت‌های مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه شکل گرفته است که مجموعه سنگ‌های پیروکلاستیک، آندزیت/تراکی آندزیت و ریولیت سنگ میزبان ذخیره را تشکیل می‌دهند. بر اساس نسبت Th/Yb (بین ۲/۷ تا ۱۷) و Ta/Yb (بین ۰/۳۳ تا ۱/۸)، ریولیت‌های میزبان کانی‌سازی جزو دسته‌های ماگمایی کالک‌آلکانل غنی از پتاسیم تا شوشونیتی قرار می‌گیرند. طبق شواهد به‌نظر می‌رسد تبلور ماگمای ریولیتی پر آب موجب آزاد شدن حجم زیادی از عناصر فرار شده که به افزایش گرانروی ماگمای باقی‌مانده منجر می‌شود. در این شرایط، سیال احیایی با شوری و دمای بالا که حاوی لیگاندهای کلریدی حامل آهن و فسفر بوده، به سمت بالا و مناطق کم فشار حرکت می‌کند. فوران‌های انفجاری تشکیل‌دهنده کالدرای شکستگی و سیستم گسلی مناسبی برای ته‌نشست ماده معدنی و رخدادهای کانه‌زایی فراهم کرده است. شواهدی مثل: ۱- وجود هاله‌های دگرسانی قلیایی غنی از کلر (مانند سدیک و سدیک - کلسیک و پتاسیک - کلسیک) در اطراف کانسنگ آهن، ۲- وجود سنگ‌های ماگمایی پتاسیم بالا مرتبط با یک سیستم کالدرایی فعال و ۳- تهی‌شدگی عناصری نظیر Al, V, Ti, Mn در ترکیب شیمیایی مگنتیت‌ها، گویای وجود منبع گوشه‌ای دگرنهادی در منطقه لکه‌سیاه بوده که اغلب طی تکوین و جای‌گیری با سنگ‌های پوسته‌ای اطراف نیز دچار آغشتگی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی قلیایی - اکسید آهن، پتاسیم بالا تا شوشونیتی، مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه، بافق، ایران مرکزی

مقدمه

پلوتونیزم قاره‌ای شدید، رسوبات نوع مولاس و ولکانیزم‌های پوسته قاره‌ای ensialic (شامل گدازه‌های جریانی آندزیت، داسیت و اینگمیریت‌های غنی از سیلیس)، اغلب در ارتباط با سیستم‌های کالدرایی فعال، شکل گرفته است (Förster and Jafarzadeh, 2010; Daliran et al., 2007; Daliran et al., 1994). در این میان، بیشترین سهم رخداد ماگماتیزم و پدیده‌های ساختاری و دیناموترمال مرتبط با آن در خرده قاره ایران مرکزی، در ناحیه‌ای موسوم به ایالت فلز زایی بافق - ساغند تشکیل شده که از لحاظ

خرده قاره ایران مرکزی با پی‌سنگ پر کامبرین و پوش سنگ پالئوزوئیک، از بخش شمالی ابرقاره گندوانا تفکیک شده که آخرین فاز شکل‌گیری و تکوین این خرده قاره، طی کوه‌زاد پان آفریقا به‌وقوع پیوسته است (Samani, 1988). این کوه‌زایی با فاز کششی سپر عربی طی ۷۵۰ تا ۵۰۰ میلیون سال پیش به پایان رسیده است که به عقیده سامانی (Samani, 1988)، حاصل آن تشکیل "حوضه کششی درون قاره‌ای" است. این گسیختگی همراه با فرایندهای

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

نخستین تقسیم‌بندی ساختاری - رسوبی خرده قاره ایران مرکزی^۱ به صورت مستدل توسط علوی (Alavi, 1991) و رمضانی و تا کر (Ramezani and Tucker, 2003) انجام شده است. خرده قاره ایران مرکزی با راستای شمالی - جنوبی به ترتیب از شرق به غرب شامل سه قلمرو پوسته‌ای بلوک‌های لوت، طبس و یزد است (شکل ۱) که بلوک‌های طبس و یزد به وسیله کمان ساختاری کاشمر - کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) یا بلوک پشت‌بادام (Alavi, 1991) از یکدیگر جدا شده‌اند (شکل ۲). کمان ساختاری کاشمر - کرمان که منطقه مورد بررسی در آن قرار می‌گیرد، از شرق به غرب از سه قلمرو لیتوتکتونیک کلمرد، زیرگان - چاه‌میر و ساغند تشکیل شده است (Rajabi et al., 2012) (شکل ۲). قلمرو لیتوتکتونیک زیرگان - چاه‌میر که ایالت فلزایی بافق در آن واقع شده، توسط گسل‌های اصلی ناینی - کوه‌بان در شرق و گسل پشت‌بادام در غرب محدود شده است. واحدهای اصلی تشکیل دهنده قلمرو زیرگان - چاه‌میر در شکل ۲ نشان داده شده است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی قلمرو زیرگان - چاه‌میر متعلق به شیست‌های دگرگونه مزوپروتروزوئیک بوده که توسط واحدهای سنگی نئوپروتروزوئیک تا کرتاسه پوشیده شده است (Borumandi, 1973; Stöcklin, 1974; Haghypour, 1974). سنگ بستر پرکامبرین در این ناحیه از سازند تاشک (Haghypour, 1977) با مجموعه سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا بالا از قبیل شیست، گنیس، آمفیولیت، کوارتزیت و مرمر (همتافت‌های بنه‌شور و سرکوه) و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین از قبیل شیل اسلیتی، ماسه‌سنگ کوارتزی، گری‌وک و فیلیت تشکیل شده است. این سنگ‌های دگرگونی به صورت دگرشیب توسط توالی آتشفشانی - رسوبی کامبرین زیرین^۲ پوشیده شده است (Ramezani and Tucker, 2003).

واحد ECVSS در قلمرو لیتوتکتونیک زیرگان - چاه‌میر شامل دو توالی به شرح زیر است که هر یک میزبان ذخایر مجزایی هستند (Rajabi et al., 2015):

تقسیم‌بندی ساختاری، این ایالت در کمان ساختاری کاشمر - کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) قرار گرفته است (شکل ۱). ناحیه معدنی بافق یکی از مهم‌ترین ایالت‌های فلزایی در ایران محسوب می‌شود که میزبان بزرگ‌ترین ذخایر آهن غیررسوبی یا گرمابی است (Jami et al., 2007). این ناحیه با بیش از ۱/۷ میلیارد تن ذخیره Fe-P-Mn در بیش از ۳۴ آنومالی مغناطیس هوایی، محدوده‌ای به وسعت ۷۵۰۰ کیلومتر مربع را پوشش می‌دهد (NISCO, 1980). عیار آهن در آنها بین ۵۰ تا ۷۰ درصد وزنی و فسفر بین ۰/۱ تا ۷/۷۸ درصد وزنی برآورد شده است (NISCO, 1980). ذخیره آهن در اغلب این کانسارها بین ۱ تا ۴۰۰ میلیون تن متغیر بوده است که از این میان کانسارهای چغارت (۲۱۶ میلیون تن)، چادرملو (۴۰۰ میلیون تن)، سه‌چاهون (۱۴۰ میلیون تن) و اسفوردی (۱۷ میلیون تن)، جزو معادن فعال این ناحیه محسوب می‌شوند (Torab and Lehmann, 2007). کانسارهای دیگری از قبیل نارینگان (منگنز - آهن)، ساغند (آهن - اورانیوم)، کوشک (سرب و روی)، چاه‌گنز (آهن)، گزستان (آهن - آپاتیت) و لکه‌سیاه (آهن ± آپاتیت)، نیز در این ناحیه وجود دارد.

کانسار آهن ± آپاتیت لکه‌سیاه در استان یزد و مختصات جغرافیایی "۵۶°۴۲'۵۵" طول شرقی و "۴۷°۴۶'۳۱" عرض شمالی در فاصله ۴۰ کیلومتری شمال شرق بافق، بین معادن مگنتیت - آپاتیت اسفوردی و سرب و روی کوشک واقع شده است (شکل ۲). این کانسار در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی (Soheili and Mahdavi, 1991) و برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد (Sabzehee et al., 2015) قرار می‌گیرد. در این پژوهش با بهره‌گیری از شواهد ژئوشیمی سنگ‌های آذرین و تحولات ماگمایی، زمین‌شناسی ساختاری و ویژگی‌های کانی‌شناسی - ژئوشیمی دگرسانی‌ها به بررسی کانسار آهن ± آپاتیت لکه‌سیاه پرداخته شده است. همچنین طی این بررسی‌ها، ارتباط میان فرایند کانه‌زایی با عملکرد سیستم کالدرایی فعال منطقه لکه‌سیاه توسط الگوی مدل‌سازی و بازسازی محیط تشکیل ذخیره مورد بررسی قرار گرفته است.

1. Central Iranian Microcontinent
2. Early Cambrian Volcano- Sedimentary Sequence

آتشفشانی- نفوذی اواخر کامبرین زیرین (مجموعه کالدراپی لکه‌سیاه)، در منطقه رخنمون دارد که شرح این واحدها در ادامه آمده است.

۱) توالی آتشفشانی- رسوبی کامبرین زیرین

توالی آتشفشانی- رسوبی کامبرین زیرین موسوم به ECVSS یا CVSS (Rajabi et al., 2015)، از مهم‌ترین واحدهای سنگی پهنه ساختاری کاشمر- کرمان یا بلوک پشت‌بادام محسوب می‌شود. این توالی از سنگ‌های غیردگرگونی با میان‌لایه‌های کنگلومرای ریزدانه، ماسه‌سنگ، سنگ‌های آتشفشانی مافیک و فلسیک، سیلت‌سنگ و شیل‌های سیاه پیریت‌دار، لایه‌های ولکانو کلاستیک، دولومیت و آهک‌های دولومیتی تشکیل شده است (Haghipour, 1974; Ramezani and Tucker, 2003). توالی CVSS از پایین به بالا متشکل از سه عضو سنگی خارنگان، کوه‌بنان I و کوه‌بنان II است (شکل ۳). قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد (Sabzehee et al., 2015) متعلق به عضو سنگی خارنگان بوده که در منطقه معدنی لکه‌سیاه رخنمون نداشته و متشکل از شیل‌های سبز زیتونی، گری‌وک، ماسه‌سنگ و آهک‌های جلبکی لامینه‌ای است. عضوهای سنگی کوه‌بنان I و کوه‌بنان II در منطقه مورد بررسی رخنمون دارند که طی آن عضو سنگی کوه‌بنان I، سنگ بستر اصلی منطقه لکه‌سیاه را تشکیل داده و خود متشکل از سه زیرعضو ناریگان، نادیگان و اسفوردی به شرح زیر است (شکل ۴): زیرعضو ناریگان شامل ماسه‌سنگ‌های آرکوزی قرمز تا بنفش همراه با میان‌لایه‌های شیل است. این ماسه‌سنگ‌ها با بخش‌های بالایی ماسه‌سنگ لالون قابل قیاس هستند که از ویژگی‌های بارز آن وجود دانه‌های آواری چرت‌سیاه رنگ است. این واحد به‌ویژه در جنوب شرقی کانسار لکه‌سیاه رخنمون دارد (شکل ۳). پس از آن، زیرعضو نادیگان با ویژگی آتشفشانی- رسوبی از تناوب آهک‌های آکوسیاتی‌دار با ساختار استروماتولیتی، گدازه تراکی‌آندزیت، ماسه‌سنگ‌های قرمز، شیل‌های میکادار ارغوانی تا بنفش و دولستون تشکیل شده است. لیتولوژی‌های مرتبط با زیرعضو نادیگان بخش عمده‌ای از سنگ بستر منطقه لکه‌سیاه را تشکیل داده‌اند که بیشترین

۱) توالی آتشفشانی- رسوبی زیرین (هم‌زمان با ریفت) با حداکثر ضخامت ۸۰۰ متر، از رسوبات تخریبی دانه‌درشت خاکستری، سنگ‌های آذرآواری و ماگماتیسیم دوهنجاری^۱ (ریولیت‌های آلکالن زیردریایی و کالک آلکالن کمانی) تشکیل شده است که به‌صورت دگرشیب سازند تاشک را پوشانده است. این توالی سنگی در مناطق لکه‌سیاه، ناریگان، اسفوردی و زیرگان رخنمون دارد. توالی آتشفشانی- رسوبی زیرین طی مراحل اولیه، ریولیت‌های زیردریایی را همراه با ذخایر چینه‌سان آهن- منگنز متصاعدی (نظیر کانسار ناریگان) تشکیل داده و پس از آن، هم‌زمان با رخداد ماگماتیسیم‌های کالک آلکالن محیط‌های کمانی و فعالیت‌های گرمایی وابسته به آنها، کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت^۲ (نظیر کانسارهای اسفوردی، چغارت، لکه‌سیاه، چادرملو و چاه‌گز)، به‌وجود آمده است.

۲) توالی رسوبی بالایی که اغلب با فاز فرونشینی (پس از ریفت) همراه بوده و شامل شیل‌های آهکی، سیلت‌سنگ، کربنات و توف است. این توالی توسط شیل‌های آهکی، آهک و سیلت‌سنگ سیاه و یک عضو کربناتی- پیریتی بالایی موسوم به عضو کوشک مشخص می‌شود. سنگ‌های سیلیسی کلاستیک آهکی در بخش پایینی عضو کوشک به‌طور هم‌شیب بر روی سنگ‌های آذرآواری و رسوبی عضو زیرگان در غرب قلمرو زیرگان- چاه‌میر نهشته شده‌اند. عضو کربناتی کوشک در محیط‌های دریایی نهشته شده و در مناطق زیرگان، اسفوردی، لکه‌سیاه، کوشک و چاه‌میر رخنمون دارد. ذخایر رسوبی- متصاعدی نوع SEDEX نظیر کانسارهای سرب و روی کوشک و چاه‌میر همراه این توالی تشکیل شده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه معدنی لکه‌سیاه

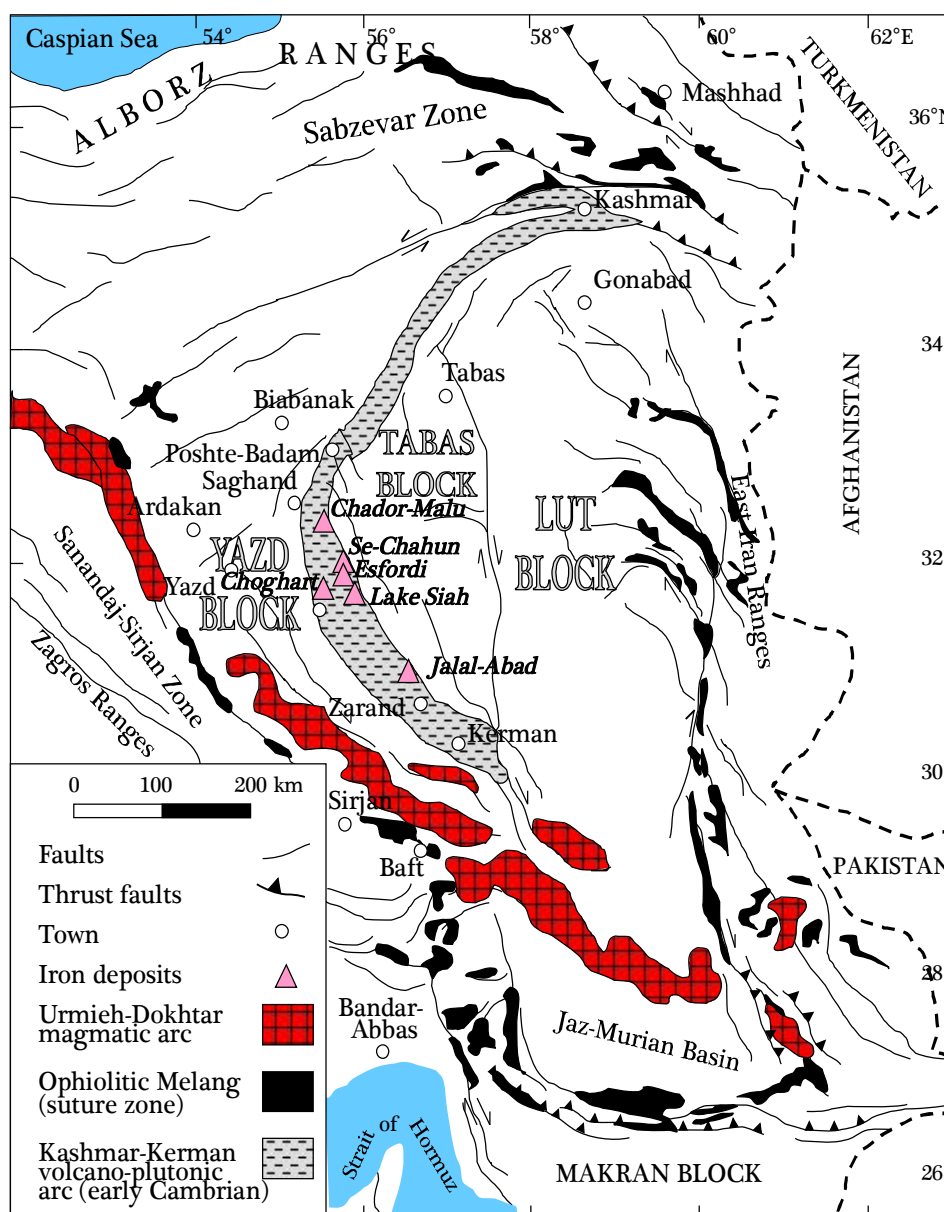
واحدهای سنگی منطقه معدنی لکه‌سیاه در قالب نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد توسط سبزه‌ئی و همکاران (Sabzehee et al., 2015)، مورد بررسی قرار گرفته است (شکل‌های ۳ و ۴). طبق این نقشه و شواهد صحرایی، به‌طور کلی دو واحد سنگ‌چینه‌نگاری اصلی شامل: ۱- توالی آتشفشانی- رسوبی کامبرین زیرین و ۲- توالی

1. Bimodal

2. Iron Oxide Apatite

رخمون واحد سنگی اسفوردی در فاصله ۳ کیلومتری جنوب شرق کانسار لکه‌سیاه دیده شد (شکل ۳). در داخل واحد ایگنبریت، افق‌های نازکی از کانه‌زایی آهن مشاهده شده که گویای ارتباط ماگماتیسیم اسیدی با رخداد کانه‌سازی در این بخش است.

فراوانی آنها متعلق به شیل‌های میکادار است (شکل ۳). پس از تشکیل زیرعضوهای نارینگان و نادینگان به‌عنوان سنگ بستر اصلی منطقه، این مجموعه توسط فعالیت گسترده آتشفشانی اسیدی به‌ویژه جریان‌های آذرآواری ایگنبریت، گدازه آندزیتی و توف آندزیتی پوشیده شده است که متعلق به زیرعضو اسفوردی هستند. نزدیک‌ترین

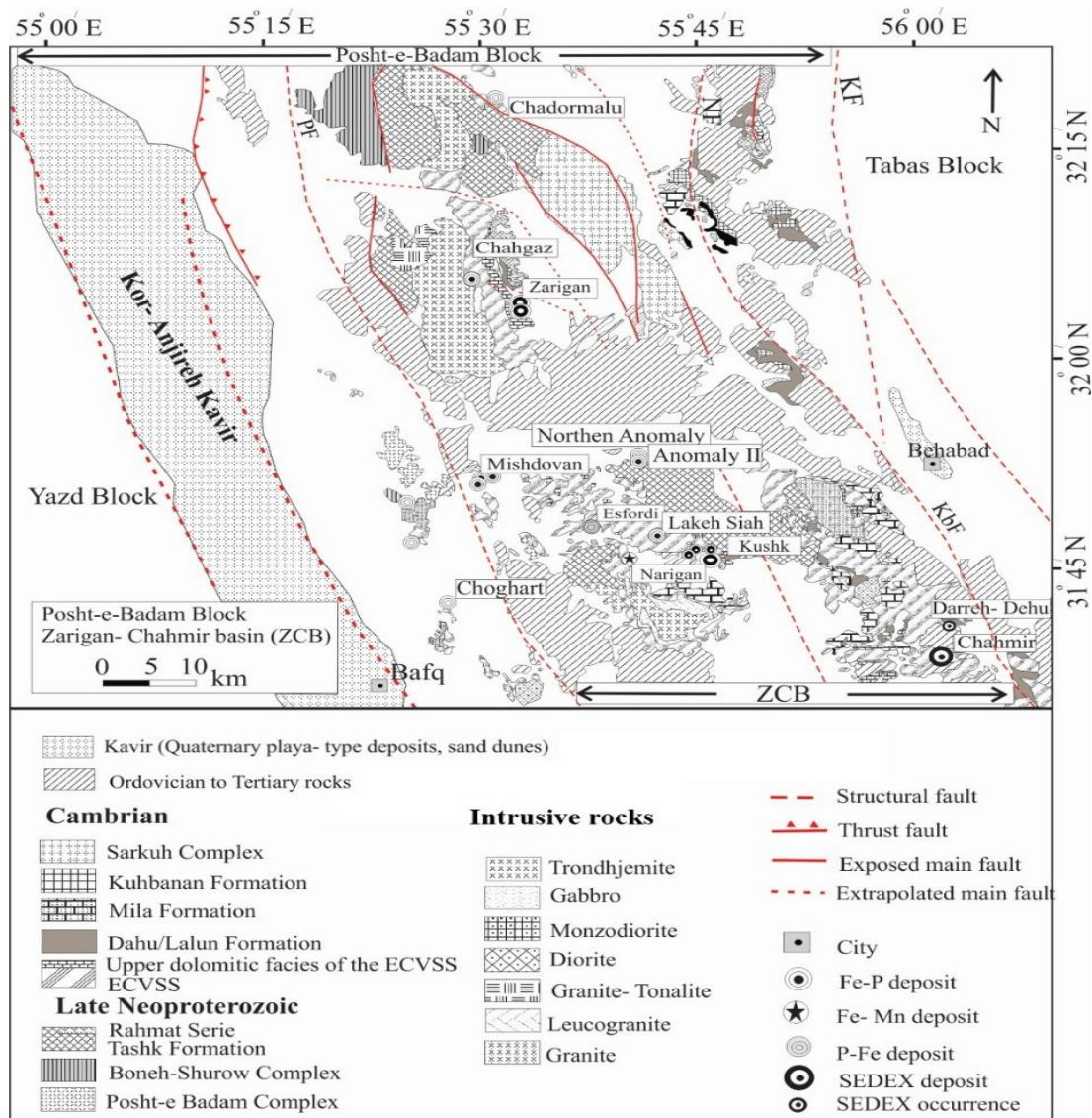


شکل ۱. نقشه ساختاری ایران مرکزی و موقعیت کمان ساختاری کاشمر- کرمان در آن (با تغییرات از رضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003)). موقعیت منطقه معدنی لکه‌سیاه در شکل نشان‌داده شده است.

Fig. 1. The tectonic map of Central Iran and situation of Kashmar-Kerman structural arc (after Ramezani and Tucker, 2003). Lake Siah mine area is shown in this figure.

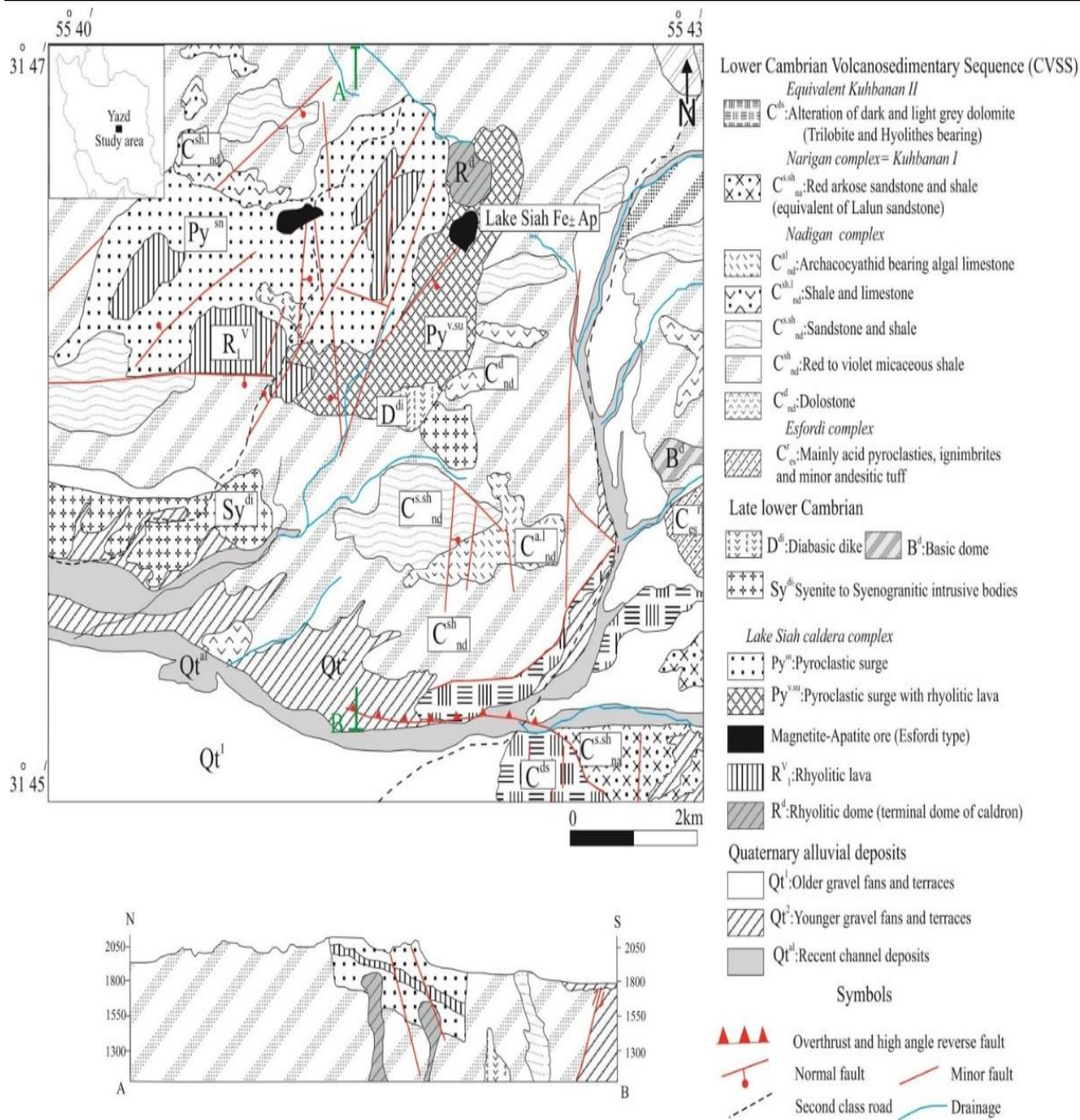
ماسه‌سنگ کوارتزیتی، دولومیت سیاه تا خاکستری دگرسان و آهک‌های کم‌ضخامت فسیل‌دار (نظیر تریلومیت و هیولیت) تشکیل شده است. بیشترین رخنمون این واحد سنگی در جنوب منطقه لکه‌سیاه قابل مشاهده است (شکل ۳).

طبق پژوهش سبزه‌ئی و همکاران (Sabzehee et al., 2015)، ارتباط زیرعضوهای اسفوردی و نادیکن به دلیل وارونگی و برگشتی طبقات در بسیاری از نقاط غیرعادی و گسله است. جوان‌ترین بخش توالی CVSS در منطقه لکه‌سیه متعلق به لیولوژی‌های عضو سنگی کوه‌بان II است که اغلب از تناوب



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده حوضه زیرگان-چاهمیر (ZCB) واقع در کمان ساختاری کاشمر-کرمان (بلوک پشت‌بادام). موقعیت کانسارهای آهن و ذخایر نوع SEDEX در این حوضه نشان داده شده است (با تغییرات از رجبی و همکاران (Rajabi et al., 2015)). حروف اختصاری شامل، CF: گسل چاپدون، KBF: گسل کوه‌بان، KF: گسل کلمرد، NF: گسل نایینی، PF: گسل پشت‌بادام

Fig. 2. Simplified geological map of the Zarigan–Chahmir Basin (ZCB) in the Kashmar–Kerman structural arc (Posht-e-Badam Block). The location of Fe and SEDEX type-deposits are shown in this basin (after Rajabi et al., 2015). Abbreviations, CF: Chapedony Fault, KBF: Kuhbanan Fault, KF: Kalmard Fault, NF: Naeini Fault, PF: Posht-e-Badam Fault.



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه لکه‌سیاه و نیم‌رخ زمین‌شناسی در راستای A-B (با تغییرات از برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد سبزه‌ئی و همکاران (Sabzehee et al., 2015))

Fig. 3. Simplified geological map of the Lake Siah area with cross section along A-B (modified after 1:25000 scale map of Aliabad, Sabzehee et al., 2015).

به توالی آتشفشانی-نفوذی اواخر کامبرین زیرین یا مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه (Sabzehee et al., 2015) است. مجموعه

(۲) توالی آتشفشانی-نفوذی اواخر کامبرین زیرین (مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه) بخش عمده‌ای از واحدهای سنگی در محدوده کانسار لکه‌سیاه متعلق

کالدرايي لکه‌سیاه با ژئومتری بیضی شکل از سه واحد سنگی شامل، رخساره آذرآواری خیزابی^۱، کالدراي فرونشستی^۲ و گدازه‌ها و گنبد‌های ریولیتی تشکیل شده است. در رخساره خیزابی که طی نخستین مراحل تشکیل کالدرا شکل می‌گیرد، مجموعه سنگ‌های آذرآواری همراه با گدازه‌های ریولیتی ظاهر می‌شوند که در اثر اولین انفجار ناشی از برخورد ماگما با سنگ‌های اشباع از آب به وجود آمده‌اند. مرحله دوم تشکیل کالدراي فرونشستی است که نفوذ ماگماهای اسیدی به صورت گنبد‌های ریولیتی نشان‌دهنده رخداد آنها بعد از انفجار اولیه است. در این مرحله، پس از انفجار و تخلیه حجم زیادی از ماگما، سقف اتاقک ماگمایی ریزش کرده و ماگمای باقی‌مانده از طریق شکستگی‌ها به سمت بالا صعود می‌کند و سبب تشکیل گنبد‌های ریولیتی می‌شود. این گنبد‌های ریولیتی از درشت‌بلورهای کوارتز شکل‌دار و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. بخش عمده‌ای از ماسه‌سنگ‌ها، شیل‌های سبز و دولومیت‌های زیرعضو نادیدگان در رخساره آذرآواری کالدرا تشکیل شده است.

کانسنگ آهن ±آپاتیت لکه‌سیاه در بخش‌های مختلف مجموعه کالدرايي لکه‌سیاه و در میزبان رخساره آذرآواری خیزابی به همراه ریولیت تشکیل شده‌اند که موقعیت آنها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد (شکل ۳) نشان‌داده شده است. در نهایت پس از شکل‌گیری و تکوین مجموعه کالدراي لکه‌سیاه، این مجموعه توسط توده‌های عمیق و نیمه عمیق از قبیل دایک‌های دیابازی و پلاگ‌های سینیتی تا سینوگرانیتی مورد هجوم قرار گرفته‌اند که به‌ویژه در جنوب کانسار لکه‌سیاه رخنمون دارند (شکل‌های ۳ و ۴).

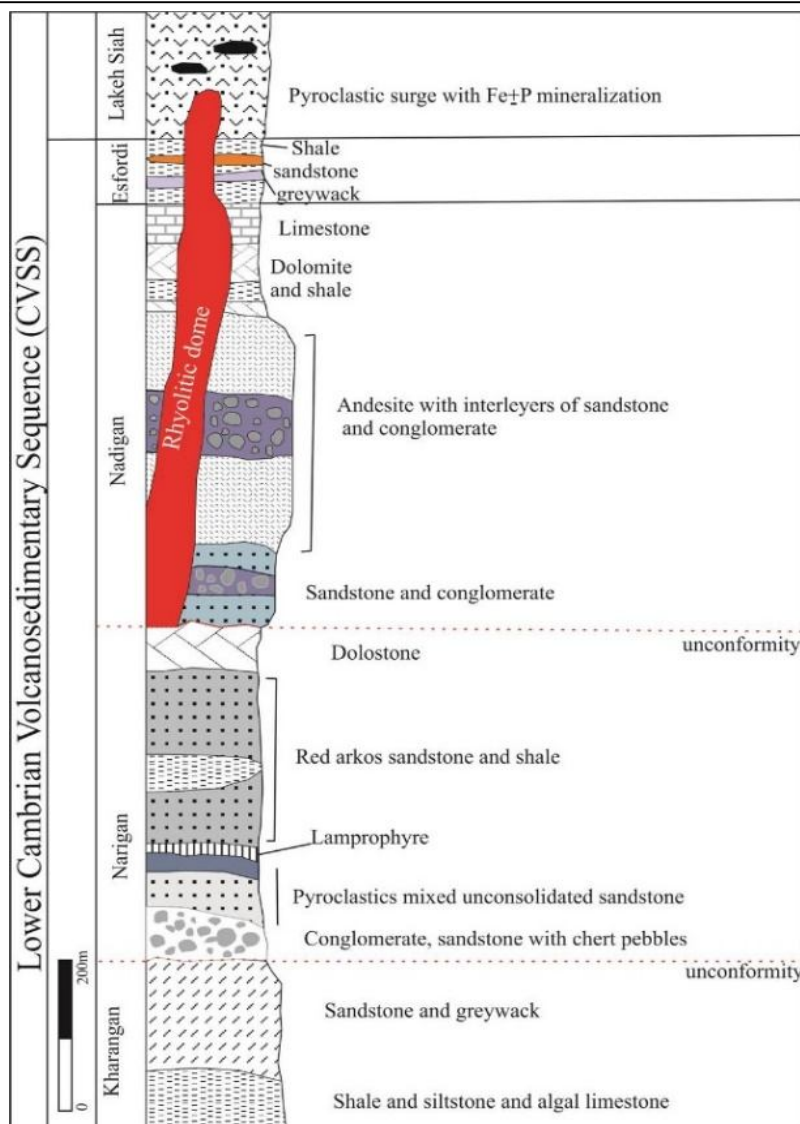
روش مطالعه

پس از جمع‌آوری اطلاعات پیشین (از قبیل گزارش‌های اکتشافی، نقشه‌های زمین‌شناسی و مقالات مرتبط)، نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف کانسار شامل سنگ میزبان، بخش‌های دگرسان و کانسنگ هماتیت-مگنتیت ±آپاتیت انجام شد. بر این مبنای، تعداد ۴۴ مقطع

نازک، صیقلی و نازک-صیقلی برای بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی مورد آماده‌سازی قرار گرفت. برای بررسی شیمی سنگ کل^۳ در سنگ‌های آذرین منطقه، پس از بررسی‌های سنگ‌شناسی و اطمینان از غیردگرسان بودن سنگ‌های آتشفشانی، تعداد ۱۰ نمونه پودر سنگ (ابعاد ۲۰۰ میکرون) برای آزمایشگاه ارسال شد. این نمونه‌ها توسط روش‌های دستگاهی فلورسانس پرتو ایکس^۴ (تجزیه عناصر اکسیدی اصلی) در مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران و روش طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی^۵ (تجزیه عناصر کمیاب و کمیاب خاکی) در آزمایشگاه ACME کانادا (کد آزمایشگاهی AQ250)، مورد تجزیه قرار گرفت. برای تخریب کامل نمونه در آزمایش XRF، از قرص ذوب^۶ استفاده شد. همچنین، مقادیر LOI یا مواد فرار سنگ نیز با استفاده از کوره حرارتی در دمای ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. حد تشخیص تجزیه‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۱ گرم در تن یا ppm بوده و خطای تجزیه برای عناصر اصلی کمتر از یک درصد وزنی است. با توجه به دقت بالای آزمایش ICP-MS در آشکارسازی برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی، برای اطمینان از تجزیه کامل عناصر لیتوفیل و تخریب کامل کانی‌های مقاوم (نظیر زیرکن، مونازیت و روتیل) از روش آماده‌سازی ذوب قلیایی متابورات لیتیم یا LiBO₃ استفاده شده است. برای شناسایی کانی‌ها و بخش‌های دگرسان، پس از بررسی میکروسکوپی مقاطع، تعداد ۱۰ نمونه پودر سنگی با ابعاد ۷۵ میکرون (عبور از الک ۲۰۰ مش) توسط تجزیه دستگاهی پراش پرتو ایکس^۷ مدل فیلیپس X'pert (مدت زمان جریان الکترونی ۳۰ دقیقه)، در مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه قرار گرفت. برای دستیابی به شیمی مگنتیت و تکمیل بررسی‌های میکروسکوپی، از تجزیه نقطه‌ای به روش ریز کاو الکترونی^۸ استفاده شد. این آزمایش نیز توسط دستگاه مدل Cameca X100 با جریان ۲۰ میلی‌آمپر، ولتاژ ۱۵ تا ۲۵ کیلوولت و قطر پرتو ۲ تا ۵ میکرون در مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران انجام شد.

1. Pyroclastic surge
2. Subsidence caldera
3. Whole rock geochemistry
4. X-ray Fluorescence (XRF)

5. Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy (ICP-MS)
6. Fused disc
7. X-ray Diffraction (XRD)
8. Electron Probe Microanalysis (EMPA)



شکل ۴. ستون چینه‌شناسی واحدهای سنگی مختلف در منطقه لکه‌سیاه (بر پایه نقشه ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد سبزه‌ئی و همکاران (Sabzehee et al., 2015)).

Fig. 4. Stratigraphic column of Lake Siah area (based on 1:25000 scale map of Aliabad, Sabzehee et al., 2015).

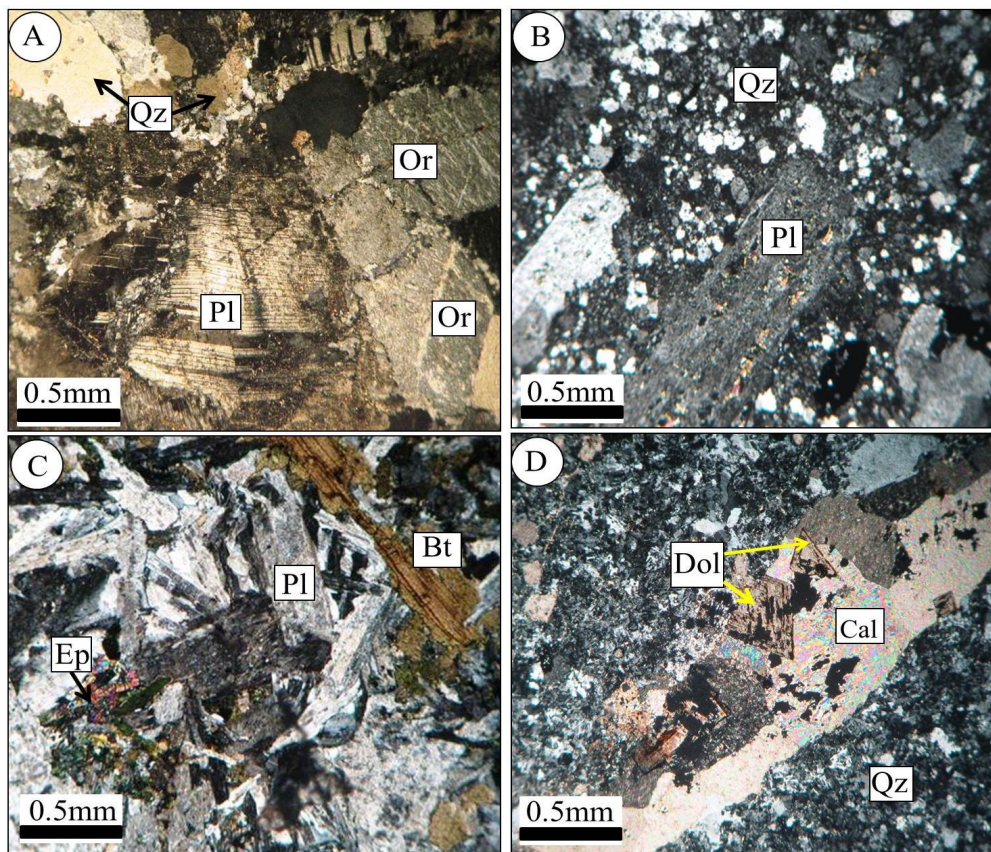
نفوذی اغلب به صورت دایک و پلاگ کمتر از ۱۰ درصد لیتولوژی منطقه را شامل می‌شوند. طبق شواهد صحرایی و بررسی‌های پتروگرافی، واحدهای سنگی ریولیت، آندزیت و توف‌های ریولیتی فراوان‌ترین واحدهای رخنمون‌یافته در منطقه هستند. ریولیت با بافت پورفیری تدریجی از کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و کانی‌های فرعی زیرکن و کلسیت تشکیل شده است. درشت‌بلورهای کوارتز با ابعاد ۲ میلی‌متر، حدود ۷۵ درصد حجمی

پتروگرافی سنگ‌های آذرین

چنان‌که اشاره شد، طبق شواهد صحرایی و نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی لکه‌سیاه (شکل ۳)، سنگ‌های آذرین این منطقه شامل طیفی از سنگ‌های خروجی تا نفوذی شامل ریولیت، آندزیت، کوارتز دیوریت، سینیت تا سینوگرانیت و توف هستند. واحدهای سنگی خروجی و به‌ویژه ریولیت‌ها از لحاظ حجمی بخش عمده‌ای از مجموعه کالدرای لکه‌سیاه را به‌خود اختصاص داده است و سنگ‌های

حاصل از دگرسانی پلاژیوکلازها هستند. کلریت نیز از تجزیه بیوتیت به وجود آمده است که به مقدار ناچیز در آندزیت‌ها مشاهده شد. زیرکن و کوارتز کانی‌های فرعی محسوب می‌شوند. واحد توف ریولیتی با بافت برشی دارای بیش از ۵۰ درصد حجمی کوارتز بوده که به همراه سرسیت خمیره سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی‌های تیره نیز ۱۰ درصد نمونه را به خود اختصاص داده‌اند. کلسیت و دولومیت نیز اغلب به صورت رگه‌چه‌هایی توف‌های ریولیتی را قطع کرده‌اند (شکل ۵-D).

سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۵-A) و بلورهای پلاژیوکلاز با فراوانی حدود ۲۰ درصد و با حفظ شکل اولیه به سرسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند (شکل ۵-B). کلسیت اغلب به‌عنوان کانی ثانویه، فضای خالی پلاژیوکلاز و کوارتز را در ریولیت‌ها اشغال کرده است. واحد آندزیت تک‌تونیزه در مجاورت ماده معدنی رخنمون‌داشته و بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی دارای بافت پورفیری است. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت بخش اصلی آندزیت را تشکیل می‌دهند (شکل ۵-C). کلسیت، اپیدوت و سرسیت کانی‌های ثانویه



شکل ۵. تصاویر پتروگرافی از سنگ‌های آذرین منطقه لکه‌سیاه (XPL). A: درشت‌بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در واحد ریولیت، B: ریولیت با بافت پورفیری به همراه کوارتز و پلاژیوکلازهای دگرسان، C: بافت گرانولار (دانه‌ای) متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت همراه با مقادیر ناچیز اپیدوت در واحد آندزیت و D: توف ریولیتی با خمیره کوارتز و سرسیت ریزبلور که توسط رگه‌چه کلسیت و دولومیت قطع شده است. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans 2010) اقتباس شده است. Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Qz: کوارتز، Dol: دولومیت، Cal: کلسیت، Or: ارتوکلاز

Fig. 5. Photomicrographs (XPL) of igneous rock in the Lake Siah area. A: quartz and plagioclase phenocrysts in the rhyolitic rocks, B: quartz and altered plagioclase with porphyritic texture in rhyolite sample, C: granular texture with intergrowth of plagioclase and biotite crystals with minor epidote in andesite, and D: rhyolitic tuff with quartz and sericite microcrysts that cut by calcite and dolomite veinlets. Abbreviation of minerals from Whitney and Evans (2010), Pl: plagioclase, Bt: biotite, Qz: quartz, Ep: epidote, Dol: dolomite, Cal: calcite, Or: orthoclase

ژئوشیمی سنگ‌های منطقه

ترکیب شیمیایی و غلظت عناصر اکسیدی، فرعی و کمیاب به دست آمده از تجزیه‌های دستگاهی XRF و ICP-MS در جدول ۱ آمده است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای محتوای سیلیس بین ۵۶ تا ۷۲/۲ درصد وزنی (wt.%)، محتوای Al_2O_3 بین ۹ تا ۱۸/۶ درصد وزنی (wt.%) و نسبت K_2O/Na_2O بین ۰/۴ تا ۳/۲ هستند. برای تعیین دقیق نوع سنگ و جلوگیری از تأثیر دگرسانی در نام‌گذاری آنها، از نسبت عناصر غیرمتحرک (نظیر Y، Nb، Ti و Zr) استفاده شد که اغلب سنگ‌های منطقه با نسبت Nb/Y تقریبی ۰/۵ تا ۱/۸ و Zr/TiO_2 بین ۰/۰۳ تا ۰/۲۵، در محدوده سنگ‌های تراکی آندزیت، ریولیت، آندزیت و ریوداسیت قرار گرفتند (شکل ۶-۱). طبق شواهد ژئوشیمیایی، نسبت عناصر Th/Yb بین ۲/۷ تا ۱۷ و Ta/Yb بین ۰/۳۳ تا ۱/۸ در نوسان است که بر این مینا سنگ‌های منطقه در موقعیت کالک‌آلکان تا شوشونیتی قرار گرفتند (شکل ۶-۲). در نمودار دوتایی Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007)، نیز سنگ‌های منطقه با ماهیت کالک‌آلکان غنی از پتاسیم در موقعیت بازالت آندزیتی/آندزیت تا ریولیت/داسیت قرار گرفتند (شکل ۶-۳). برای تعیین میزان اشباع پذیری سنگ‌ها از آلومینیم (اندیس اشباع آلومین)، از نمودار دوتایی نسبت‌های مولار (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) یا A/NK در مقابل (Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO) یا A/CNK توسط مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989) استفاده شد که سنگ‌های آذرین منطقه در موقعیت متاآلمینوس تا کمی پراآلمینوس قرار گرفتند (شکل ۶-۴).

ژئوشیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

برای دستیابی به محیط تکنونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه لکه‌سیاه از الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی و کمیاب استفاده شد. بر اساس توزیع عناصر کمیاب در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه^۱ (Sun and McDonough, 1989)، نمونه‌های منطقه بی‌هنجاری منفی در عناصر Ti، P، Ce، Nb و Ba نشان دادند (شکل ۷-۱). تهی‌شدگی عنصر فسفر

احتمالاً ناشی از شرکت این عنصر در مراحل نخستین تبلور ماگما بوده که به تدریج طی افزایش تبلور ماگما از میزان P_2O_5 کاسته می‌شود. طبق الگوی بهنجار سازی نمونه‌ها نسبت به کندریت (Boynton, 1984)، عناصر کمیاب خاکی سبک^۲ نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین^۳ غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷-۲). علاوه بر این، در الگوهای رسم‌شده، بی‌هنجاری منفی در Eu دیده می‌شود که طبق پژوهش هو و همکاران (Hu et al., 2015)، در صورتی که بی‌هنجاری منفی Eu همراه با بی‌هنجاری منفی عناصر Sr و Ba باشد، ماگمای سازنده سنگ بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپاریتاسیم ایجاد می‌شود. همچنین، طبق بررسی‌های هالیدی و همکاران (Halliday et al., 1991)، تهی‌شدگی عنصر Sr ناشی از جدایش فازهای کانیاپی پلاژیوکلاز از مذاب اولیه بوده که در اثر رخداد مداوم فرایندهای تفریق بلورین، تهی‌شدگی این عنصر تشدید می‌شود. طبق بررسی ولف و رامز (Wolff and Rams., 2014)، از ویژگی‌های شاخص کالدرهای ریولیتی سیلیس بالا (محتوای SiO_2 بین ۷۵ تا ۷۸ Wt) درصد وزنی، تهی‌شدگی در موقعیت عناصر Sr، Ba و Eu است. با توجه به شواهد ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه لکه‌سیاه، به نظر می‌رسد آرایش ماگمایی با سنگ‌های پوسته نقشی مهم در شکل‌گیری سنگ‌های منطقه داشته باشد. غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بالا (نظیر Pb، Th، U، Cs، Rb) نسبت به عناصر با قدرت میدان بالا و همچنین تهی‌شدگی از Nb و Ti همراه با غنی‌شدگی LREE، از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین پس از برخورد قاره‌ای است و می‌تواند از نشانه‌های آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب مجدد آن باشد (Pearce, 1983). این پدیده با توجه به شکل‌گیری سنگ‌های آذرین منطقه لکه‌سیاه در ارتباط با رخداد مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه چندان دور از انتظار نیست. رولینسون (Rollinson, 2005) نیز معتقد است که تهی‌شدگی و غنی‌شدگی در یک عنصر خاص می‌تواند تحت کنترل کانی‌های جزیی مقاوم^۴ باشد. به‌عنوان مثال، توزیع و غلظت عناصر Ti و Nb در سنگ‌های منطقه اغلب توسط کانی‌های ایلمنیت، روتیل یا اسفن کنترل

1. Primitive Mantle

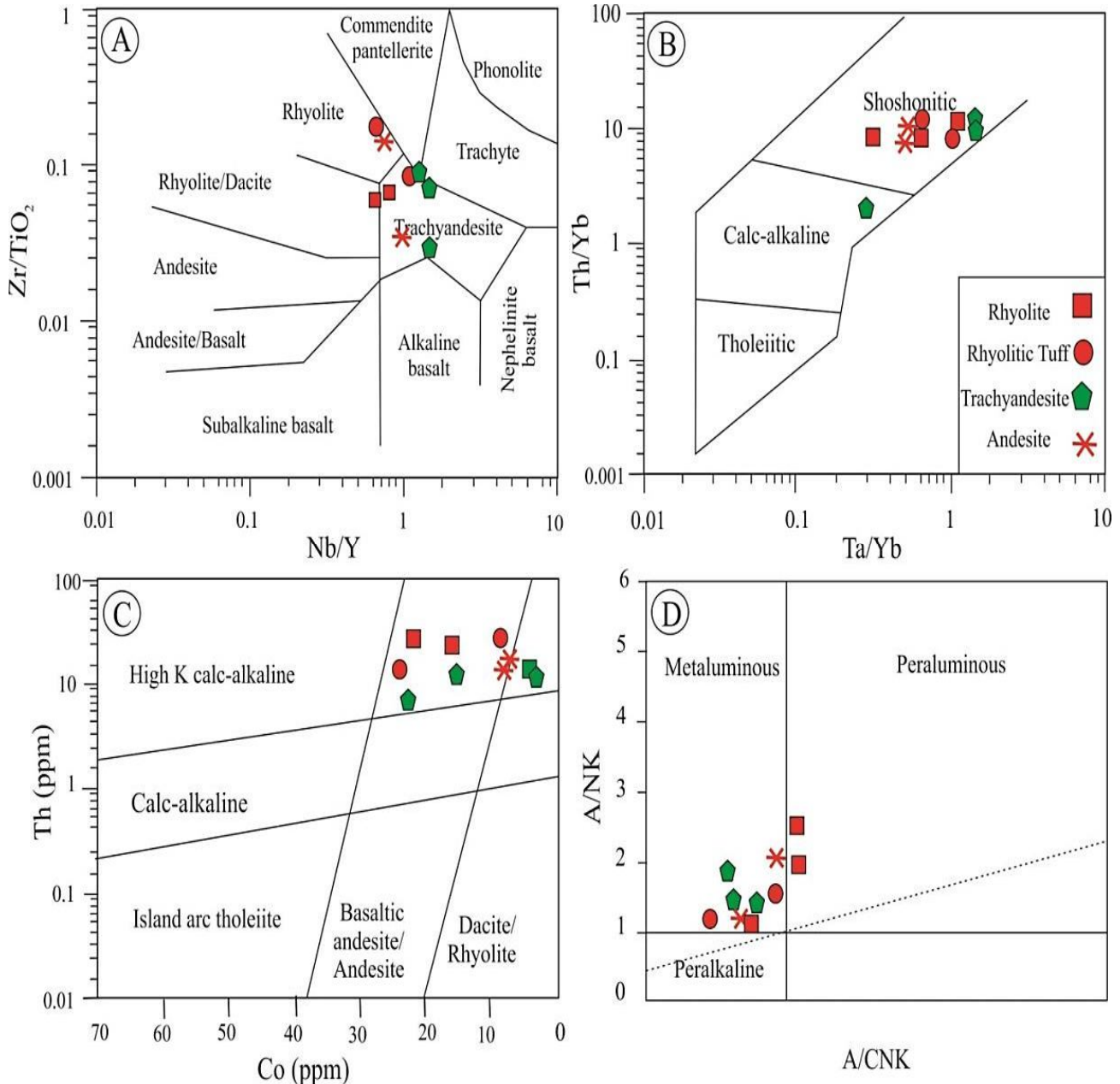
2. Light Rare Earth Elements (LREE)

3. Heavy Rare Earth Elements (HREE)

4. Refractory minor minerals

سنگ‌های پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی است.

می‌شود. بی‌هنجاری منفی در Nb همچنین شاخص سنگ‌های آذرین حاشیه قاره‌ای فعال بوده و احتمالاً نشان‌دهنده دخالت



شکل ۶. نمودارهای ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه لکه‌سیاه که منطبق با شواهد پتروگرافی و صحرایی منطقه است. شامل: A: موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار دوتایی Nb/Y در مقابل Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977)، B: تعیین میزان آکالینیت سنگ‌ها با استفاده از نمودار دوتایی Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983)، C: تعیین میزان آکالینیت و جنس سنگ‌های منطقه با استفاده از نمودار دوتایی Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007) و D: موقعیت سنگ‌ها در گستره متالومین تا کمی پرآلومین در نمودار دوتایی A/CNK در مقابل A/NK (Maniar and Piccoli, 1989)

Fig. 6. Geochemical diagrams of Lake Siah igneous rocks which conformable to petrography and field evidences. A: Zr/TiO₂ versus Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977), B: Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Pearce, 1983), C: Th versus Co diagram (Hastie et al., 2007), and D: metaluminous to peraluminous nature of the rocks in A/NK versus A/CNK molar diagram (Maniar and Piccoli, 1989)

جدول ۱. ترکیب ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه لکه‌سیاه با استفاده از داده‌های تجزیه سنگ کل (ICP-MS و XRF)

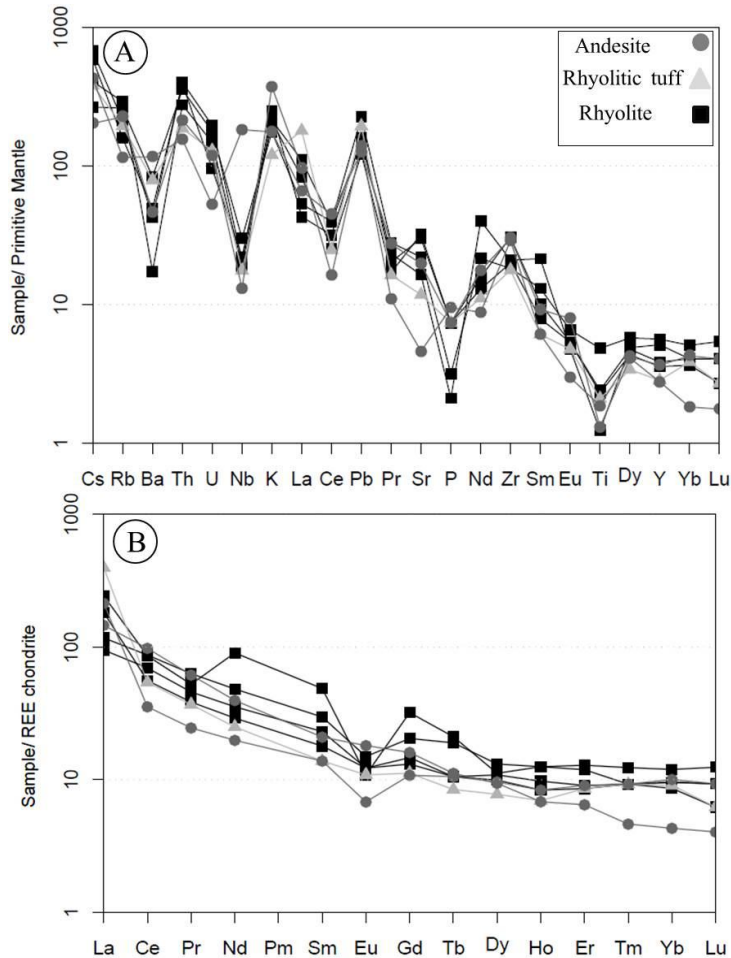
Table 1. Representative major, trace and rare earth element composition of Lake Siah volcanic rocks by whole rock analysis data (ICP-MS and XRF)

Sample no. Rocks	LS- XF-1 Rh	LS- XF-2 An	LS- XF-3 Rh	LS- XF-4 Rht	LS- XF-5 Rh	LS- XF-6 An	LS- XF-7 Tran	LS- XF-8 Rht	LS- XF-9 Tran	LS- XF-10 Tran
<i>Wt. %</i>										
SiO ₂	65.31	55.9	62.66	63.42	72.23	57.34	57.06	68.87	61.12	60.12
TiO ₂	0.56	0.10	0.38	0.10	0.28	0.44	0.40	0.30	0.20	0.85
Al ₂ O ₃	12.63	16.8	9.08	14.92	14.15	18.31	18.59	15.05	14.12	15.03
Fe ₂ O ₃ *	6.55	5.41	3.08	3.00	2.79	6.13	5.08	3.12	6.12	5.23
MnO	0.13	0.11	0.14	0.10	0.20	0.09	0.17	0.07	0.13	0.22
MgO	1.00	0.92	0.50	1.71	0.43	1.62	0.39	1.02	1.12	1.05
CaO	2.55	3.86	7.50	3.24	1.85	2.58	3.37	2.23	3.43	4.54
Na ₂ O	4.00	5.71	1.99	3.20	4.12	7.02	7.35	6.32	5.05	5.23
K ₂ O	5.33	6.08	4.90	10.16	2.31	3.02	4.60	3.20	3.65	5.62
P ₂ O ₅	0.21	0.23	0.30	0.39	0.05	0.29	0.35	0.28	0.75	0.81
LOI ¹	3.12	5.58	9.55	1.20	1.89	3.00	2.95	1.34	3.25	2.13
Total	101.39	100.70	100.08	101.44	100.30	99.84	100.31	101.80	98.94	100.83
<i>ppm</i>										
Ba	322	121	342	296	581	551	812	432	342	654
Co	4.4	7.1	21.9	8.0	15.8	8.3	3.3	24.3	15.6	22.08
Cu	2.25	3.83	7.81	5.12	6.15	2.72	5.80	7.35	7.30	6.12
W	3.5	1.4	1.2	1.1	2.1	1.8	1.9	2.2	1.6	2.9
Rb	143.2	184.3	100.5	134.2	165.3	123.1	73.1	161.3	173.1	125.1
Sr	97.0	678.2	345.2	631.0	464.0	248.0	416.0	345.5	446.2	403.2
Y	16.6	16.2	23.3	17.5	25.6	12.9	12.6	18.23	15.1	19.6
Zr	324.2	223.2	234.2	246.1	204.3	198.4	336	375	303	239
Nb	9.27	13.37	15.70	14.66	21.40	12.53	23.00	30.03	25.10	35.02
Th	18.2	23.4	33.2	34.1	30.2	15.8	13.2	17.2	15.80	5.3
Pb	9.91	8.65	10.58	11.34	15.94	13.71	9.00	12.12	10.80	8.01
Ni	3.8	5.9	20.6	4.8	23.8	4.7	7.1	13.6	6.58	12.1
V	55.0	71.0	212.0	80.0	191.0	70.0	2.7	112.7	102.70	86.2
Cr	24.0	33.0	64.0	47.0	64.0	31.0	59.3	65.21	56.30	45.0
Hf	2.09	4.20	1.30	2.40	1.40	31.0	59.3	4.13	68.01	12.03
Cs	1.6	3.2	4.6	5.3	2.1	3.0	3.4	5.7	2.56	3.4
Ta	0.7	1.0	2.9	1.2	1.6	1.0	10.3	7.8	15.30	2.3
La	66.3	56.7	75.7	29.5	36.4	123.3	45.3	27.7	78.02	56.5
Ce	28.68	45.19	69.50	56.31	70.46	43.87	79.20	46.03	56.27	65.22
Pr	3.0	4.7	6.4	5.6	7.7	4.5	7.5	7.32	8.12	9.51
Nd	11.9	17.5	54.3	21.3	29.0	15.0	23.8	18.43	13.8	26.1
Sm	2.7	3.5	9.5	4.5	5.8	2.7	4.1	3.5	2.11	3.4
Eu	0.5	0.9	0.8	0.9	1.1	0.8	1.3	0.8	0.5	2.2
Gd	2.8	3.4	8.3	3.8	5.3	2.9	4.2	3.5	3.6	3.5
Tb	0.5	0.5	1.0	0.5	0.9	0.4	0.5	0.8	0.7	0.6
Dy	3.1	3.2	3.6	3.5	4.2	2.5	3.0	4.3	3.5	4.3
Ho	0.6	0.6	0.9	0.7	0.9	0.5	0.5	0.7	0.6	0.2
Er	1.9	1.8	2.5	1.9	2.7	1.8	1.4	2.2	1.6	1.1
Tm	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.4	0.3	0.4
Yb	2.1	1.8	2.0	2.0	2.5	1.9	5.9	5.7	8.5	2.0
Lu	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.2	0.1	0.1	0.4	0.3
K ₂ O/Na ₂ O	1.33	1.06	2.46	3.18	0.38	0.42	0.63	0.51	0.72	1.07
Th/Yb	8.7	13.0	16.6	17.1	12.1	8.3	14.7	10.1	10.5	2.7
Ta/Yb	0.33	0.56	1.45	0.60	0.64	0.53	1.75	1.37	1.80	1.15

Abbreviations: Rh= rhyolite, An: andesite, Rht: rhyolitic tuff, Tran: trachyandesite

¹LOI= loss on ignition

*Total Fe as Fe₂O₃



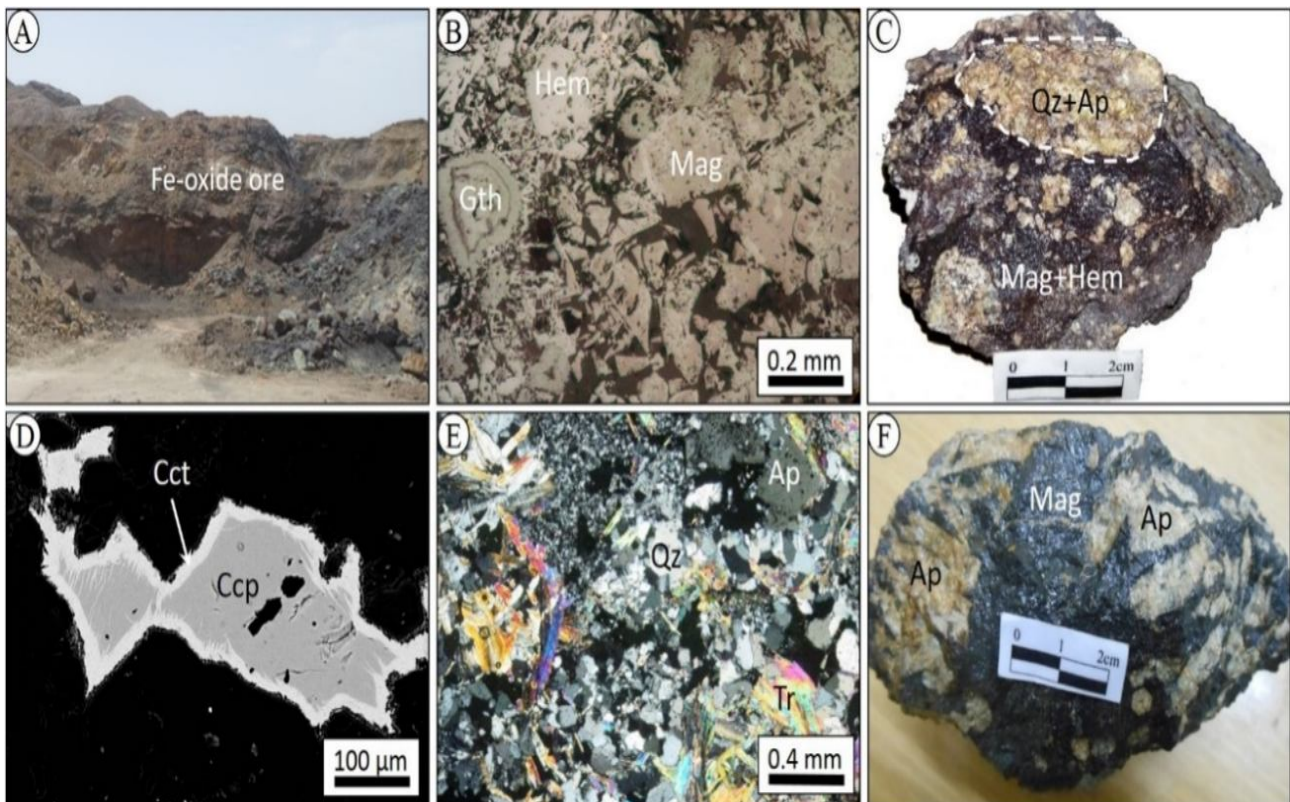
شکل ۷. A: نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و B: نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)

Fig. 7. A: Primitive mantle normalized spider diagram for trace and rare earth elements (Sun and McDonough, 1989), and B: Chondrite normalized spider diagram for rare earth elements (Boynton, 1984).

کانه‌زایی

کانی‌های سولفیدی اغلب به صورت ادخال‌های کوچک‌تر از ۰/۱ میلی‌متر فضای خالی مگنتیت و هماتیت را اشغال کرده‌اند و به نظر می‌رسد پس از مرحله اکسیدی به وجود آمده‌اند. کوارتز، آمفیبول (ترمولیت و اکتینولیت)، کلسیت و آپاتیت مهم‌ترین کانی‌های باطله محسوب می‌شوند (شکل ۸-E). کانی‌های باطله نیز اغلب همراه کانسنگ اکسیدی آهن تشکیل شده‌اند. آپاتیت به عنوان اصلی‌ترین کانی فسفات‌دار با بلورهای خودشکل منشوری در نمونه دستی به رنگ سبز روشن تا سفید دیده می‌شود. اندازه بلورهای آپاتیت به ندرت به بیش از ۲ سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۸-F).

طبق شواهد صحرایی کانسنگ اکسید آهن در منطقه لکه سیاه به صورت توده‌ای با طول تقریبی ۲۵ متر و پهنای ۱۵ متر رخمون دارد (شکل ۸-A). کانسنگ توده‌ای مزبور به رنگ سیاه تا قهوه‌ای مایل به قرمز از کانی‌های اصلی هماتیت و مگنتیت (شکل ۸-B) تشکیل شده است و همراهی پراکنده‌ای از کانی‌های آپاتیت و کوارتز در آن دیده می‌شود (شکل ۸-C). مگنتیت، هماتیت و گوتیت بیش از ۸۰ درصد کانسنگ اکسیدی لکه سیاه را تشکیل می‌دهند و پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت با فراوانی کمتر از ۲ درصد حجمی، کانی‌های سولفیدی فرعی هستند (شکل ۸-D).



شکل ۸. تصاویر بیانگر رخداد کانی‌سازی در کانسار لکه‌سیاه است. A: رخنمون صحرایی از کانسنگ توده‌ای اکسید آهن (دید به سمت غرب)، B: تصویر میکروسکوپ نور بازتابی (PPL) از رخداد مگنتیت، هماتیت و گوئیت، C: نمونه دستی کانسنگ مگنتیت+هماتیت همراه با کانی‌های باطله کوارتز+آپاتیت، D: تصویر SEM از جانیشینی کالکوپیریت توسط کالکوسیت، E: تصویر میکروسکوپ نور عبوری (XPL) از کانی‌های باطله همراه کانسنگ و F: نمونه دستی کانسنگ مگنتیت همراه با بلورهای منشوری آپاتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت، Ap: آپاتیت، Qz: کوارتز، Gth: گوئیت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Tr: ترمولیت

Fig. 8. Common features of mineralization at Lake Siah deposit. A: outcrop of Fe-oxide massive ore (view looking to W), B: photomicrographs (PPL, reflected light) of magnetite, hematite and goethite, C: hand specimen of magnetite+hematite ore with quartz+apatite gangue minerals, D: scanning electron microscope (SEM) image showing chalcocite replacing chalcopyrite, E: photomicrographs (XPL, transmitted light) of various gangue minerals, and F: hand specimen of magnetite ore with prismatic apatite crystals. Abbreviation of minerals from Whitney and Evans (2010). Mag: magnetite, Hem: hematite, Ap: apatite, Qz: quartz, Gth: goethite, Ccp: chalcopyrite, Cct: chalcocite, Tr: tremolite

پتروگرافی و توزیع فضایی دگرسانی‌ها

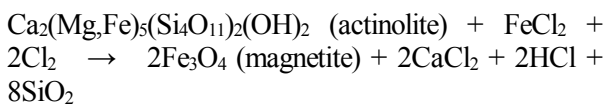
مشاهدات صحرایی و کانی‌شناسی در سنگ میزبان کانسار آهن \pm آپاتیت لکه‌سیاه گویای رخداد دگرسانی قلیایی-اکسید آهن مرتبط با یک سیستم گرمابی^۱ است (Rostami, 2016). سیستم دگرسانی یادشده نخستین بار توسط هیتزمن و همکاران (Hitzman et al., 1992) معرفی شد که بعدها توسط افرادی مثل ویلیامز (Williams, 1994) و مونتریل و همکاران (Montreuil et al.,)

(2016a, 2016b) مورد بررسی بیشتری قرار گرفته است. طبق این بررسی‌ها، دگرسانی گرمابی قلیایی-اکسید آهن متعلق به سیستم گرمابی بوده که به‌ویژه در کانسارهای نوع IOCG و IOA اغلب توسط ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی مورد شناسایی قرار می‌گیرند. نام‌گذاری این دگرسانی‌ها بر مبنای کانی‌های اصلی و کاتیون‌های مؤثر در تشکیل هر دگرسانی انجام می‌شود (Corriveau et al., 2010) که در این پژوهش نیز به کار

نیکولاس و همکاران (Nicholas et al., 2004)، دگرسانی سدیک یا آلیتی شدن باعث افزایش تخلخل سنگ‌ها طی مراحل اولیه دگرسانی شده است که این فرایند موجب تسهیل مهاجرت سیال در سیستم کانه‌زایی-گرمایی می‌شود. طبق شواهد صحرایی و روابط متقاطع کانه‌زایی به نظر می‌رسد دگرسانی سدیک بعداً توسط دگرسانی‌های هیدرولیتیک و آرژیلیک قطع شده است (شکل ۹-۹).

دگرسانی سدیک-کلسیک (آهن) در سنگ میزبان آندزیت و ترکی آندزیت دیده شد. این دگرسانی با حضور کانی‌های اصلی آلپیت (بخش سدیک)، کلسیت (بخش کلسیک)، اکتینولیت، اپیدوت و کانی فرعی آپاتیت، در منطقه قابل تشخیص است (شکل‌های ۹-۹ و ۱۰-۱۰). مگنتیت با بافت اسکلتی از کانه‌های فلزی شاخص این دگرسانی محسوب می‌شود که احتمالاً ناشی از عملکرد محیطی اسیدی کلریدی و جانشینی است. دگرسانی سدیک-کلسیک اغلب با افزایش عناصر Na و Ca و تهی‌شدگی عنصر K همراه است که طی آن واکنش سیال کلریدی آهن‌دار (FeCl_2) با کانی‌های مافیک مانند اکتینولیت، طبق واکنش ۱ (Luo et al., 2015) سبب آزاد شدن آهن و تشکیل مگنتیت می‌شود (شکل ۹-۹). در بسیاری از ذخایر اکسید آهن-آپاتیت نوع کاپرونا، وجود سیال کلریدی غنی از آهن در رخداد دگرسانی سدیک-کلسیک گزارش شده است (Corriveau et al., 2016).

واکنش ۱



دگرسانی پتاسیک-کلسیک اغلب در میزبان ریولیتی دیده شد. این دگرسانی با حضور کانی‌های اصلی و درشت بلور فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و کلسیت در زمینه‌ای از کانی‌های فرعی اپیدوت، آپاتیت، کوارتز، کلریت و اسفن در منطقه قابل تشخیص است (شکل ۹-۹). مگنتیت مهم‌ترین کانه فلزی دگرسانی پتاسیک-کلسیک بوده که اغلب با بافت توده‌ای از حاشیه دچار پدیده مارتیتی شده است. طبق شواهد پتروگرافی، به نظر می‌رسد در این دگرسانی، آهن فرو (Fe^{2+}) آزاد شده از ساختمان کانی‌های مافیک دگرسان نظیر بیوتیت، پس از

گرفته شده است. دستیابی به ترکیب کانی‌شناسی اصلی و فرعی دگرسانی‌ها در کانسار آهن ±آپاتیت لکه‌سیاه پس از بررسی‌های صحرایی، تهیه نیم‌رخ زمین‌شناسی و نمونه‌برداری متریکی از هرافق (شکل ۹)، توسط بررسی‌های میکروسکوپی، تصاویر BSE و تجزیه دستگاهی XRD، محقق شده است. طبق شواهد یادشده، مهم‌ترین دگرسانی‌های منطقه لکه‌سیاه به ترتیب زمان تشکیل و فاصله گرفتن از سیستم گرمایی محیط شامل دگرسانی‌های سدیک (آلیتی)، سدیک-کلسیک (آهن)، پتاسیک-کلسیک، آرژیلیک (آلیتی)، سیلیسی و هیدرولیتیک (اسیدی) است. سنگ میزبان کانسار لکه‌سیاه با ترکیب حدواسط تا اسیدی اغلب دگرسانی شدیدی را متحمل شده است که از دگرسانی سدیک (-کلسیک) در اعماق زیاد تا پتاسیک در اعماق متوسط و در نهایت به آرژیلیک-سیلیسیک در بخش‌های سطحی کانسار تغییر می‌کند. طبق این شواهد به نظر می‌رسد سیال گرمایی که در ابتدا دارای نسبت بالای $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ بوده، سبب ایجاد دگرسانی سدیک شده که به تدریج با گذشت زمان و مصرف سدیم، این نسبت کاهش یافته است و دگرسانی پتاسیک تشکیل می‌شود. طی مراحل بعد، در نتیجه تأثیر آب‌های جوی و افزایش میزان H^+ در سیال، دگرسانی اسیدی به صورت دگرسانی آرژیلیک حدواسط به ویژه در بخش‌های سطحی کانسنگ رخ داده است. کاهش دمای تدریجی سیال گرمایی همراه با کاهش میزان کاتیون در سیال موجب تشکیل رگه و رگه‌چه‌های تأخیری کلسیت و کوارتز به ویژه در منافذ و شکستگی‌های سنگ‌ها شده است. تصاویر میکروسکوپی و ارتباط فضایی این دگرسانی‌ها با یکدیگر و کانسنگ اکسید آهن در شکل ۹ نشان داده شده است.

دگرسانی سدیک با کانی شاخص آلپیت با ضخامت تقریبی ۱ تا ۲ متر با ماهیت رگه‌ای و بسیار سست به ویژه در بخش جنوبی کانسار لکه‌سیاه رخنمون دارد (شکل ۹-۹). دگرسانی سدیک در مقاطع میکروسکوپی با بافت پورفیری مشاهده می‌شود که در آن کانی‌های فرعی کوارتز، کلسیت و مونت‌موریلونیت درشت‌بلورهای آلپیت را همراهی می‌کنند (شکل‌های ۹-۹ و ۱۰-۱۰). کانی فلزی همراه این دگرسانی هماتیت و مقادیر ناچیزی پیریت است. طبق پژوهش

است (شکل‌های H-9 و I و 10-C). هماتیت کانه فلزی اصلی این دگرسانی است.

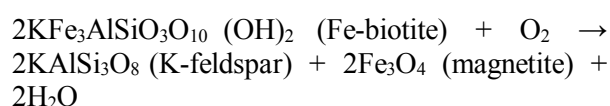
شیمی مگنتیت

از روش‌های مهم دستیابی به ویژگی‌های ژئوشیمیایی یک ذخیره، مقایسه آن ذخیره با سایر ذخایر از جنبه‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی است. بر مبنای بررسی‌های بارنز و رودر (Barnes and Roeder, 2001)، بررسی شیمی کانی‌های اکسیدی نظیر مگنتیت، هماتیت، اسپینل و کرومیت همانند اثر انگشتی برای دستیابی به ویژگی‌های ژئوشیمی و زایشی یک ذخیره محسوب می‌شود. طبق بررسی‌ها، علاوه بر ترکیب سیال گرمایی که مهم‌ترین کنترل‌کننده ترکیب کانی‌شناسی مگنتیت‌ها در یک ذخیره است، سه عامل ۱- ترکیب سنگ میزبان و تبادلات سیال/سنگ، ۲- ماهیت کانی‌های همراه ذخیره و ۳- مؤلفه‌های دما و فوگاسیته اکسیژن طی تشکیل کانی، از عوامل مؤثر در ترکیب مگنتیت هستند (Chen et al., 2015). بر این مبنای، تعداد ۱۲ نقطه از بلورهای مگنتیت توسط دستگاه تجزیه نقطه‌ای الکترونی برای تعیین عناصر فرعی و کمیاب مورد تجزیه قرار گرفت و داده‌های به‌دست آمده از آن با نتایج پژوهش‌های دوپیس و بودین (Dupuis and Beaudoin, 2011)، مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای انجام‌شده در جدول ۲ ارائه شده است.

در نمودار دوتایی Ti+V در مقابل مجموع عناصر Ca+Al+Mn بر حسب درصد وزنی (wt.%)، داده‌های به‌دست آمده از تجزیه مگنتیت به‌جز تعداد معدودی، اغلب در محدوده کانسارهای نوع کایرونا قرار گرفتند (شکل A-11). همچنین، با استفاده از نمودار دوتایی Ti+V در مقابل Ni/(Cr+Mn) بر حسب درصد وزنی (wt.%)، اغلب داده‌ها با روندی خطی در محدوده کانسارهای نوع کایرونا قرار می‌گیرند (شکل B-11). با توجه به تغییرات نسبتاً ثابت TiO_2 در کانسارهای نوع IOCG (محتوای TiO_2 کمتر از ۵۰۰ ppm)، وجود روندی خطی در بسیاری از ذخایر نوع کایرونا گزارش شده است (Hitzman et al., 1992; Galicki et al., 2012).

ترکیب با اکسیژن و تشکیل آهن فریک (Fe^{3+})، بلورهای مگنتیت را در رخ‌های بیوتیت رسوب داده (شکل F-9) که در قالب واکنش ۲ (Pirajno, 2009) تشکیل شده است.

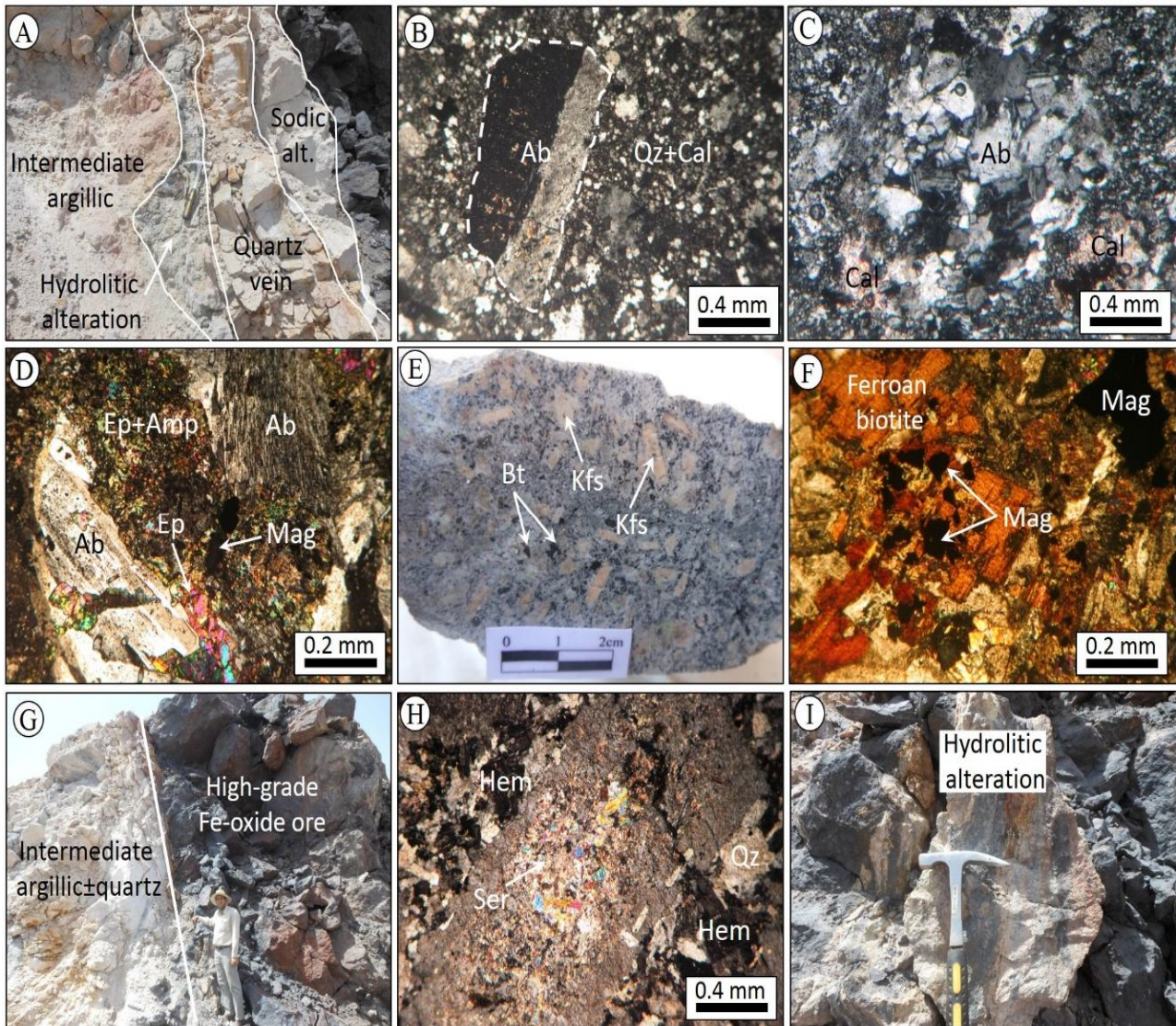
واکنش ۲



دگرسانی آرژلیک حدوداً با ضخامت تقریبی ۳ تا ۵ متر در مجاورت کانسنگ آهن اکسیدی و در بخش جنوبی کانسار لکه‌سیاه رخنمون دارد (شکل G-9). در این دگرسانی کانی‌های اصلی مونت‌موریلونیت، کائولینیت، کوارتز و کانی‌های فرعی پلاژیوکلاز، دیکیت و کلریت تشخیص داده شد (شکل A-10). هماتیت کانه فلزی اصلی در این دگرسانی است. طبق بررسی‌های بارتون (Barton, 2014)، دگرسانی آرژلیک در ذخایر آهن گرمایی اغلب به‌عنوان بخشی از دگرسانی هیدرولیتیک یا اسیدی محسوب می‌شود. با توجه به حضور هماتیت و رخداد دگرسانی دگرسانی آرژلیک در افق‌های بالایی کانسنگ لکه‌سیاه به‌نظر می‌رسد، این دگرسانی مرتبط با فعالیت‌های سوپرژن و متأثر از آب‌های جوی تشکیل شده است.

دگرسانی سیلیسی به‌صورت رگه‌هایی با ضخامت ۲۰ تا ۵۰ سانتی‌متر و رنگ صورتی روشن مایل به سفید در مجاورت دگرسانی‌های سدیک و آرژلیک حدوداً تشکیل شده است (شکل A-9). این دگرسانی متشکل از کانی اصلی کوارتز و مقادیر ناچیزی از کانی‌های کلسیت و کلریت بوده که تنها کانی‌سازی فلزی در آن شامل آغشتگی‌های اکسید آهن و به‌ویژه لیمونیت است. دگرسانی سیلیسی به‌طور رگه و رگه‌چه‌های پراکنده اغلب واحدهای دگرسانی کانسار آهن-آپاتیت لکه‌سیاه را تحت تأثیر قرارداداده و آنها را قطع کرده است (شکل A-9).

دگرسانی هیدرولیتیک یا اسیدی به‌صورت توده‌ای و اغلب همراه با کانسنگ هماتیت+مگنتیت در منطقه لکه‌سیاه طبق معیارهای معرفی شده توسط بارتون (Barton, 2014)، تشخیص داده شد. این دگرسانی با حضور مجموعه کانی‌های سرسیت، کوارتز و کلسیت طی مراحل پایانی رخداد دگرسانی‌ها همراه با کانی‌سازی شکل گرفته



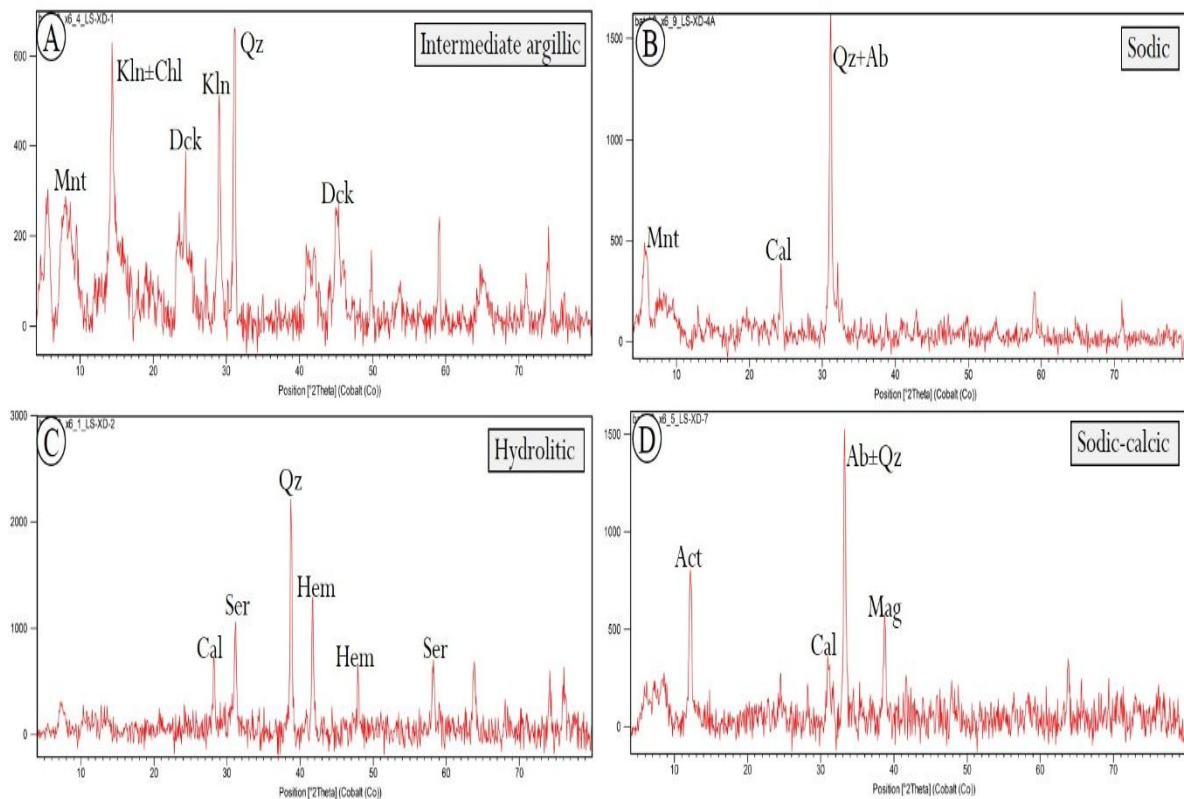
شکل ۹. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از رخداد دگرسانی‌های گرمایی در کانسار آهن-آپاتیت لکه‌سیاه. A: نمایی از دگرسانی‌های آرژیلیک حدواسط، هیدرولیتیک و سدیک در مجاورت کانسنگ اکسید آهن که توسط رگه کوارتز قطع شده است. B: دگرسانی سدیک با حضور درشت‌بلورهای آل‌بیت در زمینه کوارتز و کلسیت. C و D: رخداد مجموعه کانی‌های آل‌بیت، کلسیت، آمفیبول و اپیدوت در دگرسانی سدیک-کلسیک. E: دگرسانی پتاسیک-کلسیک با حضور کانی‌های درشت‌بلور فلدسپارپتاسیم و بیوتیت. F: رخداد مگنتیت در زمینه بیوتیت‌های آهن‌دار. G: دگرسانی آرژیلیک حدواسط در مجاورت کانسنگ آهن هماتیت ± مگنتیت (دید به سمت جنوب). H: حضور مجموعه کانی‌های سرسیت، کوارتز و هماتیت در دگرسانی هیدرولیتیک و I: تصویر نمونه صحرایی از دگرسانی هیدرولیتیک، تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری متقاطع (XPL) تهیه شده است. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Mag: مگنتیت، Cal: کلسیت، Ab: آل‌بیت، Bt: بیوتیت، Amp: آمفیبول، Ep: اپیدوت، Qz: کوارتز، Hem: هماتیت، Kfs: فلدسپارپتاسیم، Ser: سرسیت

Fig. 9. Photographs and photomicrographs of hydrothermal alterations at Lake Siah Fe deposit. A: intermediate argillic, hydrolytic and sodic alterations adjacent to Fe-oxide ore which cut by quartz veins, B: sodic alteration with albite phenocrysts in quartz and calcite, C, D: occurrences of albite, calcite, amphibole and epidote at sodic-calcic alteration, E: Potassic-calcic alteration with K-feldspar and biotite phenocrysts, F: magnetite occurs in ferroan biotite, G: intermediate argillic alteration adjacent to hematite+magnetite ore (view looking to S), H: sericite, quartz and hematite occurrence in hydrolytic alteration, and I: outcrop of hydrolytic alteration. Photomicrographs obtain in transmitted cross light (XPL). Abbreviation of minerals from (Whitney and Evans, 2010). Mag: magnetite, Cal: calcite, Ab: albite, Bt: biotite, Amp: amphibole, Ep: epidote, Qz: quartz, Hem: hematite, Kfs: K-feldspar, Ser: sericite

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای EMPA از تعداد ۱۲ نقطه بیانگر مگنتیت‌های کانسار لکه‌سیاه (nd: مقادیر ثبت‌نشده)

Table 2. Representative electron microprobe analysis (EMPA) of 12 points of magnetite minerals from Lake Siah (nd= not detected).

Points analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Wt. %</i>												
SiO ₂	0.12	nd	0.09	0.04	nd	0.16	0.03	nd	0.01	0.01	0.05	0.08
TiO ₂	0.21	0.10	0.24	0.07	0.15	0.23	0.16	0.22	0.10	0.08	0.12	0.11
Al ₂ O ₃	0.08	0.06	nd	0.03	0.06	0.04	0.03	0.05	nd	0.01	0.03	0.04
Cr ₂ O ₃	0.04	0.07	0.05	nd	0.03	0.08	0.04	0.07	0.03	0.09	0.08	0.02
V ₂ O ₅	0.23	0.12	0.09	nd	0.09	0.14	nd	0.15	0.13	0.10	0.09	0.13
Fe ₂ O ₃	67.34	67.11	66.87	66.43	68.02	69.56	66.34	64.06	63.08	67.02	66.01	65.12
FeO	30.64	33.04	32.01	33.01	29.78	27.98	32.01	35.06	33.08	33.01	32.10	31.40
MnO	0.05	0.03	0.07	0.05	0.08	0.11	0.23	0.12	0.07	0.14	0.08	0.01
MgO	0.23	0.12	0.11	0.17	0.12	0.16	0.13	0.15	0.10	0.08	0.10	0.05
CaO	0.07	0.05	0.02	0.03	nd	nd	0.01	0.04	0.07	0.08	0.18	nd
NiO	0.04	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	nd	0.06	0.10	0.11	0.10	0.03
Na ₂ O	0.07	0.03	nd	nd	0.01	nd	0.02	nd	0.02	nd	nd	0.02
K ₂ O	nd	0.01	nd	0.03	nd	nd	0.03	0.07	0.02	nd	0.04	0.01
Total	99.12	100.76	99.60	99.88	98.36	98.49	99.03	100.05	96.81	100.73	98.98	97.02
<i>apfu</i>												
Number of cations on the basis of 32 oxygen												
Si	0.04	---	0.03	0.01	---	0.05	0.00	---	0.01	0.00	0.01	0.03
Ti	0.05	0.02	0.06	0.02	0.04	0.06	0.04	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03
Al	0.03	0.02	---	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	---	0.00	0.01	0.02
Cr	0.01	0.02	0.01	---	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00
V	0.12	0.07	0.03	---	0.02	0.08	---	0.11	0.10	0.06	0.02	0.08
Fe ⁺³	15.75	15.53	15.61	15.50	16.01	16.25	15.60	15.04	15.28	15.51	15.55	15.63
Fe ⁺²	8.00	8.50	8.30	8.56	7.80	7.26	8.35	9.15	8.90	8.50	8.40	8.37
Mn	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06	0.03	0.02	0.04	0.02	0.00
Mg	0.10	0.05	0.05	0.08	0.06	0.07	0.06	0.07	0.05	0.04	0.05	0.02
Ca	0.02	0.02	0.00	0.01	---	---	0.00	0.01	0.02	0.02	0.06	---
Ni	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	---	0.02	0.08	0.09	0.08	0.01
Na	0.04	0.02	---	---	0.00	---	0.01	---	0.00	---	---	0.01
K	---	0.00	---	0.00	---	---	0.01	0.03	0.00	---	0.07	0.00

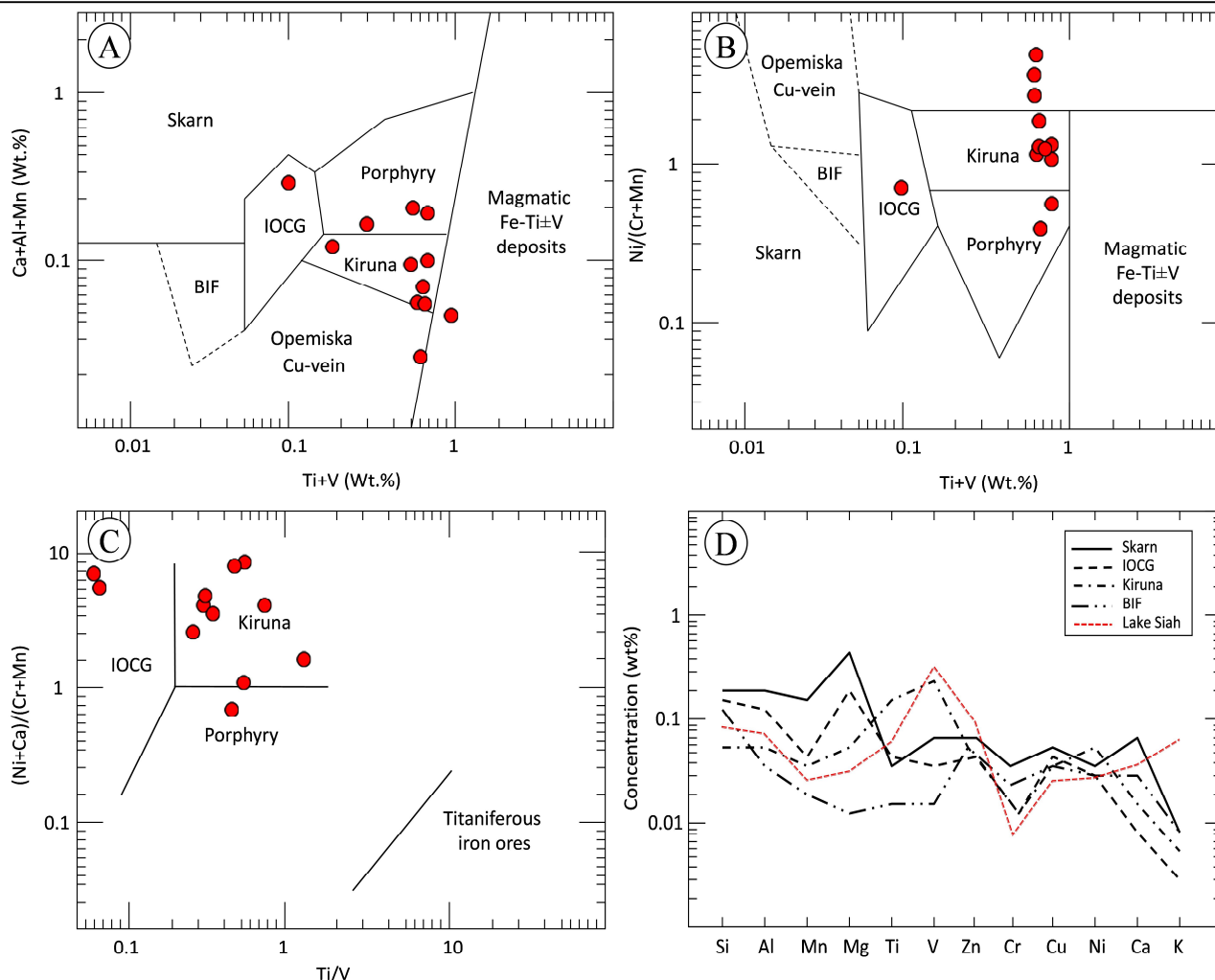


شکل ۱۰. طیف‌سنج XRD از دگرسانی‌های مختلف کانسار آهن لکه‌سیاه. A: کانی‌های رسی مختلف در دگرسانی آرژیلیک حدواسط، B: رخداد کوارتز و آلبیت در دگرسانی سدیک، C: رخداد سرسیت، کوارتز و هماتیت در دگرسانی هیدرولیتیک و D: کانی‌های مختلف در دگرسانی سدیک-کلسیک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Mag: مگنتیت، Cal: کلسیت، Ab: آلبیت، Kln: کائولینیت، Dck: دیکیت، Mnt: مونت‌موریونیت، Qz: کوارتز، Hem: هماتیت، Act: اکتینولیت، Chl: کلریت، Ser: سرسیت

Fig. 10. XRD photographs of various alteration assemblage at Lake Siah Fe deposit. A: intermediate argillic alteration, B: quartz and albite in sodic alteration, C: sericite, quartz and hematite mineral assemblage in hydrolytic alteration, and D: sodic-calcic alteration. Abbreviation of minerals from Whitney and Evans (2010). Mag: magnetite, Cal: calcite, Ab: albite, Act: actinolite, Qz: quartz, Hem: hematite, Mnt: montmorillonite, Chl: chlorite, Ser: sericite, Dck: dickite, Kln: kaolinite

نمودار عنکبوتی رسم شده برای مگنتیت‌های کانسار لکه‌سیاه مطابقت دارد (شکل D-۱۱). در این نمودار میانگین تعداد ۱۲ داده حاصل از تجزیه نقطه‌ای مگنتیت بر اساس غلظت (wt.%) رسم شده و نمودار حاصل با نمودار الگوی کانسارهای آهن نظیر اسکارن، IOCG (اکسید آهن-مس و طلا دار)، BIF (سازندهای آهن نواری) و کایرونا توسط دوپیس و بودین (Dupuis and 2011) (Beaudoin, مورد مقایسه قرار گرفته است. چنان که دیده می‌شود، روند نمودار در مگنتیت‌های کانسار لکه‌سیاه بیشترین هماهنگی را با نمودارهای الگوی ذخایر کایرونا و به‌میزان کمتری ذخایر اسکارن دارد (شکل D-۱۱).

به عقیده نادول و همکاران (Nadoll et al., 2014)، قرار گرفتن مگنتیت در محدوده ذخایر دیگر می‌تواند به دلیل عملکرد سیستم گرمایی-دگرسانی و تغییرات نوسانی دما در هنگام تشکیل ذخایر اکسید آهن گرمایی باشد. به‌طور کلی، مقادیر Ti و V در ساختمان مگنتیت‌های ذخایر نوع کایرونا معمولاً بالا بوده و در مقابل Cr از محتوای پایین‌تری برخوردار است (Dupuis and Beaudoin, 2011). در نمودار دوتایی نسبت $(Ni+Ca)/(Cr+Mn)$ در مقابل Ti/V توسط بودین و همکاران (Beaudoin et al., 2007)، نمونه‌ها در موقعیت ذخایر نوع کایرونا قرار گرفتند (شکل C-۱۱). این ویژگی تا حدودی با داده‌های ژئوشیمی مگنتیت (جدول ۲) و



شکل ۱۱. نمودارهای ژئوشیمی نمونه‌های مگنتیت کانسار لکه‌سیاه برای تعیین نوع کانی‌سازی. A: نمودار دوتایی Ca+Al+Mn در مقابل Ti+V و موقعیت نمونه‌ها در محدوده ذخایر نوع کایرونا و پورفیری، B: نمودار دوتایی نسبت $\text{Ni}/(\text{Ca+Mn})$ در مقابل Ti+V و موقعیت اغلب نمونه‌ها در محدوده ذخایر نوع کایرونا، C: نمودار دوتایی نسبت $(\text{Ni+Ca})/(\text{Cr+Mn})$ در مقابل Ti/V و موقعیت اغلب نمونه‌ها در محدوده ذخایر نوع کایرونا و D: شباهت ترکیب میانگین مگنتیت‌های کانسار لکه‌سیاه با ذخایر نوع کایرونا

Fig. 11. Geochemical diagram of magnetite samples of Lake Siah deposit for determination of mineralization type. A: Ca+Al+Mn versus Ti+V and situation of most samples in Kiruna and porphyry deposits, B: $\text{Ni}/(\text{Ca+Mn})$ versus Ti+V and situation of deposit in Kiruna type, C: $(\text{Ni+Ca})/(\text{Cr+Mn})$ versus Ti/V and situation of most samples in Kiruna type, and D: average composition of Lake Siah magnetite similarity to Kiruna type deposits

بحث

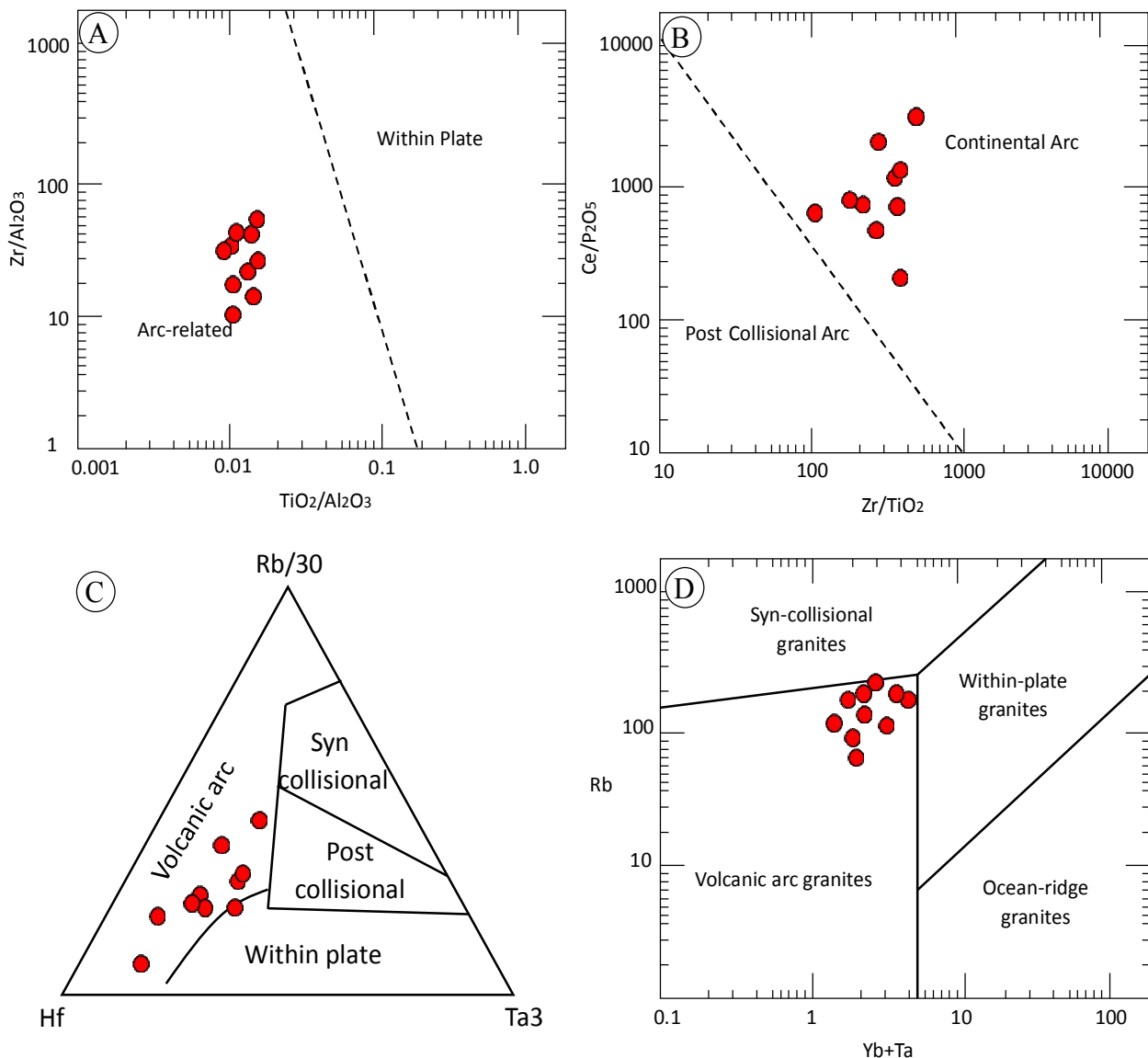
پتروژنز و جایگاه ژئودینامیکی

برای دستیابی به ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه از بررسی فراوانی عناصر اصلی و فرعی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی و نسبت‌های بین آنها استفاده می‌شود (Rollinson, 2005). برای تعیین محیط کمانی از پهنه‌های درون قاره‌ای از نمودار دوتایی

$\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقابل $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ استفاده شد که طبق آن سنگ‌های منطقه در محدوده ماگماهای کمانی قرار گرفتند (شکل ۱۲-A). همچنین برای تفکیک محیط‌های کمانی قاره‌ای و کمان‌های پس از برخورد از نمودار دوتایی نسبت Zr/TiO_2 در مقابل $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ (Muller and Groves, 2016) استفاده شده است. با توجه به این نمودار، کلیه سنگ‌های منطقه مورد بررسی در

جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های اسیدی توسط پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، سنگ‌های منطقه در موقعیت گرانیت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-D).

محیط کمان قاره‌ای قرار گرفتند (شکل ۱۲-B). در نمودار سه‌تایی Rb/30-Hf-Ta3 توسط هریس و همکاران (Harris et al., 1986) نیز سنگ‌های منطقه در موقعیت تکنونوماگمایی کمان آتشفشانی قرار گرفتند (شکل ۱۲-C). با استفاده از نمودار تعیین



شکل ۱۲. موقعیت پتروژنتیک سنگ‌های آذرین منطقه لکه‌سیاه. A: نمودار دوتایی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و جایگاه سنگ‌ها در موقعیت ماگماهای کمانی (Muller and Groves, 2016). B: نمودار دوتایی Zr/TiO_2 در مقابل Ce/P_2O_5 و جایگاه سنگ‌ها در موقعیت کمان قاره‌ای (Muller and Groves, 2016). C: جایگاه کمان آتشفشانی سنگ‌های منطقه در نمودار سه‌تایی Rb/30-Hf-Ta3 (Harris et al., 1986) و D: تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه در نمودار دوتایی Rb در مقابل Yb+Ta (Pearce et al., 1984)

Fig. 12. Petrogenetic characteristic of Lake Siah igneous rocks. A: arc related nature of sample rocks at Zr/Al_2O_3 versus TiO_2/Al_2O_3 diagram (Muller and Groves, 2016), B: Zr/TiO_2 versus Ce/P_2O_5 diagram and sample rocks in the continental arc (Muller and Groves, 2016), C: volcanic arc situation of sample rocks at ternary Rb/30-Hf-Ta*3 diagram (Harris et al., 1986), and D: Rb versus Yb+Ta diagram (Pearce et al., 1984).

سنگ میزبان کانی‌سازی و کانسنگ اکسیدی هماتیت ± مگنتیت دیده می‌شود (شکل ۱۳-D و E).

شکل‌گیری کالدرهای ریولیتی اغلب مرتبط با حجم عظیمی از نهشته‌های پیروکلاستیکی و فرورفتگی‌های ریزشی بزرگ صورت می‌گیرد (Cole et al., 2005). کالدرهای تشکیل شده اغلب بیش از ۱۰ کیلومتر قطر داشته و فرونشینی کف کالدر در حدود ۱ کیلومتر است. اوج فعالیت‌های آتشفشانی قبل از تشکیل کالدر رخ می‌دهد که موجب تشکیل جریان‌های گدازه، سپرها، گنبد‌ها و کراترهای انفجاری می‌شود. ترکیب سنگ‌ها اغلب از بازالت تا ریولیتی در تغییر است. مرحله فروپاشی کالدر همراه با ته‌نشینی ایگنمبریت‌های سیلیسی فراوان (داسیت تا ریولیت‌های غنی از سیلیس) همراه است که ممکن است بعد از فروپاشی، فعالیت مجدد رخ دهد که بخش مرکزی کالدر به صورت ساختار گنبدی بالا می‌آید. این بالا آمدگی اغلب به دلیل صعود مجدد ماگما در اتاقک ماگمایی زیرین یا جایگزینی سیل کالدر بوده که به فوران بیشتر گدازه منجر می‌شود.

طبق بررسی‌های فورستر و همکاران (Förster et al., 1988)، در ناحیه معدنی بافق و در حد فاصل کانسارهای نارینگان، اسفوردی، کوشک و سه‌چاهون حجم عظیمی از سنگ‌های ریولیتی که بخشی از آن به صورت ایگنمبریت جایگزین شده‌اند، رخنمون دارد که بخش عمده‌ای از آنها در ارتباط با تشکیل یک یا چند کالدرای محلی است. فرد و همکاران (Fard et al., 2006)، نقش ریولیت‌های جایگزین شده در طول گسل‌های حاصل از ریزش کالدر را ایجاد شکستگی در بخش‌های بالایی و تغییر شرایط از لیتواستاتیک به هیدرواستاتیک دانسته که این امر سبب صعود گازها و سیالات کانه‌ساز می‌شود. در منطقه لکه‌سیاه، وجود مجراها و شکستگی‌های مناسب برای مهاجرت سیال^۱ تشخیص داده شده که در شکل ۱۳-A شواهدی از آنها نشان داده شده است.

مدل‌سازی و نقش فرایندهای دگرتهادی در رخداد ذخیره

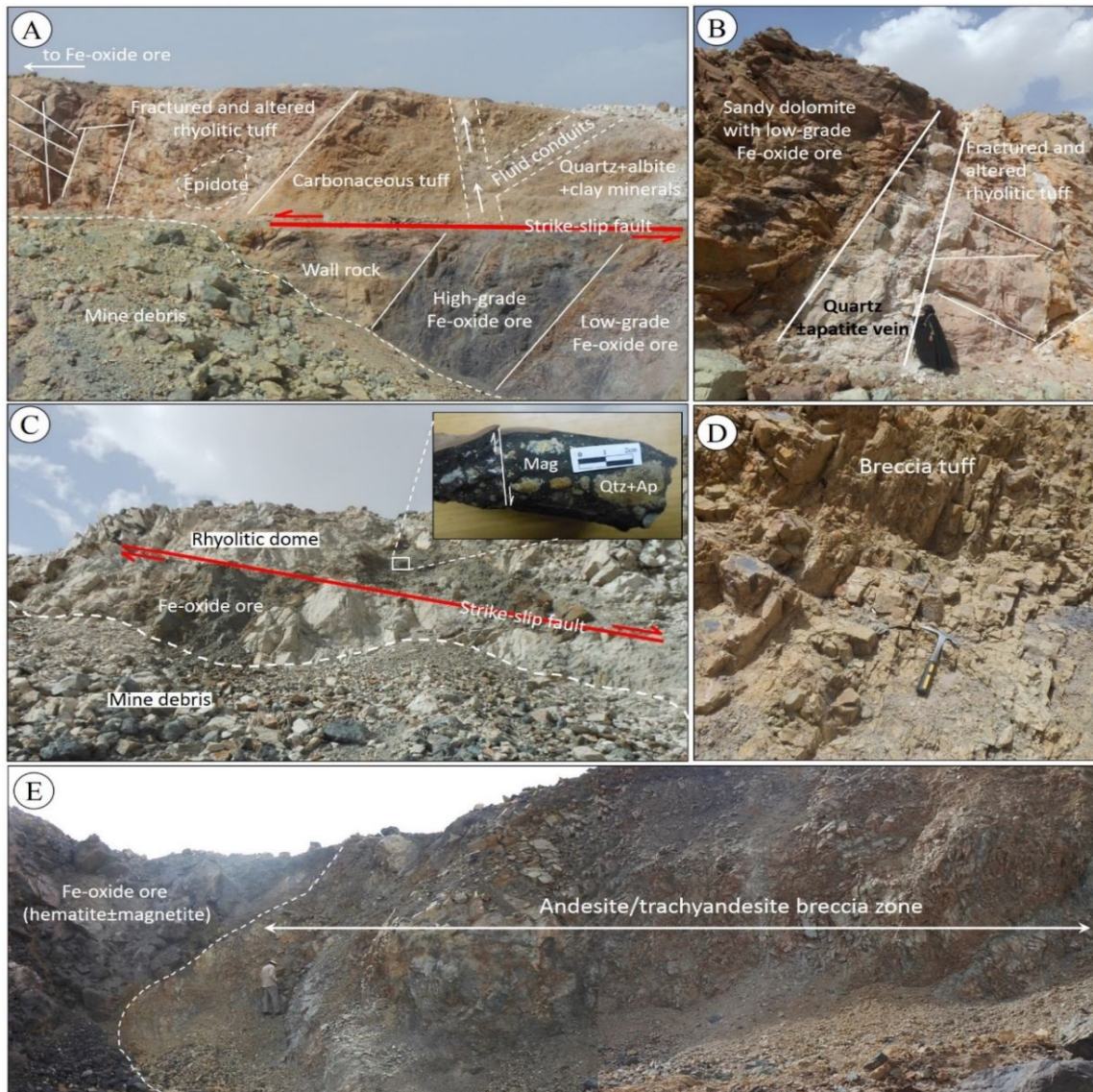
در مدل‌های پیشنهاد شده برای ذخایر آهن ایران مرکزی و به‌ویژه

شواهد ساختاری مرتبط با مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه

چنان‌که اشاره شد، رخداد کانسار آهن ± آپاتیت لکه‌سیاه متعلق به توالی آتشفشانی-نفوذی اواخر کامبرین زیرین بوده که طبق پژوهش‌های سیزه‌ئی و همکاران (Sabzehee et al., 2015)، در مجموعه ماگمایی-ساختاری با عنوان مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه شکل گرفته است. وجود ساختارهای گسلی در مقیاس ناحیه‌ای، فوران گدازه بر روی گنبد‌های تجدید حیات یافته را تسهیل کرده و بستری مناسب برای فعالیت سیستم‌های گرمایی شور و داغ (Goff et al., 1992) و همچنین مسیرهای صعود ماگمای اولیه و جای‌گیری آن در افق‌های کم‌عمق را فراهم می‌کنند (Kennedy et al., 2012). طبق این شواهد، مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه با ژئومتری بیضی‌شکل از رخساره‌های سنگی مختلفی تشکیل شده که هم‌زمان و پس از شکل‌گیری کانه‌زایی آهن ± آپاتیت، دست‌کم توسط سه دسته گسل با راستای مختلف دچار شکستگی و جابه‌جایی شده‌اند. با توجه به عملیات استخراج معدن آهن لکه‌سیاه و برداشت‌هایی که از سینه کارهای مختلف این منطقه انجام شده است می‌توان شکستگی و گسل‌های مختلف را مشاهده کرد (شکل ۱۳). مهم‌ترین این گسل‌ها عبارتند از: ۱- گسل‌های راست‌گرد با راستای شمال-جنوب، ۲- گسل‌هایی با راستای شرقی-غربی و ۳- گسل‌هایی با راستای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی. از این بین گسل‌های شرقی-غربی اغلب با ماهیت امتداد لغز چپ‌بر و راست‌بر از مهم‌ترین گسل‌های کششی منطقه لکه‌سیاه هستند که نقشی مهم در کنترل ساختاری و جابه‌جایی کانسنگ آهن اکسیدی دارند (شکل ۱۳-A و B). عملکرد دسته‌های مختلف گسلی در منطقه لکه‌سیاه نقشی مهم در فرایندهای بازشدگی موضعی، رخداد دیابیرسم و صعود ماگمای ریولیتی داشته است. تغییر شکل‌های ایجاد شده در طی تکامل کالدرها به صورت ساختارهای شکل‌پذیر و شکننا ظاهر شده است و طی آن سیالات گرمایی داغ از مجراهای باز و شکستگی‌ها مهاجرت کرده و سنگ‌های آن ناحیه دچار دگرسانی شده‌اند (شکل ۱۳-C). علاوه بر این، شواهد صحرائی مرتبط با رخداد سیستم کالدرایی با ظهور سنگ‌های برشی وسیع به‌عنوان

دگر نهادی^۲ قرار گرفته و احتمالاً توسط سنگ‌های پوسته‌ای دچار آغشتگی شده‌اند، در نظر می‌گیرند.

ایالت فلز زایی بافق (Samani, 1988; Förster and Jafarzade, 1994)، ماگمای گوشته‌ای منشأ گرفته از این ناحیه را در نتیجه مناطق فروانش بلند مدت^۱ که به‌طور طولانی تحت فرایندهای



شکل ۱۳. شواهد صحرایی از عملکرد عناصر ساختاری مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه. A: عملکرد گسل‌های منطقه و مهاجرت سیال گرمایی داغ از شکستگی‌ها و رخداد دگرسانی در مسیر مهاجرت سیال (دید به سمت شمال)، B: نمایی از رگه کوارتز±آپاتیت (دید به سمت شمال)، C: جابه‌جایی افق معدنی کانسنگ اکسیدی آهن توسط گسل‌های راست‌الغز راست‌بر (دید به سمت شمال‌غرب)، D: نمایی از توف برشی و E: پهنه برشی آندزیت/تراکی آندزیت در مجاورت کانسنگ اکسید آهن (دید به سمت غرب)

Fig. 13. Field evidences photographs of structural activities at Lake Siah caldron system. A: transportation of hydrothermal hot fluids in fractures and occurrence of alteration (looking view to N), B: quartz±apatite vein (looking view to N), C: displacement of Fe-oxide ore horizon by dextral sinistral-faults (looking view to NW), D: breccia tuff, and E: andesite/trachyandesite breccia zone adjacent to Fe-oxide ore (looking view to W)

1. Long-lived subduction zone
2. Metasomatism

سیالات ماگمایی - گرمایی داغ موجب نهشته شدن بخش زیادی از فلزات همراه دگرسانی‌های دما بالا تا دما پایین می‌شود (Larson and Taylor, 1986).

فرایندهای آلیتی شدن و اسکاپولیتی شدن نقش مهمی در افزایش میزان تحرک آهن در محیط دارد. آلیتی شدن فرایندی است که در آن Na به ساختمان سنگ اضافه شده است و طی آن مجموعه عناصر Fe, Mg, K, Mn به درون فاز سیال آزاد مهاجرت می‌کنند. عناصری که شسته می‌شوند، طی پدیده پالایش^۳ غلظت بالایی در سنگ‌های اطراف و به‌ویژه واحد کانسنگ آهن دارند. با کاهش دما و فشار در طی پالایش، فرایند آلیتی شدن همچنان پیش‌رفته است و مقادیر زیادی از آهن در طی آلیتی شدن مصرف می‌شود. طبق شواهد، محتوای Fe^{2+} در سیال گرمایی رابطه‌ای مستقیم با محتوای کلرینیت سیال دارد که موجب افزایش انحلال‌پذیری آهن در شرایط اکسیدان شده است و این پدیده تا حدودی نیز به شرایط دما و فوگاسیته اکسیژن (fO_2) محیط ارتباط دارد (Yardley, 2005). بر این اساس، طبق بررسی‌های نیکولاس و همکاران (Nicholas et al., 2004)، دگرسانی آلیتی و کانه‌زایی اکسید آهن \pm آپاتیت وابسته به آن اغلب توسط عناصر ساختاری موجود در منطقه کنترل می‌شوند که پهنه‌های زمین‌ساختی برشی شکل‌پذیر - شکننا، محیطی مناسب برای رخداد این ذخایر هستند. چنان‌که اشاره شد رخداد کانسنگ اکسید آهن و دگرسانی آلیتی نیز اغلب در مسیر مهاجرت سیال و عناصر ساختمانی منطقه نظیر گسل‌ها تشکیل شده است (شکل ۱۳- A). در برخی از ذخایر آهن ایران از جمله کانسارهای گل‌گهر سیرجان (Mahmoudi et al., 2017) و لولک‌آباد در زنجان (Karami et al., 2016) ارتباط ساختاری و کانه‌زایی آهن گزارش شده است.

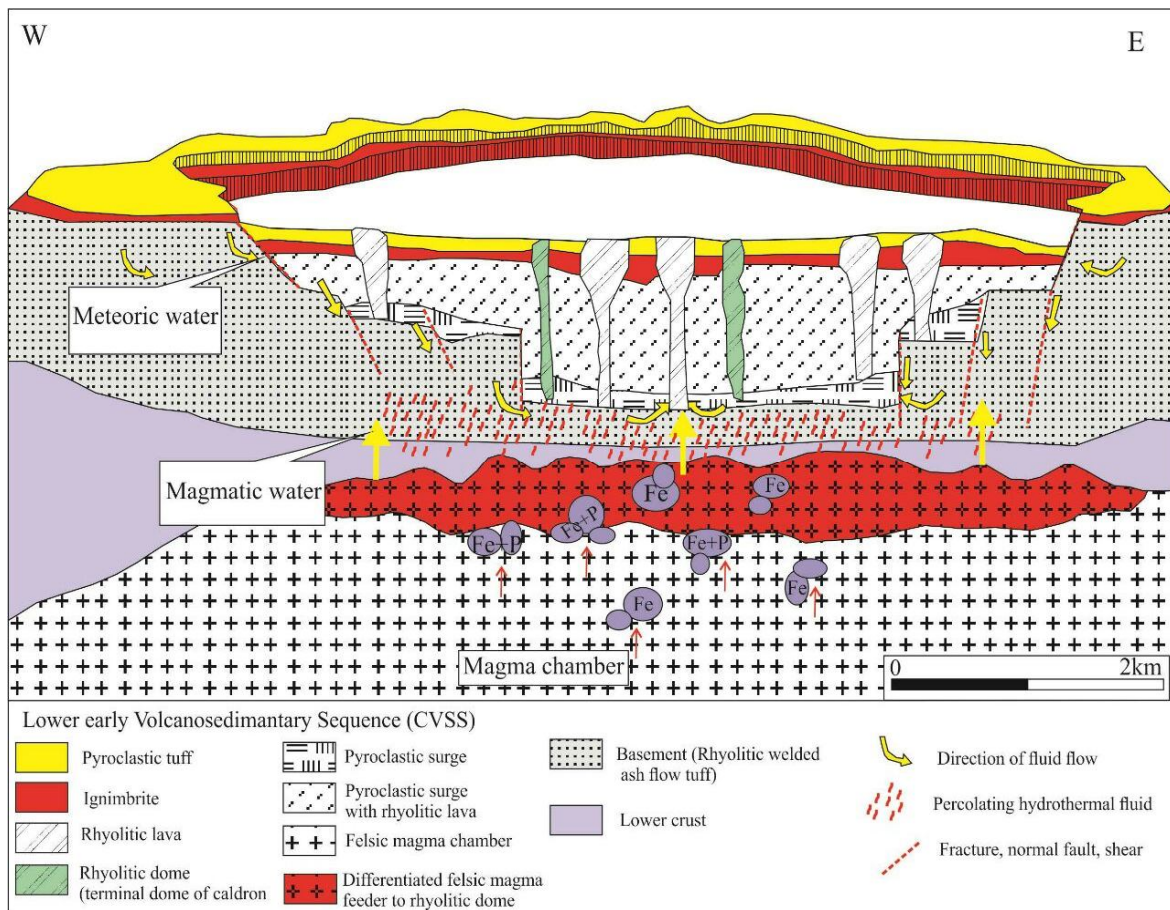
طبق پژوهش‌های نپینگ و همکاران (Knipping et al., 2015)، تاکنون دو منشأ اصلی برای رخداد مگنتیت در ذخایر IOA نوع کایرونا ذکر شده است که شامل: ۱- تبلور مستقیم از مذاب‌های سیلیکاته امتزاج‌ناپذیر و ۲- ته‌نشینی از سیال گرمایی حاوی اکسید

طبق این بررسی‌ها، منبع گوشته‌ای دگرنهادی تأثیر شگرفی بر روی ترکیب ماگماهایی که بعدها طی فرورانش به سطح می‌رسند، خواهد داشت. مثال‌های مشابهی از این فرایند در سایر ذخایر اکسید آهن دنیا از قبیل کمان بر خوردی استرالیا و Saunda - Tibetan (Elburg et al., 2002)، سنگ‌های شوشونیتی Banda Sardinia (Gao et al., 2010) و ولکانیسم شوشونیتی (Beccaluva et al., 2013)، گزارش شده است. وقوع چنین فرایندهایی اغلب موجب غنی‌شدگی ماگمای دگرنهادی گوشته‌ای از عناصر قلیایی (K و Na)، رادیواکتیو (U و Th) و عناصر کمیاب خاکی (نظیر Y, La, Ce) خواهد شد که وجود کانی‌های آپاتیت، موناژیت، زنونتیم و باستانزیت در کانسار آهن - آپاتیت لکه‌سیاه شاهدی برای این موضوع است (Rahimi et al., 2016). شواهد صحرائی و آزمایشگاهی از قبیل وجود هاله‌های دگرسانی وسیع در اطراف کانسنگ آهن \pm آپاتیت، وجود سنگ‌های آتشفشانی - نفوذی مرتبط با یک سیستم کالدرای فعال و حضور دگرسانی‌های قلیایی نظیر سدیک و سدیک - کلسیک و پتاسیک - کلسیک در منطقه، کلیدی برای وجود منبع گوشته‌ای دگرنهادی در منطقه لکه‌سیاه بوده که اغلب طی تکوین و جای‌گیری با سنگ‌های پوسته‌ای اطراف نیز دچار آغشتگی شده‌اند. فوران‌های آتشفشانی و فرایندهای مرتبط با رخداد یا تجدید حیات یک سامانه کالدرایی نقشی مهم در شکل‌گیری و مهاجرت سیالات گرمایی داغ در افق‌های سنگی میزبان کانی‌سازی دارد. طبق پژوهش ایکاسلا و همکاران (Acocella et al., 2000)، در طی شکل‌گیری اولیه و تجدید حیات کالدرای ماگماهایی با ترکیب حدواسط تا اسیدی در هنگام صعود و جای‌گیری در افق‌های بالایی دچار انبساط شده و هم‌زمان با آزاد کردن گازهای فرار (نظیر گازهای CO_2 ، SO_2 و H_2S) منبعی برای چرخش سلول‌های گرمایی فراهم کرده است که موجب تشکیل سیالات ماگمایی - گرمایی کانه‌دار^۱ یا بی‌بر^۲ می‌شود. در ادامه، نفوذپذیری سنگ‌های مسیر، چرخش سیالات جوی به سمت پایین را در سیستم فراهم کرده که در هنگام ترکیب با

1. Productive
2. Barren
3. Infiltration

آن تمرکز عناصر غیر متحرک سیال نظیر Mn, Al, V, Ti در مگنتیت‌هایی که از محیط آبی شناور رشد کرده‌اند، کاهش یافته است و تهی‌شدگی در موقعیت این عناصر مشاهده می‌شود (شکل D-۱۱). داده‌های تجربی نشان می‌دهد که سیالات آبی با محتوای کلرینیت بالا توانایی جذب چند درصد وزنی آهن را به صورت $FeCl_2$ از مذاب ماگمایی دارند (Simon et al., 2004; Bell and Simon, 2011). فراوانی فاز کلر را می‌توان به سیال گرمایی نسبت داد که با افزایش شوری محیط توانسته‌اند مقادیر بالای فسفر را از دیگر عناصر سازگار در مذاب جدا کنند (Lipman, 1992). بر این اساس، مدل شماتیکی از نحوه رخداد کانی‌سازی در کانسار آهن ±آپاتیت لکه‌سیاه در شکل ۱۴ نشان داده شده است.

آهن و محتوای کلرینیت بالا. چنان‌که اشاره شد با توجه به شواهد حضور دگرسانی‌های غنی از کلر نظیر سدیک، سدیک-پتاسیک و پتاسیک-کلسیک و همچنین روندهای ژئوشیمیایی مشاهده شده در مگنتیت‌های کانسار آهن ±آپاتیت لکه‌سیاه (شکل ۱۱)، به نظر می‌رسد مگنتیت‌های منطقه از ماگمای اشباع از بخار تشکیل شده است که این تجمعات به وسیله انعقاد مگنتیت رفتاری شناوری ایجاد می‌کند که در آن شیمی مگنتیت توسط بلورهای مرطوب فاز سیال کنترل می‌شود. این فازها آهن کافی (برای تشکیل لیگاندهای کلریدی) برای ته‌نشین کردن مگنتیت گرمایی بر روی بلورهای دیگر دارد. شیمی مگنتیت‌های محصورشده در محیط شناور نشان‌دهنده تفکیک عناصر بین مذاب، سیال و مگنتیت بوده که طی



شکل ۱۴. مدل پیشنهادی زایشی از نحوه رخداد کانه‌زایی مرتبط با یک سیستم کالدرایی در کانسار آهن ±آپاتیت لکه‌سیاه (برای توضیحات به متن مراجعه شود).

Fig. 14. Genetic model proposed for the genesis of the caldron system in the Lake Siah Fe±apatite deposit (see text).

نتیجه‌گیری

لیتواستاتیک، با عملکرد انفجاری، اتافک ماگمایی را ترک کرده است و سبب فروپاشی لایه‌های بالایی و جانبی اتافک می‌شود. ورود حجم زیادی از آب‌های جوی در اطراف مواد آتشفشانی خروجی و در طول حاشیه کالدرا و اختلاط با سیالات ماگمایی سبب ته‌نشست مگنتیت و دگرسانی همراه آن در طول گسل‌های کششی و گنبدها می‌شود. حاصل این انفجار تشکیل توف و نهشته‌های آذرآواری بوده که همراه آنها بلورهای مگنتیت نیز دیده می‌شود. سیالات گرمایی حاوی فلز نیز که هم‌زمان با ماگما به سطوح کم‌عمق رسیده‌اند، در طی اختلاط با آب‌های سطحی (شوری و دمای پایین و اکسیدی) دچار تغییر و ناپایداری لیگاندها می‌شود. در مراحل پایانی فعالیت کالدرا پس از انفجار اولیه و تخلیه حجم زیادی از ماگما، سقف ماگما به درون مخزن ماگمایی فرونشست کرده و ماگمای مخزن از طریق شکستگی‌ها به صورت سیالی با ویسکوزیته بالا به سمت سطح صعود کرده است و گنبدهای ریولیتی را به وجود می‌آورد.

قدردانی

تجزیه‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی این پژوهش توسط سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) مورد حمایت مالی قرار گرفته است. بدین وسیله از همکاری‌های انجام شده، صمیمانه قدردانی می‌شود. همچنین نویسندگان از داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی نیز کمال تشکر را دارند.

در مجموع با توجه به کلیه شواهد صحرائی، آزمایشگاهی و بررسی پژوهش‌های انجام‌شده قبلی می‌توان مراحل زمانی تکوین زمین‌شناسی و کانی‌سازی در کانسار آهن \pm آپاتیت لکه‌سیاه را در سه مرحله پیش از رخداد کالدرا، هم‌زمان با رخداد کالدرا و پس از فعالیت‌های کالدرا تقسیم‌بندی کرد. طبق شواهد به‌نظر می‌رسد در مرحله نخست پیش از رخداد کالدرا، ابتدا ماگمایی با ترکیب بازیک در سطوح کم‌عمق پوسته و درون اتافک ماگمایی جایگزین شده است. این ماگما که به نوعی از دو ماگمای امتزاج‌ناپذیر، یکی غنی از سیلیس و دیگری غنی از آهن تشکیل شده است، در طی روند تکاملی به سمت تبلور ماگماهای ریولیتی و داسیتی پیش می‌رود. تبلور ماگمای ریولیتی پر آب موجب آزاد شدن حجم زیادی از عناصر فرار و آب شده که به افزایش گرانروی ماگمای باقی‌مانده منجر می‌شود. در این شرایط سیال‌حیایی با شوری و دمای بالا که حاوی لیگاندهای کلریدی حامل آهن و فسفر بوده به سمت بالا و مناطق کم فشار حرکت می‌کند. در مرحله دوم هم‌زمان با تشکیل کالدرا، فوران‌های انفجاری تشکیل‌دهنده کالدرا شکستگی‌ها و سیستم گسلی مناسب برای ته‌نشست ماده معدنی و رخداد کانه‌زایی را فراهم می‌کند. طبق شواهد صحرائی می‌توان گفت رخداد کانه‌زایی آهن \pm آپاتیت در منطقه لکه‌سیاه اغلب تحت کنترل عناصر ساختاری و شکستگی‌های ناشی از تشکیل کالدرا شکل گرفته است. ماگمای ریولیتی با گرانروی بالا که در اعماق کم پوسته جای گرفته، با غلبه بر فشار

References

- Acocella, V., Cifelli, F. and Funicello, R., 2000. Analogue models of collapse calderas and resurgent domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(1-4): 81-96.
- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East. Scale 1:5,000,000, Geological Survey of Iran.
- Barnes, S.J. and Roeder, P.L., 2001. The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 42(12): 2279-2302.

- Barton, M.D., 2014. Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. *Treatise on Geochemistry*, 13(2): 515-536.
- Beaudoin, G., Dupuis, C., Gosselin, P. and Jébrak, M., 2007. Mineral chemistry of iron oxides: application to mineral exploration. In: C.J. Andrew (Editor), *Proceedings of the 9th Biennial Society for Geology Applied meeting*. The Society for Geology Applied, Dublin, pp. 497-500.

- Beccaluva, L., Bianchini, G., Marni, P. and Natali, C., 2013. Miocene shoshonite volcanism in Sardinia: Implications for magma sources and geodynamic evolution of the central-western Mediterranean. *Lithos*, 180–181(3): 128–137.
- Bell, A. and Simon, A.C., 2011. Evidence for the alteration of the $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ of silicate melt caused by the degassing of chlorine-bearing aqueous volatiles. *Geology*, 39(5): 499–502.
- Borumandi, H., 1973. Petrographische und Lagerstättenskundliche untersuchungen der Esfordirformation zwischen Mishdovan und Kushk bei Yazd/Central Iran. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Aachen, Aachen, German, 174 pp.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), Rare earth element geochemistry. The Journal of Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
- Chen, W.T., Zhou, M.F., Gao, J.F. and Hu, R., 2015. Geochemistry of magnetite from Proterozoic Fe-Cu deposits in the Kangdian metallogenic province, SW China. *Mineralium Deposita*, 50(2): 795–809
- Cole, J.W., Milner, D.M. and Spinks, K.D., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews*, 69(1): 1–26.
- Corriveau, L., Montreuil, J.F. and Potter, E.G., 2016. Alteration facies linkages among iron oxide copper-gold, iron oxide-apatite, and affiliated deposits in the Great Bear magmatic zone, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*, 111(8): 2045–2072.
- Corriveau, L., Williams, P.J. and Mumin, A.H., 2010. Alteration vectors to IOCG mineralization from uncharted terranes to deposits. In: L. Corriveau and A.H. Mumin (Editors), Exploring for iron oxide copper-gold deposits. Geological Association of Canada, Canada, pp. 89–110.
- Daliran, F., Stosch, H.G. and Williams, P., 2007. Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and apatites of the Bafq District, Central-East Iran. In: C.J. Andrew (Editor), Proceedings of the 9th Biennial Society for Geology Applied meeting, The Society for Geology Applied, Dublin, pp. 1501–1504.
- Daliran, F., Stosch, H.G., Williams, P., Jamali, H. and Dorri, M.B., 2010. Early Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq District, east-central Iran. In: L. Corriveau and H. Mumin (Editors), Exploring for Iron Oxide Copper-gold deposits: Canada and global analogues. Geological Association of Canada, Canada, pp. 147–160.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, 46(4): 319–335.
- Elburg, M.A., Van Bergen, M.J., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P.Z., Zulkarnain, I. and Nasution, A., 2002. Geochemical trends across an arc continent collision zone: Magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes (Indonesia). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(15): 2771–2789.
- Fard, M., Rastad, E. and Ghaderi, M., 2006. Epithermal gold and base metal mineralization at Gandy deposit, north of central Iran and the role of rhyolitic intrusions. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 17(4): 327–335.
- Förster, H., Knittel, U. and Sennewald, S., 1988. Resurgent cauldrons and their mineralization, central Iran. *Economic Geology*, 74(6): 1485–1510.
- Förster, H.J. and Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in Central Iran—a highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Economic Geology*, 89(8): 1697–1721.
- Galicki, M., Marshall, D., Staples, R., Thorkelson, D., Downie, C., Gallagher, C., Enkin, R. and Davis, W., 2012. Iron oxide±Cu±Au deposits in the Iron Range, Purcell Basin, southeastern British Columbia. *Economic Geology*, 107(6): 1293–1301.
- Gao, Y., Yang, Z., Hou, Z., Wei, R., Meng, X. and Tian, S., 2010. Eocene potassic and ultrapotassic volcanism in south Tibet: New constraints on mantle source characteristics and geodynamic processes. *Lithos*, 117(3): 20–32.
- Goff, F., Gardner, J.N., Hulen, J.B., Nielson, D.L., Charles, R., Wolde Gabriel, G., Vuataz, F.D., Musgrave, J.A., Shevenell, L. and Kennedy, B.M., 1992. The Valles caldera hydrothermal system, past and present, New Mexico, USA. *Journal of Scientific Drilling*, 3(1): 181–204.
- Haghipour, A., 1974. Etude geologique de la

- region de Biabanak-Bafq (Iran Central); petrologie et tectonique du socle Precambrien et de sa couverture. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Grenoble, Grenoble, France, 403 pp.
- Haghipour, A., 1977. Geological map of Posht-e-Badam, Scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Halliday, A.N., Davidson, J.P., Hildreth, W. and Holden, P., 1991. Modelling the petrogenesis of high Rb/Sr silicic magmas. *Chemical Geology*, 92(1-3): 107-114.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Society of London, London, pp. 67-81.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341-2357.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58(1): 241-287.
- Hu, H., Lentz, D., Li, J.W., McCarron, T., Zhao, X.F. and Hall, D., 2015. Reequilibration processes in magnetite from iron skarn deposits. *Economic Geology*, 110(1): 1-8.
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology*, 102(6): 1111-1128.
- Karami, M., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2016. Lulak Abad iron occurrence, Northwest of Zanjan: metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type of mineralization in Central Iran. *Journal of Economic Geology*, 8 (1): 93-115. (in Persian with English abstract)
- Kennedy, B., Wilcock, J. and Stix, J., 2012. Caldera resurgence during magma replenishment and rejuvenation at Valles and Lake City calderas. *Bulletin of Volcanology*, 74 (8): 1833-1847.
- Knipping, J.L., Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P., Lundstrom, C., Bindeman, I. and Munizaga, R., 2015. Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions. *Economic Geology*, 43(7): 591-594.
- Larson, P.B. and Taylor, H.P., 1986. An oxygen isotope study of hydrothermal alteration in the Lake City caldera, San Juan Mountains Colorado. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30(1-2): 47-82.
- Lipman, P.W., 1992. Ash-flow calderas as structural controls of ore deposits-recent work and future problems. *United State Geological Survey Bulletin*, 104(2): 32-39.
- Luo, G., Zhang, Z., Du, Y., Pang, Z., Zhang, Y. and Jiang, Y., 2015. Origin and evolution of ore-forming fluids in the Hemushan magnetite-apatite deposit, Anhui Province, Eastern China, and their metallogenic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113(3): 1100-1116.
- Mahmoudi, Sh., Mahmoudi, A. and Mehrabi, B., 2017. Microstructure and geochemical evidences for genesis of the Gol-Gohar iron deposit. *Journal of Economic Geology*, 9(2): 463-481. (in Persian with English abstract)
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635-643.
- Montreuil, J.F., Potter, E.G., Corriveau, L. and Davis, W.J., 2016a. Element mobility patterns in magnetite-group IOCG systems: The Fab IOCG system, Northwest Territories, Canada. *Ore Geology Reviews*, 72(1): 562-584.
- Montreuil, J.F., Corriveau, L., Potter, E.G. and De Toni, A.F., 2016b. On the relationship between alteration facies and metal endowment of iron oxide-alkali-altered systems, southern Great Bear magmatic zone (Canada). *Economic Geology*, 111(8): 2139-2168.
- Müller, D. and Groves, D.I., 2016. *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. Springer-Verlag, Berlin, 238 pp.
- Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M. and Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe-Mn mineralization in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences*, 62(2): 211-241.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D. and Walshe, J., 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: a review. *Ore Geology Reviews*, 61(1): 1-32.
- Nicholas, H.S., Oliver, J.S., Cleverley, G.M.,

- Peter, J., Pollard, B. and Rubenach, M.J., 2004. Modeling the role of sodic alteration in the genesis of Iron Oxide-Copper-Gold deposits, Eastern Mount Isa Block, Australia. *Economic Geology*, 99(6): 1145–1146.
- NISCO, 1980. Result of search and valuation works at magnetic anomalies of the Bafq iron ore region during 1976-1979. National Iranian Steel Corporation, Iran, Unpublished Report, 260 pp.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. The Royal Society, London, pp. 230–249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Verlag, Berlin, 1273 pp.
- Rahimi, E., Maghsoudi, A. and Hezarkhani, A., 2016. Geochemical investigation and statistical analysis on rare earth elements in Lakehsiyah deposit, Bafq district. *Journal of African Earth Sciences*, 124(1): 139–150.
- Rajabi, A., Canet, C., Rastad, E. and Alfonso, P., 2015. Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn-Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan-Chahmir Basin, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 64(1): 328–353.
- Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P. and Canet, C., 2012. Geology, ore facies and sulfur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam block, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 54(14): 1635–1648.
- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(3): 622–665.
- Rollinson, H.R. (translated by Moore, F. and Modaberi, S.), 2005. *Using geochemical data*. Iran University Press, Tehran, 422 pp.
- Rostami, M., 2016. Origin and distribution of rare earth element (REE) from the apatite of the Lake Siah Fe deposit, Bafq metallogenic district, Central Iran. M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, 177 pp.
- Sabzehee, M., Hamdi, B. and Ameri, H., 2015. Geological report of the Aliabad map (1:25000). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 7153, 138 pp.
- Samani, B., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research*, 39(1): 85–106.
- Simon, A.C., Pettke, T., Candela, P.A., Piccoli, P.M. and Heinrich, A.H., 2004. Magnetite solubility and iron transport in magmatic-hydrothermal environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(23): 4905–4914.
- Soheili, M. and Mahdavi, M.A., 1991. Esfordi geological map. Scale 1:100,000, Geological Survey of Iran.
- Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A. Burk and C.L. Drake (Editors), *The geology of continental margins*. Springer, New York, pp. 873–887.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norrey (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, London, pp. 313–345.
- Torab, F.M., 2008. Geochemistry and metallogeny of magnetite-apatite deposits of the Bafq mining district, central Iran. Unpublished Ph.D. Thesis, Technical University of Clausthal, Clausthal, Germany, 131 pp.
- Torab, F.M. and Lehmann, B., 2007. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine*, 71(3): 347–363.
- Whitney, D.L. and Evans, B.V., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Williams, P.J., 1994. Iron mobility during synmetamorphic alteration in the Selwyn Range area, NW Queensland: implications for the origin of ironstone-hosted Au-Cu deposits. *Mineralium Deposita*, 29(3): 250–260.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma

- series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(3): 325–343.
- Wolff, J.A. and Ramos, F.C., 2014. Processes in Caldera-Forming High-Silica Rhyolite Magma: Rb/Sr and Pb Isotope Systematics of the Otowi Member of the Bandelier Tuff, Valles Caldera, New Mexico. *Journal of Petrology*, 55(2): 345–375.
- Yardley, B.W.D., 2005. Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation. *Economic Geology*, 100(4): 613–632.



Geochemistry, mineralization and alkali-Fe oxide alteration of the Lake Siah iron±apatite deposit (northeastern Bafq), Bafq-Saghand metallogenic province

Mahin Rostami and Ebrahim Tale Fazel*

Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Submitted: Mar. 19, 2017

Accepted: Oct. 4, 2017

Keywords: *alkali-Fe oxide alteration, high-potassic to shoshonitic, Lake Siah caldera complex, Bafq, Central Iran*

Introduction

Ore deposits of the Bafq-Saghand metallogenic province (IRAN) with Proterozoic age represent that they belong to classic genetic model for hydrothermal iron oxide (Cu, Au, U, REE) deposits, which is widely referred to as iron oxide copper-gold (IOCG) and iron oxide-apatite (IOA) deposits (Samani, 1988; Daliran et al., 2007; 2010; Jami et al., 2007; Nabatian et al., 2015; Rajabi et al., 2015). According to the structural zone of Iran, the Bafq mining district is part of Central Iran and therein Kashmar-Kerman tectonic zone (Zarigan-Chahmir basin), and Lake Siah deposit occurs in Early Cambrian Volcano-Sedimentary Sequence (ECVSS). According to Förster et al. (1988) and Torab (2008), the Bafq mining district is composed of a huge volcanic suite in which sedimentary structures, fossils, and even glassy volcanics a surprisingly are well preserved. Calderas are important features in all volcanic environments and are commonly the sites of geothermal activity and mineralization (Cole et al., 2005). The Lake Siah iron±apatite deposit is located between Kusk and Esfordi deposits and 40 km northeastern Bafq (31°46'47" N and 55°42'56" E).

Materials and methods

A total of 50 samples were collected from the Lake Siah mine district. Ten samples of least-altered igneous rocks were analyzed for major, trace and rare earth elements by inductively coupled plasma spectrometry (ICP-MS), and X-ray fluorescence (XRF) at the Acme laboratory (Canada). The

detection limit for major oxide analysis is 0.01%. Electron microprobe analyses (EMPA) and backscattered electron (BSE) images of minerals were obtained using a Cameca SX100 electron microprobe at the Iran Mineral Process and Research Center (IMPRC). An accelerating voltage of 15 to 25 kV and beam current of 20 mA was used for all analyses.

Results and discussion

The Lake Siah deposit with a covering area of about 5 km² is located in the Central Iran Block and therein Kashmar-Kerman tectonic zone (Zarigan-Chahmir basin). The Nb/Y versus Zr/TiO₂ diagram shows a typical trend from rhyolite and evolving to andesite/trachyandesite compositions, with few data plotting in the dacite/rhyodacitic rocks. Most of the igneous rocks plot within the high-potassic calc-alkaline to shoshonitic fields in the Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Pearce, 1983). All studied rocks show similar incompatible trace element patterns with an enrichment of large ion lithophile elements (LILE: K, Rb, Ba, Th) and depletion of high field strength elements (HFSE: Nb and Ti), which are typical features of magmas from convergent margin tectonic settings. The Lake Siah deposit is composed of the hematite and magnetite as major minerals and apatite, goethite, pyrite and chalcopryrite as minor minerals. The deposit is controlled by NE-SW normal faults and occurs within early Cambrian trachyte, trachyandesite and rhyolite of the Lake Siah caldera. Intermediate argillic, sodic (albitic), silisic, potassic-calcic, hydrolytic (acidic), and sodic-calcic (Fe)

*Corresponding authors Email: e.talefazel@basu.ac.ir

alterations occur near the ore deposit. Lipman (1992) identifies a number of stages in the development of a caldera which includes: 1) pre-collapse volcanism, 2) caldera subsidence, 3) post-collapse magmatism and resurgence, and 4) hydrothermal activity and mineralization. Flow of dacite and andesite into the shallow magmatic system is facilitated by regional fault systems which provide pathways for magma ascent. Dacite and remobilized rhyolite rise buoyantly to form domes by collapse of the chamber roof and producing surface resurgent uplift. The resurgent deformation caused by magma ascent fractures the chamber roof, increasing its structural permeability and allowing rhyolite magmas to intrude and/or cause eruption. Explosive eruption of high viscosity magma is the cause of creating fractures and breccia in the host rocks and facilitated percolation Fe-P bearing magmatic fluids.

References

- Cole, J.W., Milner, D.M. and Spinks, K.D., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews*, 69(1): 1–26.
- Daliran, F., Stosch, H.G. and Williams, P., 2007. Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and apatites of the Bafq District, Central-East Iran. In: C.J. Andrew (Editor), *Proceedings of the 9th Biennial Society for Geology Applied meeting*, The Society for Geology Applied, Dublin, pp. 1501–1504.
- Daliran, F., Stosch, H.G., Williams, P., Jamali, H. and Dorri, M.B., 2010. Early Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq District, east-central Iran. In: L. Corriveau and H. Mumin (Editors), *Exploring for Iron Oxide Copper-gold deposits: Canada and global analogues*. Geological Association of Canada, Canada, pp. 147–160.
- Förster, H., Knittel, U. and Sennewald, S., 1988. Resurgent cauldrons and their mineralization, central Iran. *Economic Geology*, 74(6): 1485–1510.
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology*, 102(6): 1111–1128.
- Lipman, P.W., 1992. Ash-flow calderas as structural controls of ore deposits-recent work and future problems. *United State Geological Survey Bulletin*, 104(2): 32–39.
- Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M. and Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe-Mn mineralization in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences*, 62(2): 211–241.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. The Royal Society, London, pp. 230–249.
- Rajabi, A., Canet, C., Rastad, E. and Alfonso, P., 2015. Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn-Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan-Chahmir Basin, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 64(1): 328–353.
- Samani, B., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research*, 39(1): 85–106.
- Torab, F.M., 2008. Geochemistry and metallogeny of magnetite-apatite deposits of the Bafq mining district, central Iran. Unpublished Ph.D. Thesis, Technical University of Clausthal, Clausthal, Germany, 131 pp.