



GIMI



مجله
گوهرشناسی و
کانی‌های صنعتی





مجله گوه‌رشناسی و کانی‌های صنعتی

دارای اعتبار علمی - پژوهشی از کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور

فروردین ۱۴۰۵

شماره اول

سال اول

فهرست

استاندارد سازی فیروزه نیشابور با کمک هوش مصنوعی و روش‌های پیشرفته گوه‌رشناسی
مرتضی رزم آرا، مینا کاریزنوبی

پیدایش انواع یاقوت کبود (Sapphire) در ایران زمین، (برخی نکات پتروگرافی و مطالعه ویژگی‌های طیف‌سنجی
(UV- visible)

مرضیه غدیرپور، محمد علی مکی زاده، مهدی رنجبر، زهرا اعلمی نیا

شهاب‌سنگ‌های کندریتی ایران مرکزی: پژوهش‌های مقدماتی سنگ شناسی (پتروگرافی، مینرالوگرافی)
مهدی مکی زاده، مرضیه غدیرپور

زمین شیمی و خاستگاه ذخیره کربن دوم همدان، شمال غرب ایران
زهرا غلامی، بیژن اعتمادی

سازندها و مجموعه‌های زمین شناسی احتمالی الماس دار در ایران و چگونگی اکتشاف الماس در آنها
مرتضی رزم آرا، راحله هاتفی

کانی‌شناسی صنعتی نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور (شمال شرق قائن - شرق ایران) بر پایه‌ی داده‌های
زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ماهواره‌ای، ژئوشیمیایی و تست‌های صنعتی
دانیال موجودی فیروزآبادی، خسرو ابراهیمی نصرآبادی.



مجله گهرشناسی و کانی های صنعتی

مجله گهرشناسی و کانی های صنعتی نشریه تخصصی گهرشناسی و کانی های صنعتی دانشگاه فردوسی مشهد است که به منظور ارائه دستاوردهای تازه علمی و پژوهشی به صورت فصلنامه در سال منتشر می شود. نشریه از همکاری پژوهشگران در گرایش های مختلف علوم زمین به گرمی استقبال می کند. امید است با بسط پژوهش در این شاخه از علوم پایه، هر شماره پر بار تر از شماره قبل منتشر گردد.

جایگاه مجله گهرشناسی و کانی های صنعتی

بنابر موافقت کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور این مجله دارای درجه علمی- پژوهشی است و در ISC نمایه می شود.

آدرس:

مشهد، پردیس دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم پایه، دبیرخانه گهرشناسی و کانی های صنعتی. تلفن-دورنگار: ۰۵۱-۳۸۸۰۵۴۹۵

پست الکترونیکی: gemiran@um.ac.ir

آدرس وبگاه: <https://gemiran.um.ac.ir>



مجله گوهرشناسی و کانی های صنعتی

نشریه گوهرشناسی و کانی های صنعتی دانشگاه فردوسی مشهد

سال اول، شماره اول، فروردین ۱۴۰۵

دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر مرتضی رزم آرا فرزقی

سر دبیر تخصصی گوهرشناسی: دکتر مرتضی رزم آرا فرزقی

سر دبیر تخصصی کانی های صنعتی: دکتر خسرو ابراهیمی نصرآبادی

دکتر خسرو ابراهیمی نصرآبادی (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مرتضی رزم آرا فرزقی (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر بهزاد حاج علیلو (دانشگاه پیام نور مرکز تبریز)

دکتر محمدعلی مکی زاده (دانشگاه اصفهان)

دکتر فرهاد آلیانی (دانشگاه همدان)

دکتر بیژن اعتمادی (دانشگاه شیراز)

دکتر زهرا اعلمی نیا (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر آرزو عابدی (دانشگاه شاهرود)

دکتر زهرا مختاری (دانشگاه نیشابور)

دکتر مرتضی رزم آرا فرزقی - دکتر خسرو ابراهیمی نصرآبادی

دکتر مرتضی رزم آرا فرزقی

دکتر کریمیان

سمیرا عاقبتی

گرایش گوهرشناسی کاربردی و کانیهای صنعتی

انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

صاحب امتیاز:

مدیر مسئول:

سر دبیران:

هیات تحریریه:

ویراستار متن انگلیسی:

ویراستار متن فارسی:

مدیر اجرایی:

تایپ و صفحه آرایی:

امور اجرایی و فنی:

چاپ:



پیشگفتار گوهرشناسی

سخن مدیر مسئول و سردبیر گوهرشناسی

گوهرشناسی نوین: حوزه ای فنی (تکنیکال) و پیشرو

گوهرشناسی به عنوان یک علم بین رشته ای، حوزه های گسترده و وسیعی شامل اکتشاف گوهرسنگ ها، گوهر تراشی، طراحی جواهرات، بهسازی (enhancement) و عمل آوری (treatment) گوهرها، سنتز، تجارت گوهرسنگ ها و کاربرد گوهرها در فناوری های پیشرفته (High tech.) را پوشش می دهد. گوهرشناسی به دلیل نیاز به روش ها و ابزارهای تحلیلی پیشرفته جهت شناسایی گوهرسنگ ها، بهسازی و روش های نوین سنتز، به یک حوزه فنی (تکنیکال) پیشرو تبدیل شده است.

گوهرشناس، متخصصی است که گوهرسنگ ها را شناسایی، درجه بندی و ارزیابی می کند و اصالت و ارزش آنها را در بازاری که دقت در آن حرف اول را می زند، تضمین می کند. گوهرشناس دانش علمی را با نگاهی هنری ترکیب می نماید تا ویژگی های منحصر به فرد گوهرسنگ ها (همچون الماس، یاقوت سرخ، یاقوت کبود و گوهرسنگ های بی شمار دیگری) را تجزیه و تحلیل کند. این ترکیب منحصر به فرد علم و هنر، این حرفه را به حوزه ای جذاب برای علاقه مندان به گوهر تبدیل نموده است.

گوهرشناس متخصص، دانش علمی عمیقی در مورد کانی شناسی، بلورشناسی و اپتیک باید داشته باشد و از این تخصص ها جهت تعیین اصالت، کیفیت و ارزش گوهرسنگ ها به نحو احسن استفاده کند. هدف اصلی گوهرشناس، ارائه ارزیابی های عینی و استاندارد است که شفافیت و اعتماد را در صنعت گوهرسنگ ها و جواهرات تضمین می کند. این نقش با نقش یک گوهرتراش، طراح جواهرات و فروشنده جواهرات، تفاوت قابل توجهی دارد. در حالی که تمامی افرادی که در این حوزه ها فعالیت می کنند، ضروری است تا با دانش گوهرشناسی آشنایی داشته باشند، اما تخصص یک گوهرشناس در تجزیه و تحلیل علمی و نوآوری در حوزه های گسترده مرتبط با گوهرسنگ ها است.

چالش های فعلی

رقابت برای نقش گوهرشناس، بویژه در سطوح ورود به حوزه گوهرسنگ ها، همچنان بالاست، زیرا موقعیت های تخصصی کمتر مورد استفاده قرار می گیرند. تحولات و تغییرات اقتصادی، مستقیماً بر حوزه گوهرسنگ، تأثیرگذار می باشند. حفظ مهارت ها که به سرعت در حال تحول است، نیازمند تلاش مداوم است.

فرصت های رشد

علیرغم چالش ها، نیاز مبرم به گوهرشناسان متخصص در تجزیه و تحلیل های پیشرفته داده های آزمایشگاهی و تعیین منشأ وجود دارد. روش های جدید در تولید گوهرسنگ های سنتتیک و بدلی، وجود متخصصان در تشخیص و آشکارسازی آنها را ایجاد می کند. پدیده های نوظهور در ردیابی گوهرسنگ ها با پشتیبانی بلاکچین و گوهرشناسی دیجیتال نیز به سرعت در حال رشد هستند. از متخصصان، در زمینه های تخصصی مانند شناسایی گوهرسنگ ها، درجه بندی (grading) پیشرفته الماس و دیگر گوهرها، لازم است استفاده شوند. مهارت در تجزیه و تحلیل داده ها و مهارت در کار با ابزارهای گوهرشناسی مبتنی بر هوش مصنوعی، مزیت رقابتی قابل توجهی را ارائه می دهد. آموزش فناوری های جدید و روش های نوین و پیشرفته می تواند افق های وسیعی را به روی این حوزه های تخصصی و پر تقاضا باز کند.



نقش سنتی آزمایشگاه‌های گوهرشناسی

آزمایشگاه‌های گوهرشناسی مدت‌هاست که تجزیه و تحلیل‌های مستقلی از گوهرسنگ‌ها را بدون هیچ استاندارد یا نظارت یکسانی ارائه می‌دهند. آنها به شدت به تخصص گوهرشناسان آموزش دیده متکی هستند. با این حال، حتی با وجود استانداردهای دقیق ولی درجه مهارت و امکانات آزمایشگاهی منجر به ناهماهنگی نیز می‌شود.

آینده گوهرشناسی در عصر هوش مصنوعی

چگونه هوش مصنوعی در حال تغییر شکل شناسایی گوهرسنگ‌ها، استانداردهای درجه‌بندی و نقش گوهرشناسان در آزمایشگاه‌ها است

در طول دهه‌های گذشته، آزمایشگاه‌های بزرگ گوهرشناسی نقش مهمی در صنعت گوهرسنگ ایفا کرده‌اند. این مؤسسات - مانند مؤسسه گوهرشناسی آمریکا (GIA)، انجمن بین‌المللی گوهرشناسی (IGS) و دیگران، استانداردهایی را برای شناسایی و درجه‌بندی گوهرسنگ‌ها تعیین کرده‌اند. با این حال، پیشرفت سریع هوش مصنوعی (AI) این چشم‌انداز را به طرز چشمگیری در حال تغییر دادن است.

هوش مصنوعی در گوهرشناسی

هوش مصنوعی، بویژه یادگیری ماشین (machine learning) و تشخیص تصاویر، به طور فزاینده‌ای در شناسایی و درجه‌بندی گوهرسنگ‌ها به کار گرفته می‌شوند. سیستم‌های هوش مصنوعی می‌توانند تصاویر با وضوح بالا و داده‌های طیف‌سنجی را برای طبقه‌بندی، تشخیص بهسازی‌ها و درجه‌بندی گوهرسنگ‌ها با ثبات قابل توجه تجزیه و تحلیل کنند. مزایای هوش مصنوعی در این زمینه عبارتند از:

- **استانداردسازی:** الگوریتم‌های هوش مصنوعی (AI) می‌توانند معیارهای یکسانی را برای هر گوهرسنگی اعمال کنند و خطاها و ذهنیت انسانی را از بین ببرند.
- **دقت:** مدل‌های یادگیری ماشین را می‌توان بر روی مجموعه داده‌های وسیع آموزش داد و آنها را قادر ساخت تا جزئیات و الگوهای دقیقی را که ممکن است حتی گوهرشناسان باتجربه نیز از آنها غافل باشند، تشخیص دهند.
- **کارایی:** تجزیه و تحلیل‌های خودکار، سریع‌تر و مقیاس‌پذیرتر از درجه‌بندی‌های معمولی است و هزینه‌ها و زمان‌های را کاهش می‌دهد.
- **شفافیت:** سیستم‌های هوش مصنوعی می‌توانند هر تصمیمی را ثبت کرده و سوابق قابل ردیابی ارائه دهند و اعتماد مصرف‌کننده را افزایش دهند.

تغییر پویایی نیروی کار: کاهش نیاز به گوهرشناسان، افزایش تقاضا برای فناوری‌ها

با افزایش روزافزون وظایف اصلی شناسایی و درجه‌بندی توسط سیستم‌های هوش مصنوعی، انتظار می‌رود، نقش گوهرشناسان سنتی در آزمایشگاه‌های بزرگ کاهش یابد. ارزیابی‌های دقیق بصری و دستی که زمانی حرفه گوهرشناسی را برجسته می‌کردند،



اکنون به طور خودکار قابل انجام می باشند و ماشین ها نتایج سریع، استاندارد و بسیار دقیقی ارائه می دهند. این تغییر، اتکا به تخصص انسانی برای آنالیزهای معمول را کاهش می دهد و آزمایشگاه ها را به سازماندهی مجدد نیازهای پرسنلی خود سوق می دهد.

در مقابل، پذیرش فناوری های پیشرفته هوش مصنوعی، پلتفرم های داده محور و شبکه های دیجیتال یکپارچه، نیاز فزاینده ای به برنامه نویسان کامپیوتر ماهر و مدیران شبکه ایجاد کرده است. این متخصصان برای توسعه، نگهداری و به روزرسانی الگوریتم های هوش مصنوعی، مدیریت جریان های گسترده داده های گهرسنگ های قیمتی، تضمین امنیت سایبری و پشتیبانی از سیستم های صدور گواهی های برخط (آنلاین) اصالت ضروری هستند. با چرخش صنعت به سمت راه حل های دیجیتال، متخصصان فناوری اطلاعات به ستون فقرات محیط آزمایشگاه مدرن تبدیل می شوند و عملکرد یکپارچه و نوآوری فناوری را تضمین می کنند.

مسیر پیش رو

در حالی که نیاز به آزمایشگاه های بزرگ گهرشناسی معمول بزودی از بین خواهند رفت، نیاز به ارزیابان آموزش دیده گهرسنگ ها افزایش خواهد یافت. شناسایی و درجه بندی گهرسنگ های قیمتی توسط هوش مصنوعی جایگزین نیاز به مکان هایی مانند آزمایشگاه های تجاری GIA، و IGI خواهند شد. اما هوش مصنوعی نمی تواند جایگزین یک ارزیاب گهرسنگ آموزش دیده شود. ظرافت های ارزیابی دارای متغیرهای بسیار زیادی است که یک الگوریتم هوش مصنوعی را نمی توان برای جایگزینی مغز انسان برنامه ریزی کرد. بنابراین، آینده گهرشناسی به عنوان یک مطالعه، بخشی از یک آموزش کلی برای ارزیابان گهرسنگ ها خواهد بود. این بدان معناست که برنامه های گهرشناسی مستقل بدون آموزش مناسب برای ارزیابی نیز منسوخ خواهند شد.

نتیجه گیری

گهرشناسی نوین، در حال پیشرو بودن در به کارگیری هوش مصنوعی برای بهبود و پیشرفت مطالعه گهرشناسی و ارزیابی گهرسنگ ها می باشد.

آینده ای روشن برای متخصصان صنعت گهرسنگ ها وجود دارد که شاهد نرخ رشد قابل توجه در جهان صادراتی است.

هدف اصلی برنامه های تحصیلی در رشته گهرشناسی، آموزش دانشجویان برای استفاده از فناوری های پیشرفته و یادگیری درجه بندی، ارزش گذاری و شناسایی گهرسنگ ها است.



سخن سردبیر کانی های صنعتی

آیا نمی شود عنوان کرد که کانیهای صنعتی بشر را از غار نشینی به اعماق کهکشانها رسانده است؟ با قدری تامل و مرور بسیار اجمالی از محصولات صنعتی تولید شده از کانیهای صنعتی، نقش هر یک از آنها در ارتقا زندگی بشر از غار نشینی تا زندگی امروزی، جوابگوی پاسخ این سوال خواهد بود.

ساینده ها (Abrasives)

ساینده ها که از کانیهای صنعتی ساخته می شوند از جمله الماس مصنوعی، کربندوم، گارنت و بسیاری دیگر در تهیه سرمته های حفاری و در صنایع دیگر به عنوان صیقل دهنده مورد استفاده قرار می گیرند. بدون آنها بشر قادر نبود به اعماق زمین به منظور دستیابی به منابع عمیق آب، ذخایر معدنی و هیدروکربور (نفت و گاز) نائل گردد.

مواد اولیه صنایع سرامیک (Ceramic raw materials)

مهمترین مواد اولیه صنایع سرامیک شامل فلدسپارها، خاکهای رس و ماسه های سیلیسی می باشند. بدون آنها، تولید سرامیک ها از آجر و محصولات ظروف چینی و کاشی گرفته تا ابرسرامیک های تشکیل دهنده قسمت های حساس بدنه و موتور فضاپیماها، هواپیماها و صنایع فضایی، امکان پذیر نبود.

صنایع شیمیایی (Chemical industry)

نقش بی بدیل کانیهای صنعتی اسپودمن، سیلویت، کلسیت، منیزیت، سولفات استرانسیم و غیره در صنایع شیمیایی غیر قابل انکار است.

مواد اولیه ساختمانی (Construction raw materials)

اهمیت اگرگات های سبک در ساخت ساختمان های سبک مقاوم در مقابل زلزله که می تواند جان هزاران و گاهی ده ها هزار انسان را درمقابل زلزله حفظ نماید. از اهمیت مواد اولیه سیمان همین بس که بدون آن هیچ جاده و پل و راه و ساختمان و کارخانه و سد و فرودگاهی قابل ساخت نبود. از اهمیت آندسته از کانیهای صنعتی که می توانند در ایزولاسیون ساختمانها به عنوان عایق گرما، سرما و صوت به کار روند که می توانند صرفه جویی فوق العاده و غیر قابل انکاری، در مصرف نفت و گاز و الکتریسیته ایجاد نمایند.

اهمیت سنگ های ساختمانی نما، سنگ های لاشه و خرد شده و سرباره ها در تولید بتن و استفاده از گچ در صنایع ساختمانی، دکوراسیون، سیمان و پزشکی (ارتوپدی) از اهمیت بالایی برخوردار است.

عناصر حیاتی (Critical Elements)

عناصر حیاتی (Critical Elements)، سرنوشت ساز زندگی امروز و آینده بشر از قبیل لیتیوم، بریلیوم، آلومینیوم، کروم، زیرکانیوم، سزیم، گالیوم، ژرمانیوم، اندیوم، نیوبیوم، رودیوم، روبیدیوم، سریوم، باریوم، تیتانیوم، منیزیم، منگنز، سیلیکا، گرافیت



و فلزات کمیاب خاکی که شامل پانزده عنصر سری لانتانیدهای جدول مندلیف بعلاوه ایتريوم و اسکاندیوم هستند از کانیهای صنعتی استخراج می گردند که در صنایع پیشرفته مورد استفاده قرار می گیرند. علاوه بر آن، این عناصر، دارای خصوصیات مغناطیسی، اپتیکی، الکترونیکی و حتی اتمی هستند، در مقابل حرارت مقاومند و برخی دارای خاصیت لومینسنس هستند که در صنایع پیشرفته متالورژی، سرامیک مورد استفاده قرار می گیرند و امروزه در موتور فضاپیماها، هواپیماها، صنایع الکتریکی، نظامی، فضایی، اتمی، پزشکی، الکترونیکی، اپتیک، پنل های انرژی خورشیدی، باتری های شارژشونده خودروهای الکتریکی، نمایشگر (مانیتور)ها، تلویزیونها و گوشیهای همراه دارای صفحات لمس نمایشی، تلسکوپ ها، جی پی اس، دوربین های حساس با قابلیت دید شب و روز، لامپهای کم مصرف و هزاران محصول صنعتی که امروز در اختیار بشر قرار گرفته، کاربرد دارند.

صنایع الکتریسته و اپتیکی (Electronic & Optical Industries)

نقش آندسته از کانیهای صنعتی که دارای خواص پیزو الکتروسیته و اپتیکی ویژه هستند همچون کوارتز، تورمالین، فلوریت، روتیل، شلیت و بسیاری دیگر در ساخت ابزارآلات الکترونیکی و اپتیکی بسیار دقیق، پیشرفت صنعتی غیر قابل انکاری را در ارتقا کیفیت زندگی بشر ایفا نموده است.

کودهای شیمیایی (Fertilizers)

کانیهای صنعتی حاوی عناصری چون پتاسیم، نیتروژن، کلسیم، منیزیم، استرانسیم، بر، آهن، منگنز و دیگر عناصر، در تولید کودهای شیمیایی از اهمیت بالایی برخوردارند. بدون آنها، تهیه غذای هشت میلیارد جمعیت زمین، امکان پذیر نبود.

پرکننده ها، فیلترها، جادب ها (Filler, Filters, Absorbents)

کانیهای صنعتی خانواده کائولن، بنتونیت، کلسیت، تالک، پرلیت و زئولیت و برخی دیگر در صنایع کاغذ، لاستیک، پلاستیک و فیلترها و دیگر تسویه گر ها از اهمیت بالایی برخوردارند. ۳۰٪ کاغذی مورد استفاده از پرکننده ها ساخته شده است و لمس زیر و نرم آن بستگی به جنس پرکننده (فیلر) آن دارد. تحمل حرارت ناشی از اصطکاک لاستیک هواپیما در برخورد به باند فرودگاه، مدیون پرکننده (فیلری) است که در آن به کار رفته است.

نقش فیلترها و مواد جاذب در صنایع آرایشی، بهداشتی و تسویه روغن ها ی خوراکی، آب میوه ها، نوشیدنی ها، روغنهای موتور و صنایع دیگر، از اهمیت ویژه ای برخوردار است.

گداز آورها (Fluxes)

نقش گداز آورهایی همچون فلدسپارهای پتاسیک و سدیک و فلوراسپار در تولید فرآوردهای صنعتی سرامیک و متالورژی در پایین آوردن درجه پخت و ذوب، باعث کاهش درجه پخت، کاهش سوخت مصرفی، افزایش عمر مفید کوره و کاهش زمان تولید می گردد که همگی باعث افزایش ارزش افزوده محصولات صنعتی می گردد.

ماسه های ریخته گری (Foundry Sands)

ماسه های ریخته گری نقش پراهمیتی در قالب گیری و تولید مصنوعات سرامیکی و متالورژیکی دارند.



گوهر سنگ ها (Gemstones)

گروهی از کانیهای صنعتی که دارای رنگ زیبا، زلالیت در رنگ، سختی بالا، سیستم بلوری (کریستالوگرافی) مناسب باشند، به عنوان گوهر سنگ هزاران سال است که توجه بشر را به خود جلب نموده اند. کشور ایران که از پتانسیل زمین شناسی بالایی در اکتشاف گوهر سنگها دارا می باشد.

مواد اولیه شیشه (Glass raw materials)

مواد اولیه معدنی چون سیلیکا، کربنات سدیم، کربنات کلسیم، فلدسپار، فلوئوریت و دیگر عناصر و کانیهای صنعتی مورد استفاده در صنایع تولید شیشه های بیرنگ و رنگین مورد استفاده در ساختمانها و شیشه های نوشیدنی تا ابرشیشه سرامیک های مقاوم امروزی مورد استفاده در صنایع فضایی و حتی شیشه های مقاوم در برابر گلوله، از اهمیت ویژه ای برخوردار است.

رنگدانه ها (Pigments)

عناصر و کانیهای که به عنوان رنگدانه در تولید سرامیک های با رنگ های دلپذیر مورد استفاده قرار می گیرند، از اهمیت زیادی برخوردار است.

دیرگذاها و یا نسوزها (Refractories)

به آن دسته از کانیهای صنعتی که قادر به تحمل حرارتهای بالاتر از 1500°C را دارند بدون اینکه از حالت جامد خارج شوند دیرگذا و یا نسوز می گویند که در پوشاندن لایه های داخلی کوره های پخت و ذوب به کار می روند. بدون کمک آنها، ذوب فلزات، تولید شیشه و ساخت سیمان، امکان پذیر نبود.

گلهای حفاری (Drilling Fluids)

کانیهای صنعتی عمدتاً بنتونیتی سدیک و باریت از مهمترین گلهای حفاری است که بدون آنها، دسترسی بشر به اعماق زمین جهت آب و نفت و گاز و معدن امکان پذیر نبود.

پس باید در کاربرد اهمیت کانیهای صنعتی، اندیشه ژرف داشت.

خسرو ابراهیمی



Standardization of Nishapur Turquoise with the Help of Artificial Intelligence and Advanced Gemmology Methods

Morteza Razmara¹, Mina Kariznoee²

¹Assistant Professor in Applied Gemmology and Industrial Minerals at Ferdowsi University of Mashhad

²M.Sc., in Applied Gemmology and Industrial Minerals, University of Ferdowsi, Mashhad

Abstract

An innovative method was developed to evaluate the feasibility of combining artificial intelligence (AI) and advanced methods to standardize high-quality turquoise from the Neyshabur mine. Initially, conventional methods in gem identification and artificial intelligence were used to identify turquoise, then advanced gemmological methods were used for standardization.

The gemmological characteristics of turquoise were determined with the help of digital image analysis and artificial intelligence (AI). This method relies on image processing by artificial intelligence (AI). 1600 digital image series of 18 samples from different areas of the Neyshabur turquoise mine were prepared and transferred to the database. The accuracy of turquoise gemstone identification using this method was 94%. With the help of XRD analyses, mineral identification, crystal structure determination, phase determination, and crystal particle size determination were possible. The average particle size of lower quality turquoise was 201.2 °Å and gem quality turquoise was 137.9 °Å calculated by Debye-Scherrer formula. The identified Raman peaks are in the ranges of 200 cm⁻¹, 400 cm⁻¹ and 1000 cm⁻¹. The peaks at 1031 cm⁻¹ and 1036 cm⁻¹ are related to phosphate vibrations, but the peaks in the range of 1-200 cm⁻¹ are probably related to water or hydroxyl vibrations in the structure. Turquoise samples examined by SEM showed that low quality turquoises contain Si and Ca elements in addition to their main elements.

Comparison of RAMAN, XRF, XRD and SEM analyses of turquoise from Neyshabur mine with turquoise from other regions of the world showed that turquoise from Neyshabur mine has its own unique XRD pattern that is significantly different from that of turquoise from other regions of the world. These differences are also clearly visible in RAMAN, XRF and SEM data analyses. This research showed that the turquoise gemstone from the Neyshabur mine (of gem quality) should be introduced as the world's standard turquoise reference.

Keywords: Reference standard turquoise, Neyshabur turquoise, artificial intelligence (AI), RAMAN, XRF, XRD and SEM.

استاندارد سازی فیروزه نیشابور با کمک هوش مصنوعی و روش‌های پیشرفته گهرشناسی

مرتضی رزم آرا^۱، مینا کاریز نویی^۲

^۱دانشیار گهرشناسی کاربردی و کانیه‌های صنعتی دانشگاه فردوسی مشهد

^۲کارشناس ارشد گهرشناسی کاربردی و کانیه‌های صنعتی دانشگاه فردوسی مشهد

چکیده

یک روش نوآورانه برای امکان‌سنجی تلفیق هوش مصنوعی (AI) و روش‌های پیشرفته جهت استاندارد سازی فیروزه‌های با کیفیت بالای معدن نیشابور ابداع گردید. در ابتدا از روش‌های رایج معمول در شناسایی گهرسنگ‌ها و هوش مصنوعی، جهت شناسایی فیروزه استفاده شد، سپس از روش‌های پیشرفته گهرشناسی جهت استاندارد سازی اقدام گردید.

گهرسنگ فیروزه با کمک تجزیه و تحلیل تصاویر دیجیتال و هوش مصنوعی (AI) از ویژگی‌های گهرشناسی مشخص شد. این روش بر پردازش تصاویر توسط هوش مصنوعی (AI) متکی است. ۱۶۰۰ سری تصویر دیجیتال از ۱۸ نمونه از مناطق مختلف معدن فیروزه نیشابور تهیه و به پایگاه داده منتقل شد. دقت شناسایی گهرسنگ فیروزه با استفاده از این روش ۹۴٪ بود. با کمک آنالیزهای XRD، شناسایی کانی، تعیین ساختار بلوری، تعیین فازها و اندازه ذرات بلوری، امکان پذیر گردید. میانگین اندازه ذرات فیروزه با کیفیت کمتر، $201/2 \text{ Å}$ و فیروزه‌های با کیفیت گهری $137/9 \text{ Å}$ توسط فرمول دبای شرر محاسبه شدند. پیک‌های رامان شناسایی شده در محدوده‌های 200 cm^{-1} ، 400 cm^{-1} و 1000 cm^{-1} می‌باشند. پیک 1031 cm^{-1} و 1036 cm^{-1} مربوط به ارتعاشات فسفات است، اما پیک‌های محدوده 200 cm^{-1} احتمالاً مربوط به ارتعاشات آب یا هیدروکسیل در ساختار است. نمونه‌های فیروزه بررسی شده توسط SEM نشان داد که فیروزه‌های نامرغوب علاوه بر عناصر اصلی خود، حاوی عناصر Si و Ca نیز می‌باشند.

مقایسه آنالیزهای XRD، XRF، RAMAN و SEM فیروزه معدن نیشابور با فیروزه‌های سایر مناطق دنیا نشان داد که فیروزه معدن نیشابور دارای الگوی XRD ویژه منحصر به فرد خود است که با الگو فیروزه‌های دیگر مناطق دنیا، تفاوت قابل توجهی نشان می‌دهد. این تفاوت‌ها در آنالیزهای XRF، RAMAN و SEM نیز به صورت بارزی، مشخص می‌باشند. این پژوهش نشان داد که گهرسنگ فیروزه معدن نیشابور (با کیفیت گهری)، باید به عنوان فیروزه استاندارد مرجع دنیا معرفی گردد.

کلمات کلیدی: فیروزه استاندارد مرجع، فیروزه نیشابور، هوش مصنوعی (AI)، XRD، XRF، RAMAN و SEM.

روشهای سنتی شناسایی گهرسنگها در پرداختن به نیازهای تحقیقاتی علوم گهرشناسی (به عنوان مثال، تعیین منشأ، آنالیزهای دلایل پیدایش رنگ) و تحولات دیجیتال صنعت گهرسنگ، به دلایل محدودیت های مهم، ناکارآمد شده اند: (۱) عدم وجود داده های استاندارد، فقدان مجموعه داده های بنیادی و قابلیت ضعیف تبادل داده ها (Zhang and Shi, 2025). در عصر کنونی داده های بزرگ، تکنیک های یادگیری ماشین و هوش مصنوعی مبتنی بر پایگاه های داده سنگ های قیمتی به عنوان یک حوزه پیشرفته گهرشناسی ظهور کرده اند. این پایگاه داده جدید که با فناوری کلان داده (کلان داده) پشتیبانی می شود، تحقیقات گهرشناسی، احراز هویت جواهرات، معاملات بازار و فعالیت های آموزشی را متحول خواهد کرد و نوآوری را در تحقیقات دانشگاهی و کاربردهای عملی تقویت خواهد نمود (Zhang and Shi, 2025).

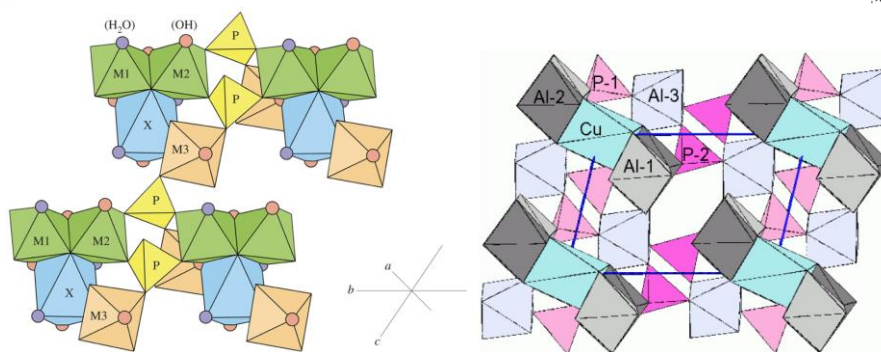
فیروزه در طبیعت در نتیجه فرآیندهای پیچیده بین سنگ میزبان حاوی فسفات آلومینیوم و مس و در اثر نفوذ آب های جوی از میان سنگ های غنی از آلومینیوم در حضور مس، اغلب در یک محیط خشک، تولید می شود (King 2002). تجزیه و تحلیل های شیمیایی نشان داده اند که عناصر اصلی تشکیل دهنده فیروزه CuO ، Al_2O_3 ، P_2O_5 ، Fe_2O_3 هستند (Kolitsch, 2000) و همچنین حاوی مقادیر کمی از Zn ، Ca ، Ba ، Sr ، Ti ، Si ، Mg ، As ، Mn و S به عنوان عناصر ناخالصی هستند (Mousavipak, 2020, Xueding, 2020).

کانی های گروه فیروزه، فسفات های آبدار با فرمول شیمیایی $\text{A}_{0.1}\text{B}_6(\text{PO}_4)_4\text{X}(\text{PO}_3\text{OH})_x(\text{OH})_{8.4}\text{H}_2\text{O}$ هستند. عناصری مانند Fe^{2+} ، Zn^{2+} ، Ca^{2+} و Cu^{2+} در موقعیت A و عناصر Fe^{3+} ، Al^{3+} ، Cr^{3+} و V^{3+} در موقعیت B جایگزین می شوند. اگر عنصر Cu به جای A و عنصر Al به جای B جایگزین شود، فیروزه با ترکیب شیمیایی $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_{8.4}\text{H}_2\text{O}$ تشکیل می شود (Jagannatha et al. 2006). جابجایی هر یک از عناصر در فرمول شیمیایی فیروزه باعث تغییر در خواص فیزیکی و حتی تغییر نوع کانی فیروزه می شود.

در ساختار فیروزه با فرمول شیمیایی $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_{8.4}\text{H}_2\text{O}$ ، چهاروجهی های $[\text{PO}_4]^{3-}$ و هشت وجهی های Al با به اشتراک گذاشتن پیوندهای O-H به هم متصل شده اند، در حالی که یون های Cu^{2+} در مکان های بینابینی ساختار بلوری قرار دارند و توسط چهار گروه (OH) و دو مولکول H_2O هماهنگ شده اند (شکل ۱). در ساختار بلوری فیروزه، کاتیون های Al^{3+} می تواند تا حدی توسط کاتیون های Fe^{3+} از طریق جایگزینی کامل ایزومورف جایگزین شود. عضو انتهایی غنی از آلومینیوم، فیروزه نامیده می شود، در حالی که عضو انتهایی غنی از آهن، پلانرایت می باشد (Liu et al., 2018).

عوامل داخلی اصلی مؤثر بر رنگ فیروزه، ترکیب شیمیایی، فشردگی ساختار و میزان آب جذب شده آن است (Guoq, 2014). آب جذب شده رنگ را تیره می کند (Webster, 1983). تخلخل بالا، سختی و رنگ را کاهش می دهد. ترکیب شیمیایی بسته به نوع و درصد عنصر، بر رنگ و حتی وزن مخصوص نیز تأثیر می گذارد.

مرغوب ترین فیروزه های جهان (به دلیل کیفیت رنگ، جلاپذیری و سایر ویژگی های گهرشناسی)، از معدن فیروزه نیشابور استخراج می شود، این معدن با داشتن فیروزه هایی با رنگ آبی ایرانی (Persian blue) از مشهورترین و بزرگترین معادن فیروزه جهان است. در این مطالعه، ساختار میکروکریستالی فیروزه های طبیعی با تلفیق تکنیک های ترکیبی هوش مصنوعی (AI) و نانومقیاس و روش های پیشرفته مورد بررسی قرار گرفتند.



شکل ۱) ساختار بلوری فیروزه: متشکل از زنجیره‌های زیگزاگی هشت‌وجهی در جهت محوری با یک چهاروجهی مشترک با چهار هشت‌وجهی آلومینیومی $[AlO_6]$ متصل به چهاروجهی $[PO_4]$ و هشت‌وجهی $[CuO_6]$ (Abdu et al., 2011).

مواد و روش‌ها

نمونه‌های فیروزه با کیفیت گوهری عالی و نیز فیروزه‌های با کیفیت‌های مختلف (خوب، متوسط و پایین) از معدن فیروزه نیشابور انتخاب شدند (شکل ۲). ابتدا با کمک روش‌های متداول شامل وزن مخصوص (SG) و میکروسکوپ گوهرشناسی نمونه‌های فیروزه مورد بررسی قرار گرفتند. در گام بعدی، از روش‌های پیشرفته آنالیز، ساختار فیروزه به کمک XRD، ترکیب شیمیایی آن با روش‌های XRF و ICP، از SEM جهت بررسی مورفولوژی و از طیف‌سنجی رامان (RAMAN) جهت تشخیص بلورینگی کانی‌ها، تمایز بین پلی‌مورف‌ها، تشخیص ناخالصی‌های یونی (مانند آهن) و نیز مطالعه پاراژنز کانی‌ها استفاده گردید.

نمونه‌های فیروزه نیشابور با دستگاه پراش اشعه ایکس (XRD) آزمایشگاه مرکزی فردوسی مشهد، مدل Explorer ساخت شرکت GNR ایتالیا، با دقت اندازه‌گیری ۰.۵٪ مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. نمونه‌ها در زاویه 2θ بین ۱۰ تا ۶۰ درجه اندازه‌گیری شدند. میانگین اندازه ذرات با فرمول دبای-شرر محاسبه شد.

علاوه بر این، نمونه‌ها، با میکروسکوپ کانفوکال رامان آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد مورد شناسایی قرار گرفتند. این دستگاه دارای سه طول موج (۴۵۷، ۵۳۲، ۷۸۵) و مجهز به آنالیزور نگاشت (mapping)، به منظور شناخت سریع نمونه‌ها بدون تخریب، براساس پیوندهای بین مولکولی انجام گردید. در این مطالعه از لیزر با طول موج ۷۸۵ استفاده شد. نمونه‌های فیروزه توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) و سیستم تفکیک انرژی (EDS) نیز مورد آنالیز قرار گرفتند.



شکل ۲) تصاویری از نمونه‌های فیروزه‌های نیشابور بررسی شده در این تحقیق.

نتایج و بحث

کانی‌های گروه فیروزه دارای بنیان‌های فسفاتی آبدار با فرمول $A_{0-1}B_6(PO_4)_4-x(PO_3OH)_x(OH)_8.4H_2O$ مشخص می‌شوند. عناصری همچون Fe^{2+} , Ca^{2+} , Zn^{2+} , Fe^{3+} در جایگاه A و عناصر Fe^{3+} , Al^{3+} , V^{3+} , Cr^{3+} در جایگاه B جایگزین می‌شوند. اگر به جای A عنصر Cu و به جای B عنصر Al بنشینند، فیروزه با ترکیب شیمیایی $CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8.4H_2O$ تشکیل می‌شود (Jagannatha et al., 2006). جابجایی هرکدام از عناصر در فرمول شیمیایی فیروزه، سبب تغییر خصوصیات فیزیکی و حتی تغییر کانی فیروزه می‌شود (جدول ۱). عنصر مس باعث رنگ آبی می‌شود. مقدار آب نیز بر رنگ آبی آن تأثیر گذار می‌باشد. آهن ممکن است جایگزین مقداری آلومینیوم شود که باعث رنگ سبز فیروزه می‌شود. ترکیب شیمیایی فیروزه با فرمول ایده آل $(CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8 \cdot 4H_2O)$ با فیروزه نیشابور و فیروزه آمریکا در جدول ۲ مورد مقایسه قرار گرفته‌اند.

جدول ۲) کانی‌های گروه فیروزه (King, 2002)

ترکیب شیمیایی	نام کانی
$(Fe^{2+}, Zn)Al_6(PO_4)_4(OH)_8.4H_2O$	آهلیت (Aheylite)
$Cu^{2+}Fe^{3+}(PO_4)_4(OH)_8.4H_2O$	کالکوسیدریت (Chalcosidrite)
$(Ca, Cu^{2+})Al_6(PO_4)_4(OH)_8.4-5H_2O$	کور یولیولاکتیت (<u>Coeruleolactite</u>)
$(Zn, Cu^{2+})Al_6(PO_4)_4(OH)_8.4H_2O$	فائوستیت (Faustite)
$Al_6(PO_4)_2(PO_3OH)_2(OH)_8.4H_2O$	پلانریت (Planerite)
$Cu^{2+}Al_6(PO_4)_4(OH)_8.4H_2O$	فیروزه (Turquoise)

جدول ۲) مقایسه ترکیب شیمیایی فیروزه نیشابور با فیروزه های آمریکا و فیروزه ایده آل $(\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O})$

فیروزه نیشابور	فیروزه با فرمول ایده آل (Foord and Taggart, 1998)	فیروزه آمریکا، ویرجینیا (Palache et al., 1951)	
	۳۴/۹۰	۳۴/۱۳	P_2O_5
	۳۷/۶۰	۳۶/۵۰	Al_2O_3
	-	۰/۲۱	Fe_2O_3
	۹/۷۸	۹/۰۰	CuO
	۱۷/۷۲	۲۰/۱۲	H_2O
	۱۰۰/۰۰	۹۹/۹۶	Total

^{1, 2}Mineral Data Publishing, 2005

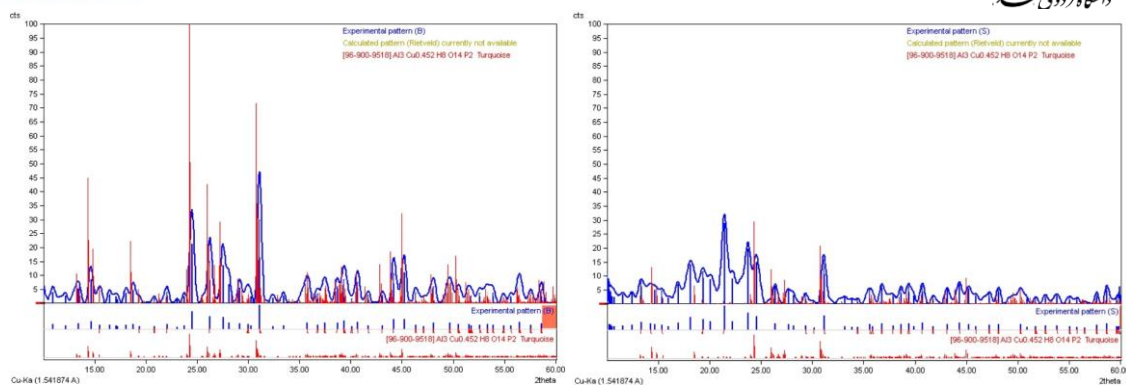
فیروزه در سیستم تریکلینیک، رده پیناکوئیدال و گروه فضایی $\text{P}\bar{1}$ متبلور می شود (Schaller, 1912 & Graham, 1948). معمولاً به صورت نهان بلور، توده ای (Massive)، گرهکی (nodular)، وجود دارد اما به ندرت، بلورهای ریز به وجود می آیند. به دلیل تخلخل یا قرار گرفتن در معرض هوازدگی سختی آن بین ۵ تا ۶ ممکن است متغیر باشد. چگالی آن هم 2.86، ولی در صورت توده ای بودن، کمتر می باشد. از آنجایی که فیروزه مات و نهان بلورین است، خصوصیات نوری آن را نمی توان با آزمایش های معمول گوهرشناسی اثبات کرد اما بلورهای آن دو محوره، مثبت هستند. رنگ آبی آسمانی فیروزه ای (مطلوب ترین رنگ عنوان گوهرسنگ)، محسوب می شود اما رنگ های آبی روشن، سبز مایل به آبی، آبی-سبز، سبز، سبز کم رنگ، سبز سیبی، سبز مایل به زرد؛ اغلب با ماتریس قهوه ای، سبز-خاکستری، خاکستری یا سیاه و با رنگ پس زمینه به عنوان تار عنکبوتی، نیز دیده می شود. ابعاد سلول واحد فیروزه های فیروزه نیشابور و فیروزه آمریکا در در جدول ۳ مورد مقایسه قرار گرفته اند.

با کمک آنالیزهای پراش پرتو ایکس (XRD)، شناسایی کانی، تعیین ساختار بلوری، تعیین فازها و اندازه ذرات بلوری، امکان پذیر گردید. پیک های آن در شکل ۳ نشان داده شده اند. میانگین اندازه ذرات فیروزه با کیفیت کمتر از $201/2 \text{ \AA}$ و فیروزه با کیفیت گوهری $137/9 \text{ \AA}$ توسط فرمول دمای شرر محاسبه شدند.

جدول ۳) مقایسه ابعاد سلول واحد فیروزه های فیروزه نیشابور و فیروزه آمریکا.

مقادیر در فیروزه آمریکا	مقادیر در فیروزه سبزرنگ نیشابور	مقادیر در فیروزه آبی رنگ نیشابور	مقادیر در فیروزه ایده آل	پارامتر
			$7.409 \text{ \AA}$	a
			$9.914 \text{ \AA}$	b
			$7.635 \text{ \AA}$	c
			111.356°	α
			114.973°	β
			69.532°	γ

Mineral Data Publishing (2005)



شکل ۳) مقایسه الگوی پراش پرتوی X نمونه با کیفیت گوهری فیروزه نیشابور، با الگوی پراش پرتوی X نمونه نامرغوب فیروزه نیشابور.

در جدول های ۴ و ۵، مقدار فاصله صفحات، زاویه پراش و شدت پراش پیروزه های مرغوب، نامرغوب و استاندارد، مورد مقایسه قرار گرفته اند. فیروزه مرغوب نیشابور به علت نظم ساختاری بیشتر و تخلخل کمتر، فاصله صفحاتش اندکی کمتر است، در حالی که در فیروزه استاندارد فاصله صفحات بلوری بیشتر است.

جدول ۴) مقایسه نتایج پراش پرتو ایکس (XRD) نمونه های فیروزه نیشابور.

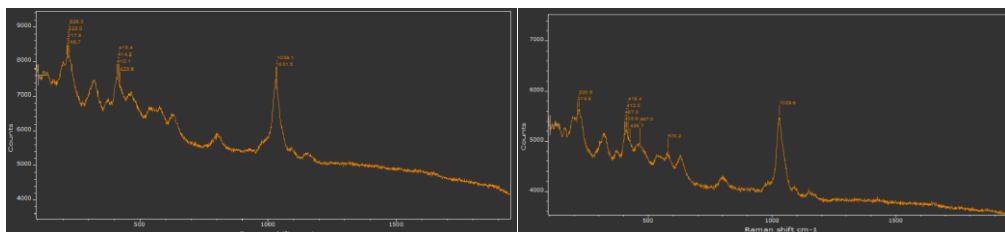
فیروزه ۳			فیروزه ۲			فیروزه ۱			فیروزه نیشابور با کیفیت گوهری		
I/I ₀	2θ	d	I/I ₀	2θ	d	I/I ₀	2θ	d	I/I ₀	2θ	D
100	24.16	3.68	100	24.03	3.70	100	24.03	3.70	100	21.46	3.14
80	30.69	2.91	100	30.53	2.92	60	26.74	3.33	68	23.75	3.74
70	14.34	6.17	70	26.91	3.31	60	30.55	2.92	53	31.13	2.87

جدول ۵) مقایسه داده های XRD فیروزه نیشابور با استاندارد معرفی شده

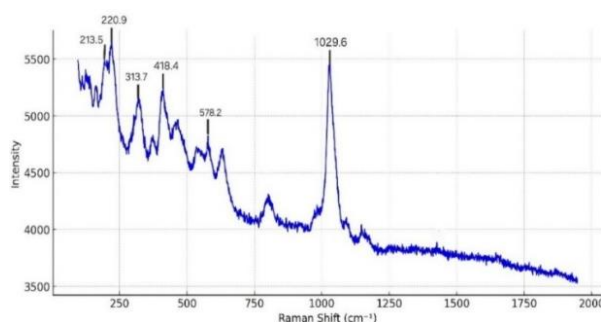
فیروزه استاندارد			فیروزه گچی با کیفیت پایین			فیروزه با کیفیت گوهری بالا			XRD
I/I ₀	2θ	d	I/I ₀	2θ	d	I/I ₀	2θ	d	
100	24.16	3.68	100	31.12	2.87	100	31.21	2.86	
80	30.69	2.91	71	24.52	3.63	89	24.66	3.61	
70	14.34	6.17	49	26.28	3.39	42	26.39	3.37	

نتایج آنالیز XRD، ۳ نوع فیروزه اصلی را نشان داد (شکل ۲: ۱) نمونه های رنگ آبی به عنوان فیروزه با کیفیت بالا، ۲) نمونه های رنگ سبز به عنوان فیروزه فرین و ۳) نمونه های رنگ روشن تا سفید به عنوان فیروزه گچی شناسایی شدند (جدول ۱). ترکیب نمونه های رنگ آبی مشابه است و فرمول شیمیایی آن $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ است. ترکیب نمونه های رنگ سبز نیز مشابه است (با جایگزینی Fe). اما در نمونه های رنگ روشن تا سفید ۳ فاز شناسایی شد.

در مطالعه رامان، از لیزری با طول موج ۷۸۵ استفاده شد. پیک‌های شناسایی شده در محدوده‌های ۲۰۰، ۴۰۰ و ۱۰۰۰ هستند. پیک‌های 1031 cm^{-1} و 1036 cm^{-1} مربوط به ارتعاشات فسفات هستند، پیک‌های محدوده 200 cm^{-1} احتمالاً مربوط به ارتعاشات آب یا هیدروکسیل در ساختار هستند. پیک‌های 314 cm^{-1} – 412 cm^{-1} بیشتر مربوط به ارتعاشات ساختاری مانند خمش و کشش گروه‌های فلز-اکسیژن (مثلاً Cu-O، Al-O) و OH یا مولکول‌های آب هستند (شکل ۴). (شکل ۵).

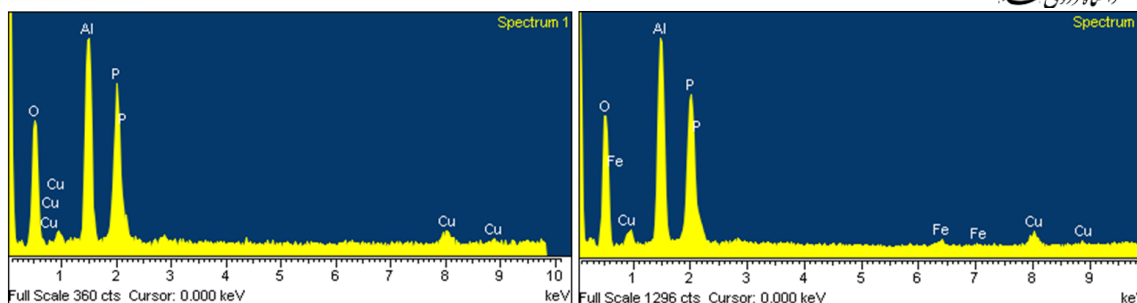


شکل ۴) مقایسه طیف های رامان فیروزه نیشابور با کیفیت گوهری با طیف رامان فیروزه نامرغوب نیشابور.



شکل ۵) مقایسه طیف‌های رامان فیروزه نیشابور و طیف رامان استاندارد

نمونه‌های فیروزه توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) و سیستم تفکیک انرژی (EDS) آنالیز شدند. فیروزه نامرغوب علاوه بر عناصر اصلی خود، حاوی Si و Ca نیز می‌باشد (شکل ۶). Si می‌تواند از پلاژیوکلازهای موجود در سنگ منشا فیروزه (آندزیت) باشد. کلسیم نیز ممکن است یک ناخالصی باشد که سبب کمرنگ شدن و نامرغوب شدن فیروزه شده است، پس برای رسیدن به فیروزه مرغوب، عنصر کلسیم باید از ساختار آن حذف گردد. بررسی‌های ریزساختاری SEM نشان داد که پیروزه‌های مرغوب نیشابور دارای بافت متراکم، تخلخل کم و چیدمان منظم‌تر بلورها هستند، درحالی‌که نمونه‌های نامرغوب، تخلخل زیاد، شکستگی‌های ریز، حفرات میکرومتری و حضور قابل توجهی از مواد ثانویه را نشان می‌دهند. داده‌های EDS (شکل ۶) نیز به‌خوبی این تفاوت را تایید کرده و غلظت بالاتر عناصر Cu، Al و P را در نمونه‌های مرغوب و افزایش عناصر فرعی مانند Ca، Si و Mg را در نمونه‌های گچی و کم‌کیفیت نشان داد. وجود این عناصر فرعی و تخلخل بالا، دلیل اصلی کاهش جلاپذیری، افت کیفیت رنگ و شکنندگی نمونه‌های نامرغوب است.



شکل ۶) نتایج EDS مربوط به فیروزه نامرغوب (راست) و فیروزه مرغوب با کیفیت گوهری (چپ)

نتایج ICP نیز اختلاف قابل توجهی در غلظت عناصر اصلی و فرعی بین نمونه‌های مرغوب و نامرغوب نشان داد. مقادیر بالاتر CuO ، Al_2O_3 و P_2O_5 در نمونه‌های با کیفیت گوهری، نشان‌دهنده خلوص بیشتر فاز پیروزه بوده، در پیروزه‌های آبی رنگ غلظت عنصر اصلی فسفر و عنصر ناخالص روی و در پیروزه‌های سبز رنگ غلظت عنصر فرعی آهن بیشتر است؛ همچنین با افزایش مقدار آلومینیوم، رنگ پیروزه کاهش می‌یابد. این نتایج کاملاً با مشاهدات XRD و SEM-EDS سازگار بود. مقایسه‌ی الگوهای رامان و XRD فیروزه نیشابور با داده‌های منتشر شده از فیروزه استاندارد نشان داد که فیروزه نیشابور دارای الگوی کانی‌شناسی منحصر به فرد و قابل تشخیصی است (جدول ۶).

جدول ۶) مقایسه داده‌های XRD و Raman فیروزه نیشابور با فیروزه استاندارد.

Method		Blue	Chalky	Standard
XRD	d_{100}	2.86	2.87	2.68
	d_{80}	3.61	3.63	2.91
	d_{70}	3.37	3.39	6.17
Raman	200	220.9	222	223.4
	300	313.7	326.3	324.2
	400	418.4	412.2	413.4
	1000	1029.6	1029.6	1035.8

نتیجه‌گیری

مقایسه‌ی الگوهای رامان XRD، SEM، XRF و فیروزه نیشابور با داده‌های منتشر شده از فیروزه‌های مصری، آمریکایی و چینی نشان داد که فیروزه نیشابور دارای الگوی کانی‌شناسی منحصر به فرد و قابل تشخیصی است و می‌تواند به عنوان یک مرجع استاندارد جهانی مورد استفاده قرار گیرد. این ویژگی‌ها، همراه با بافت متراکم، رنگ آبی جذاب ایرانی و قدمت معدن فیروزه نیشابور، دلیل شهرت جهانی فیروزه نیشابور است. در مجموع، نتایج این مطالعه تأیید می‌کند که فیروزه نیشابور از نظر ترکیب، ساختار و ریزساختار ویژگی‌های متمایزی دارد و می‌تواند به عنوان مدل استاندارد فیروزه طبیعی در جهان معرفی شود. مقایسه آنالیزهای XRD، XRF، RAMAN و SEM فیروزه معدن نیشابور با فیروزه‌های سایر مناطق دنیا نشان داد که فیروزه معدن نیشابور دارای الگوی XRD ویژه خود است که با الگو فیروزه‌های دیگر مناطق دنیا، تفاوت قابل توجهی نشان می‌دهد. این تفاوت‌ها در آنالیزهای XRF، RAMAN و SEM نیز به صورت بارزی، مشخص می‌باشند. این پژوهش نشان داد که فیروزه با کیفیت گوهری معدن نیشابور، باید به عنوان مرجع استاندارد فیروزه دنیا معرفی گردد.



References

- Abdu, Y. A.; Hull, S. H.; Fayek, M. And Hawthorne, F. C. (2011) The turquoise-chalcosiderite $\text{Cu}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ solid-solution series: A Mössbauer spectroscopy, XRD, EMPA, and FTIR study. *American Mineralogist*, Volume 96, pages 1433–1442.
- Cid-Dressner, H. (1965) Determination and refinement of the crystal structure of turquoise, $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. *Zeits. Krist.*, 121, 87–113.
- Foord, E.E. and J.E. Taggart, Jr. (1998) A reexamination of the turquoise group: the mineral aheylite, planerite (redefined), turquoise and coeruleolactite. *Mineral. Mag.*, 62, 93–111.
- King, J. R (2002) Mineral explained, Turquoise. *Geology Today*, Vol. 18, No. 3.
- Kolitsch, U. and Giester, G. (2000) The crystal structure of faustite and its copper analogue turquoise.
- Jagannatha Reddy .B, Ray L. Frost, Matt L. Weier and Wayde N. Martens (2006) Ultraviolet-visible, near infrared and mid infrared reflectance spectroscopy of turquoise.
- Liu, X.; Lin, C.; Li, D.; Zhu, L.; Song, S.; Liu, Y.; Shen, C. (2018) Study on Mineralogical and Spectroscopic Characteristics of Turquoise from Hami, Xinjiang. *Spectrosc. Spectr. Anal.* 38, 1231–1239.
- Mousavipak, N. (2020) Physico-chemical characterization of Iranian turquoise: a tentative to trace middle-eastern turquoise-bearing artifacts.
- Palache, C., H. Berman, and C. Frondel (1951) Dana's system of mineralogy, (7th edition), v. II, 946–951.
- Schaller W.T. (1912) Crystallized Turquoise from Virginia.
- Xueding Wang and Ying Guo (2020) The impact of trace metal cations and absorbed water on colour transition of turquoise.
- Zhang, Y.; Shi, G. (2025) Big Data and AI-Enabled Construction of a Novel Gemstone Database: Challenges, Methodologies, and Future Perspectives. *Minerals*, 15, 1149.

Varieties of corundum (sapphire) occurrences in Iran, study on UV- VIS spectroscopy.

Marzieh Ghaderpour ¹, Mohammadali Mackizadeh ^{*2}, Mehdi Ranjbar³, Zahra Alami Nia⁴

¹Geology Center of the University

^{2*}Associate Professor, Department of Geology, Isfahan University

³Associate Professor, Department of Physics, Isfahan University of Technology

⁴Associate Professor, Ferdowsi University of Mashhad

Abstract

Three different Varieties of corundum (sapphire) occurrences in Iran is investigated. They are outcropped in three different geologic environments including: A) syenitic pegmatites of Alvand batholite (Hamadan area). B) Metamorphic rocks (Metabauxite) of Central Iran and C): Advanced argillic alteration related to epithermal systems. They are characterized mainly by following mineral assemblages:

A: Corundum + k- feldspar + quartz, tourmaline + muscovite + spinel

B: Corundum + diaspore + chlorite + ilmenite

C: Quartz + sericite

A) In pegmatites of Alvand batholite the metasomatic process have been engaged in sapphire in association with spinel formation. There are likely desilification processes for spinel-corundum generation. Mineralization which is formed as phenoblasts in association with spinel.

B) Corundum veinlets which are developed in metabauxide show most gem quality.

C) In Alvand argillic alteration the desilicification processes are provided the suitable conditions for corundum depositions.

Pegmatite and metabauxite occurrences are characterized by gem quality corundum. Some UV-VIS spectroscopic data of those sapphires are also presented in the paper.

Keywords: corundum: syenite-pegmatite, Hamadan, Central Iran



Authors retain the copyright. This is an open access article distributed under Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC BY 4.0).

<https://doi.org/10.22067/gemiran.2026.48061>

پیدایش انواع یاقوت کبود (Sapphire) در ایران زمین، (برخی نکات پتروگرافی و مطالعه ویژگی‌های طیف‌سنجی UV- visible)

مرضیه غدیرپور^۱، محمدعلی مکی زاده^{۲*}، مهدی رنجبر^۳، زهرا اعلمی نیا^۴

۱- مرکز گوه‌رشناسی دانشگاه اصفهان marzieh.ghadirpour@gmail.com

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان mackizadeh44@gmail.com

۳- دانشیار، دانشکده فیزیک، دانشگاه صنعتی اصفهان ranjbar@iut.ac.ir

۴- دانشیار، دانشگاه فردوسی مشهد alaminia.geo@gmail.com

چکیده

رخداد کانی شناختی کوندوم (سافایر) در سه نقطه از ایران زمین مورد بررسی قرار گرفته است که در سه محیط زمین شناسی متفاوت رخمون یافته اند. الف) پگماتیت‌های سینیتی باتولیت الوند (همدان)، ب) دگرگونه های متابوکسیتی و ج) دگرسانی های گرمابی (آرژیلیک پیشرفته) وابسته به سامانه های اپی ترمال ایران مرکزی. همیافتی های کانی شناسی این سه نقطه عمدتا به شرح زیر است:

Alvand pegmatite: Corundum + k- feldspar + quartz, tourmaline + muscovite + spinel

Metabauxite: Corundum + diaspare + chlorite + ilmenite

Advanced argillic alteration: Quartz + sericite

الف) پگماتیت های سینیتی فرایندهای دگرنهادی منجر به شکل گیری فنوبلاست های کوندوم در همراهی با اسپینل شده است. روابط پاراژنتیکی کانیها نشان می‌دهد که شکل گیری اسپینل- کوندوم در ارتباط با واکنش های تاخیری احتمالی سیلیس زدایی بوده است. ب) کوندوم به شکل رگچه‌ای در زمینه متابوکسیت بهترین مورد گوهری را نشان می‌دهد. ج) در دگرسانی آرژیلیک پیشرفته واکنش های سیلیس زدایی شرایط مناسبی را برای نهشت کوندوم داده است.

رخدادهای پگماتیتی و متابوکسیتی از دیدگاه کیفیت گوهری (gem quality) قابل توجه هستند. در این تحقیق نخستین بار ویژگی های طیفی (UV-visible) کانی شناسی سافایرها در آزمایشگاه نیز مورد بررسی اجمالی قرار گرفته‌اند.

واژه های کلیدی: کوندوم، سینیت پگماتیت، همدان، ایران مرکزی.

مقدمه

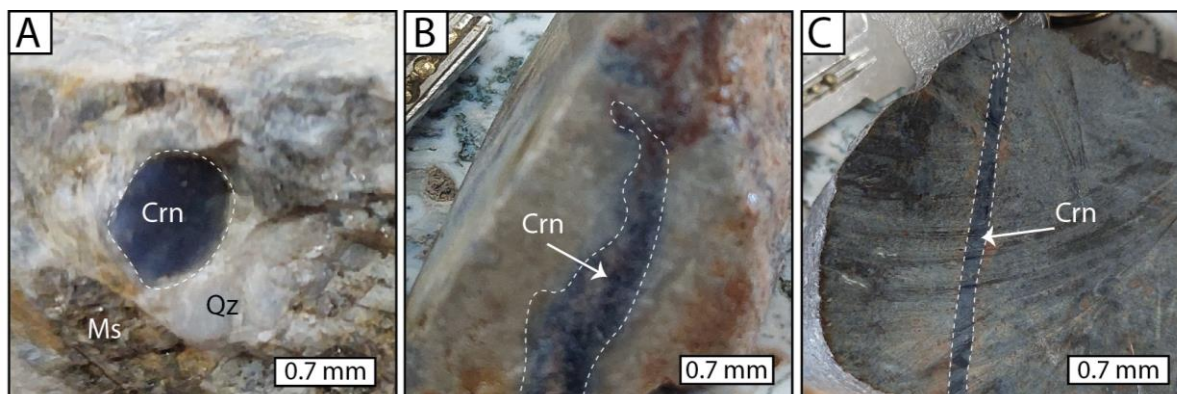
کانی گوهری سافایر (Sapphire) به گروه کوندوم (Al_2O_3) تعلق دارد. سافایر بر اساس رنگ به انواع آبی، صورتی، زرد، سبز، سفید، بنفش، سیاه و ستاره‌ای دسته‌بندی می‌شود. پیدایش کوندوم از نظر ژنتیکی با محیط‌های دگرگونی و آذرین فقیر از سیلیسیم و غنی از آلومینیوم ارتباط دارد (Simonet et al, 2008). کانسارهای گوهری کوندوم همواره مورد توجه کانی‌شناسان بوده است، بیشتر منابع کوندوم که ارزش اقتصادی دارند از هوازدگی و حمل مکانیکی ذخایر اولیه شکل گرفته است (Guliani et al, 2014). منابع کوندوم معروف نوع آذرین بصورت زنوکریست در بازالت‌های آلوکالی و یا مگاکریست در پگماتیت‌های سینیتی رخ می‌دهند. سنگهای دگرگونی بویژه واکنش‌های میان سیال و سنگ دیواره منابع پراهمیت‌تری برای کوندوم هستند (Hughes

(et al, 2017). بعنوان نمونه با وجود توزیع جهانی قابل ملاحظه سنگ‌های غنی از کربنوم، تا به حال چهار کانسار در جنوب آمریکا شناسایی شده است. سه تای آنها با فرایندهای رسوبی مکانیکی (نوع پلاسری) تشکیل شده و در برزیل قرار دارند. هر چهار کانسار سافایر در سال ۲۰۰۳ توسط شرکت اکسپلریبرگ کشف شده‌اند (Berg and Tidy, 2009). از رخداد کانی گوهری یاقوت کبود (Sapphire) در ایران زمین، در پگماتیت‌های الوند همدان گزارشاتی چاپ شده است (سپاهی و همکاران، ۱۳۹۹ و (Sadeghi et al, 2022). در این توده نفوذی سافایرهای چرخ ارا به ای مانند (trapiche like) مشاهده شده است (Panczer et al, 2018). این پژوهش حاضر بر آن است که دو مورد گزارش نشده دیگر از سرزمین عزیزمان را معرفی نماید. این دو مورد از ایران مرکزی بوده که با خاستگاه‌های کاملاً متفاوت (دگرگونی و هیدروترمال) هستند.

روش تحقیق

پس از انجام عملیات صحرایی از همدان و دو منطقه از ایران مرکزی، نمونه‌های متعددی با ساخت‌های متفاوت با میزان شفافیت مناسب جمع آوری شد. نخست نمونه‌های دستی گرفته شده از رخنمون‌ها مورد بررسی فیزیکی قرار گرفتند (شکل ۱). در ادامه مطالعات پتروگرافی نمونه‌ها توسط برش‌های نازک در نور پلاریزه (Olympus B×60) انجام گرفت. همزمان نمونه‌های تراش گوهری از نمونه‌ها در آزمایشگاه، از دیدگاه ویژگی‌های گوهری بررسی شدند. در ادامه نیز آنالیزهای XRD, FESEM, SEM, XRF بر روی نمونه‌ها در آزمایشگاه‌های گوهرشناسی دانشگاه اصفهان و آزمایشگاه مرکزی دانشگاه صنعتی انجام شد. سپس از بخش‌های مورد نظر، مطالعات طیف‌سنجی، نمونه‌ها با دستگاه Phystec Spectrometer MA-2500 مورد تجزیه قرار گرفتند.

برای تحریک نمونه‌ها از چشمه نور لامپ هالوژن استفاده شده است. طیف‌های به دست آمده تابش از نمونه‌ها ناشی از چشمه نور هالوژن است.



شکل ۱- نمونه‌های دستی از سنگ در بردارنده سافایر، A: سافایر در پگماتیت، همدان، B: سافایر در متابوکسیت، ایران مرکزی، C: رگچه سافایر در دگرگونه‌های ایران مرکزی

ویژگی‌های کانی شناسی

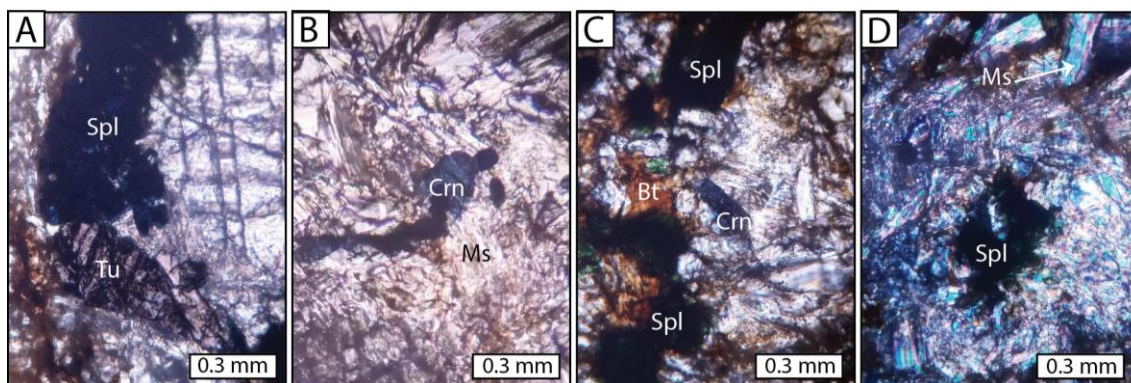
- زمین شناسی کانی سازی کربنوم در منطقه همدان

کربنوم‌های آبی رنگ (سافایر) در مجموعه آذرین الوند در پگماتیت‌های سینیتی یافت می‌شوند. کوه الوند، یکی از شمالی ترین قله‌های رشته کوه زاگرس واقع در شهرستان همدان و توپسرکان است. رشته کوه الوند از کوه‌های غربی ایران و جزء پیش کوه‌های داخلی زاگرس است و با پیدایش جنبش کوه‌زایی زاگرس در ارتباط است. الوند توده‌ای ژرف‌سنگی است. ژرف‌سنگ‌ها (باتولیت‌ها) با نفوذ در پوسته سنگ‌های اطراف خود را دگرگون کرده این دگرگونی سنگ‌ها در اطراف ژرف‌سنگ الوند به شعاع هفت کیلومتر

وجود دارد. لایه‌هایی که بر روی ژرف‌سنگ الوند قرار داشته بر اثر فرسایش از بین رفته و توده به صورت سنگ‌های گرانیتی بیرون آمده‌است. سافایرهای همدان در نمونه دستی بصورت پراکنده در متن سنگ قابل مشاهده هستند. این بلورها عمدتاً نیمه شکلدار و کمتر شکلدار هستند. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد در نمونه‌های پگماتیت میزبان کانی سازی، مجموعه کانیایی زیر شاخص هستند.

Microcline + quartz + plagioclase + k- feldspar (orthoclase) + muscovite + corundom + spinel +
 tourmaline + apatite + biotite

در مطالعات میکروسکوپی عمدتاً بلورهای شفاف آبی رنگ کروندوم با هاله‌ای از میکا و در زمینه‌ای از فلدسپار و کوارتز دیده می‌شود (شکل ۲- A و B). در این میان، اسپینل (هرسی نیت) نخستین گزارش از همیافتی آن در کانسار گوهری سافایر همدان است. آنچه مسلم است در آغاز واکنش‌های کلاسیک دگرنهادی (متاسوماتیکی) منجر به شکل‌گیری کروندوم به شکل فنوبلاست-های پراکنده (anhedral to subhedral) شده‌اند و در ادامه واکنش‌های تاخیری مسکویت‌ها با مرزهای ناتعادلی کروندوم‌ها را احاطه کرده‌اند. اسپینل‌ها سبز رنگ (PPL) هستند و در همیافتی نزدیک با کروندوم و مسکویت مشاهده می‌شوند (شکل ۲- C و D).



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپ پلاریزان (XPL, PPL×100) از همیافتی کانیایی کروندوم (Crn)، اسپینل (Spl)، مسکویت (Ms) و تورمالین (Tu) در پگماتیت الوند.

۱- ایران مرکزی

۱. رخداد سافایر در سنگ‌های دگرگونی (شرق ایران مرکزی)

کروندوم (سافایر) گوهری در سنگ دگرگون (متابوکسیت) روی داده است. کانی سازی کروندوم به دو شکل رگچه ای تا ضخامت پنج میلی‌متر (شکل ۱- C) و جانشینی پراکنده در زمینه سنگ (شکل ۱- B) دیده می‌شود: همیافتی کروندوم عمدتاً با مجموعه کانیایی زیر است:

Corundum + diaspore + chlorite + quartz + ilmenite

شواهد پتروگرافی بوضوح جانشینی بلورهای کروندوم (phenoblast) در زمینه با همیافتی کانیایی (فیلوسیلیکاته) گرگ‌های عموماً نیمه گرد شده (patchy) دیده می‌شوند. در مواردی شیخ بافت پیروزولیتی (gohst texture) بوکسیت اولیه توسط کانی-سازی حفظ شده است (شکل ۳- A و B).

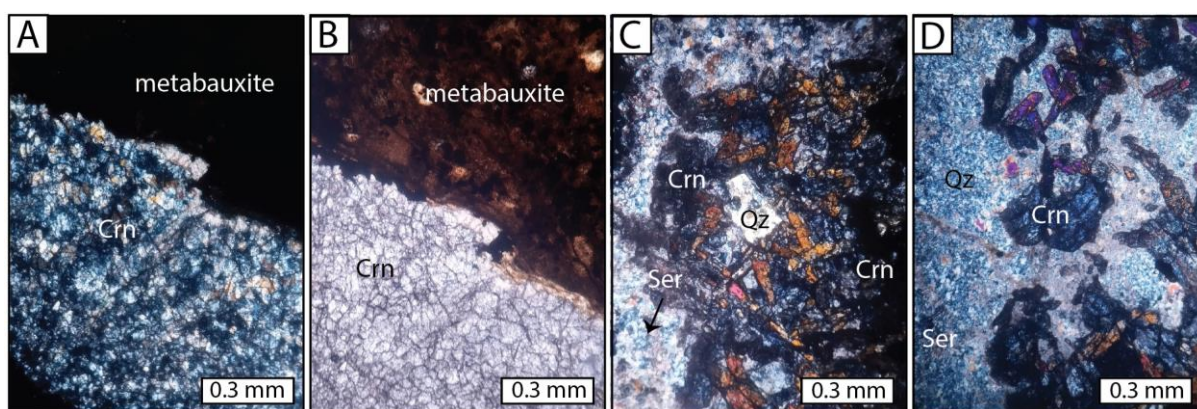
۲. رخداد سافایر در سنگ‌های دگرسان شده (ایران مرکزی)

سنگ‌های ولکانیک سنوزوئیک ایران مرکزی همواره سوژه مطالعاتی کانی سازی اپی ترمال و دگرسانی‌های گرمایی وابسته بوده است. مطالعه سنگ‌های دگرسان در ارتباط با کانی سازی طلا (در یک محدوده اکتشافی) رخداد سافایر را نشان داده است.

شکلهای ۳-C و ۳-D، بازمانده میکروساختار سنگ دگرسان شده نوعی سنگ ولکانیک اسیدی را نشان می‌دهد که بطور کامل دچار دگرسانی سیلیسی-سریسیتی شده است. در مشاهدات میکروسکوپی فنوکریست‌های کوارتز از سنگ ولکانیک اولیه (قبل از دگرسانی) در زمینه‌ای از کوارتزهای دانه ریز و سریسیت مشاهده می‌شوند. کروندم به شکل بلورهای نیمه شکلدار تشکیل فنوبلاست‌های مستقل تا مجتمع را در زمینه داده است. آنچه مسلم است آبشویی (leaching) هیدروترمالی Al و تمرکز آن در این نوع دگرسانی می‌تواند یکی از نمودهای دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (advanced argilic) باشد (XPL, PPL×100-400).

در پتروگرافی پیدایش کردوم عمدتاً با همیافتی زیر نشان داده است:

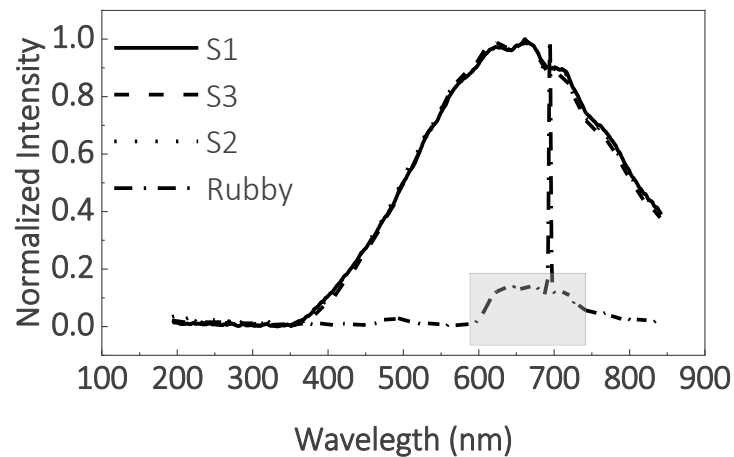
Quartz + sericite



شکل ۳. A و B: بخشی از یک رگچه کردوم در زمینه دانه ریز متابوکسیت (XPL, PPL×100)، C و D: همبندی کانیایی کردوم، سریسیت و کوارتز در ولکانیک دگرسان (XPL, PPL×100)

بررسی طیف‌های لومینسانس

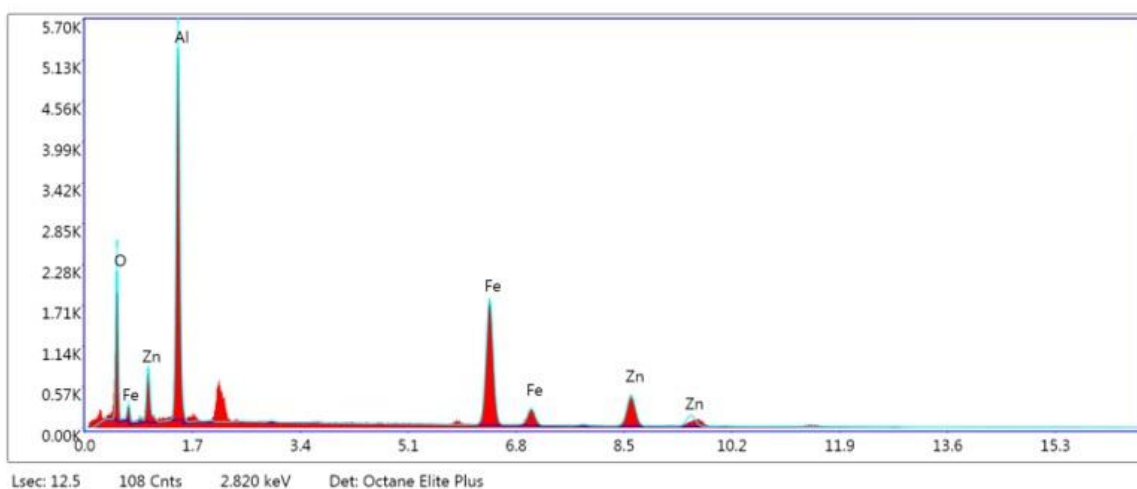
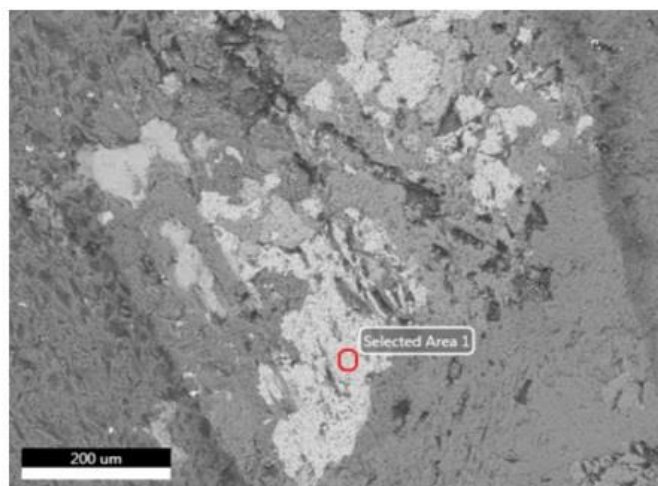
شکل ۴ طیف‌های لومینسانس در بازه ۲۰۰-۸۰۰ nm از نمونه‌های S1 تا S3 را نشان می‌دهد. برای مقایسه بهتر یک نمونه یاقوت طبیعی تک کریستال از مجموعه آزمایشگاه گوهرشناسی، نیز طیف نگاری شده است. یاقوت طبیعی یک نوار پهن از حدود ۶۰۰ nm تا ۷۲۰ nm دارد که بر روی آن یک قله بسیار تیز در طول موج ۶۹۶ nm از خود نشان می‌دهد. منشأ این تابش یون‌های فلزی ذوب شده در ساختار اکسید آلومینیم است. این تابش در سه نمونه دیگر (S1-S3) مشاهده نمی‌شود. این نشان دهنده تفاوت در منشأ نورتابی در این سه نمونه در مقایسه با نمونه یاقوت طبیعی است. احتمالاً ساختار بین بلوری در این سه نمونه طیف نورتابی را گسترده‌تر کرده است. بنابراین یک تفاوت ذاتی بر اساس یافته‌های اپتیکی بین نمونه‌ها و یاقوت طبیعی وجود دارد که منشأ آن نیاز به مطالعات بیشتری دارد.



شکل ۴. نتایج طیف‌های نورتایی نمونه‌های S1 تا S3 و مقایسه آن با نمونه یاقوت طبیعی

تجزیه میکروسکوپ الکترونی گسیل میدانی (FESEM) از کربندوم

دستگاه FESEM از اعضای خانواده میکروسکوپ الکترونی روبشی می باشد که جهت بررسی ویژگی‌های سطحی و مورفولوژی نمونه‌های گوهری استفاده می‌شود. مزیت آن نسبت به آنالیز SEM، قدرت تفکیک به مراتب بهتر آن بدلیل منبع تولید الکترون انتشار میدانی است. اگر دستگاه مجهز به آشکارساز EDS باشد علاوه بر تصویربرداری از سطح نمونه، داده‌های مربوط به عناصر تشکیل دهنده نمونه نیز قابل استخراج می‌باشد (شکل ۵).



Element	Weight %	Atomic %	Net Int.	Error %	Kratio	Z	A	F
O K	17.32	33.79	985.21	7.96	0.0780	1.1196	0.4023	1.0000
AlK	35.48	41.05	3241.56	6.56	0.1706	1.0124	0.4745	1.0010
FeK	32.14	17.96	1997.15	2.04	0.2982	0.8967	0.9994	1.0355
ZnK	15.06	7.19	558.76	3.47	0.1310	0.8668	0.9786	1.0255

شکل ۵. تجزیه میکروسکوپ الکترونی گسیل میدانی (FESEM) از کروندوم

در موارد نادری، مشاهدات پتروگرافی سافایر (تک بلور) کاملاً بی شکل (anhedral) در زمینه بلور درشت فلدسپار (آلکالی) را نشان داده است. بطوری که می‌توان چنین برداشت کرد که سافایر از فروپاشی مستقیم فلدسپار مطابق واکنش زیر شکل گرفته است. در واقع می‌توان فرایند سیلیس زدایی (desilicification) تحت هجوم سیالات گرمایی را در این واکنش دخیل دانست. هم راستایی نسبی سطوح بلوری سافایر با سطوح کلیوازی فلدسپار این جانشین را تایید می‌کند. مسکویت همچنین با بافت روزنه ای (interstitial) فضای خالی بین بلورهای درشت فلدسپار را پر کرده است. بلورهای اسپینل بی شکل هستند و در مواردی به شکل هسته ای برای تشکیل کروندوم عمل کرده اند در تایید این مورد می‌توان بافت همپوشانی (over growth) کروندوم بر اسپینل را در نظر گرفت که در مشاهدات پتروگرافی مشهود است. تورمالین به مقدار ناچیز (trace) در همراهی با مجموعه مسکویت + اسپینل + کروندوم دیده می‌شود.

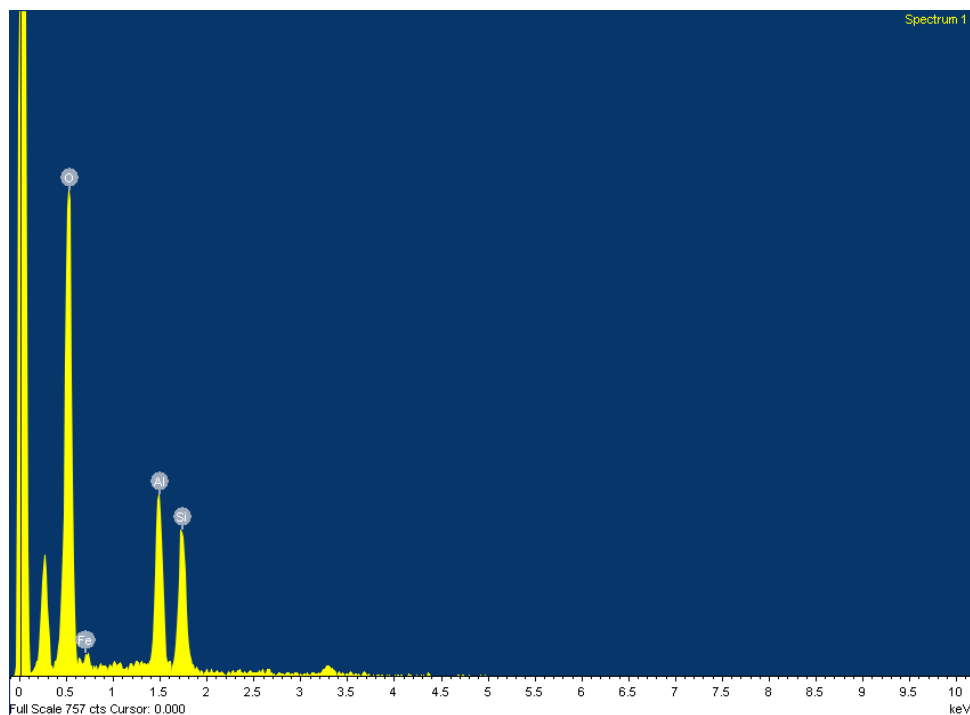
روابط بافتی نشان می دهد که تشکیل آن ناشی از متاسوماتیسم بر (B) و مقدم بر تشکیل اسپینل و کروندم است.
 $Muscovite + H_2O = Corundum + liquid$

در نمونه های مورد پتروگرافی بطور کلی شواهد بافتی شامل روابط پراژنتیکی کانی ها خاستگاه کروندم مطابق جدول زیر نشان می دهد.

گامه ها کانی ها	I	II (Boron metasomatism)	III	IV	VI V (K- metasomatism)
آلکالی فلدسپار	-				
کوارتز	-				
تورمالین		-			
اسپینل			-		
کروندوم (سافایر)				-	
مسکویت					-
بیوتیت					-

Stage Minerals	I	II B- Metasomatism	III Desilification process	VI	V
Alkali feldspar	-				
Quartz	-				
Tourmaline		-			
Spinel			-		
Corundum				-	
Muscovite				-	
Biotite					-

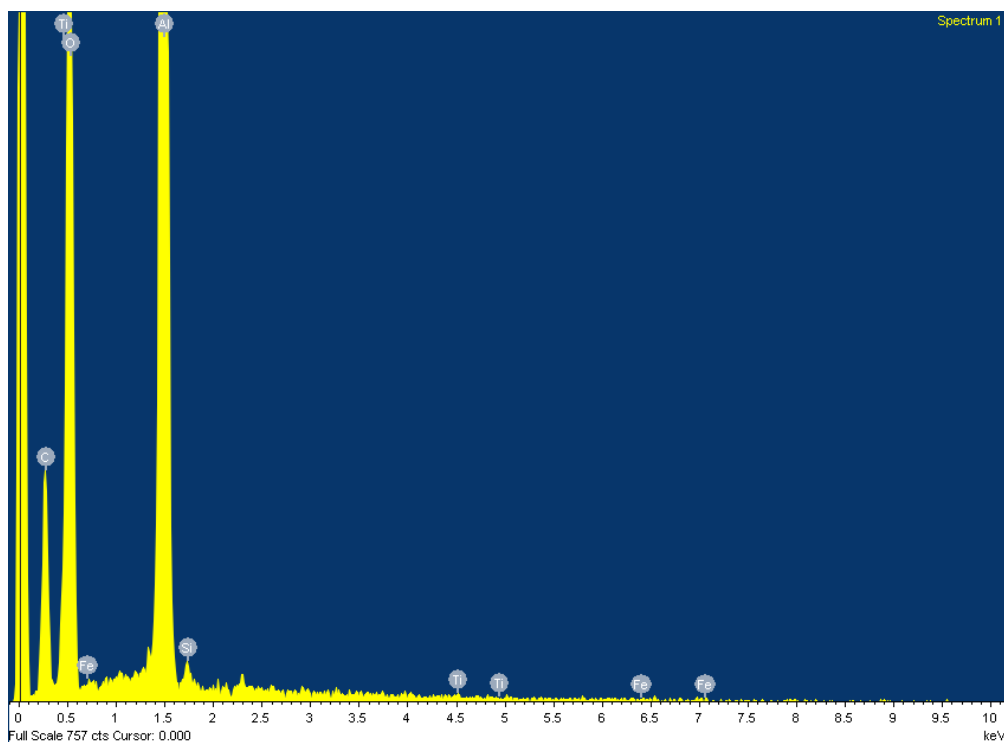
Hamedan



Element	App	Intensity	Weight%	Weight%	Atomic%	
	Conc.	Corn.		Sigma		
O K	2.45	1.9668	1.25	0.04	71.45	
Al K	0.33	0.9859	0.34	0.02	11.36	
Si K	0.26	0.9407	0.27	0.02	8.84	
Fe L	0.24	0.4586	0.51	0.09	8.35	
Totals			2.37			

تصویر ۶. جدول آنالیز (EDS) منطقه همدان

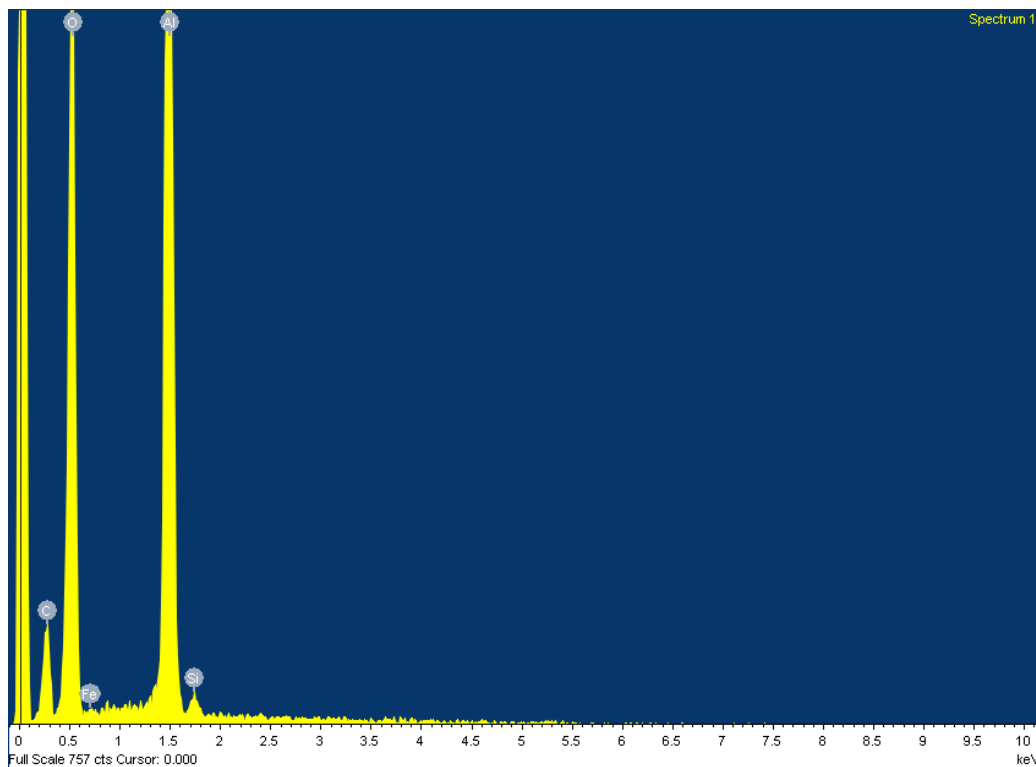
Tabas



Element	App	Intensity	Weight%	Weight%	Atomic%	
	Conc.	Corn.		Sigma		
C K	1.03	0.5874	1.75	0.09	31.97	
O K	4.47	1.3151	3.41	0.08	46.63	
Al K	2.78	1.0757	2.58	0.04	20.92	
Si K	0.01	0.8737	0.02	0.01	0.12	
Ti K	0.01	0.7910	0.02	0.02	0.08	
Fe L	0.03	0.4437	0.07	0.11	0.27	
Totals			7.84			

تصویر ۷. جدول آنالیز (EDS) منطقه طبس

Torbat



Element	App	Intensity	Weight%	Weight%	Atomic%	
	Conc.	Corn.		Sigma		
C K	0.42	0.5738	0.73	0.06	22.41	
O K	3.58	1.4970	2.40	0.06	55.44	
Al K	1.64	1.0620	1.54	0.03	21.11	
Si K	0.02	0.8722	0.03	0.01	0.36	
Fe L	0.04	0.4301	0.10	0.09	0.68	
Totals			4.79			

تصویر ۸. جدول آنالیز (EDS) منطقه تربت

سه رخداد مختلف زمین‌شناسی از یاقوت کبود در ایران مرکزی نشان دهنده احتمال زیاد وقوع و اکتشاف این کانی قیمتی هستند. در این میان سنگ‌های پگماتیتهای باتولیت الوند (بویژه پگماتیتهای فقیر از سیلیس یا سینیتی) از نقطه نظر اکتشاف یاقوت کبود با کیفیت گوهری و اسپینل سبز (هرسی‌نیت) قابل توجه هستند. رخداد یاقوت کبود به شکل رگچه‌ای (veinlet) و پراکنده (disseminated) در بوکسیت‌های دگرگون شده را نباید از نظر دور داشت. از این میان، تنها رخداد رگچه‌ای کیفیت گوهری (gem quality) نشان داده است. علاوه بر این در دگرسانی‌های گرمابی (advanced argillic) فقیر شدگی دگرنهادی (metasomatic) از سیلیس در مرحله نهایی دگرسانی منجر به شکل‌گیری کربندوم (یاقوت کبود) فاقد کیفیت گوهری شده است.

منابع

- سپاهی، علی اصغر؛ وحیدپور، حامد؛ معانی جو، محمد و سلامی، صدیقه ۱۳۹۹. پتروگرافی، ژئوشیمی و سن سنجی پگماتیت های حاوی سافیر و گرانیتوئیدهای منطقه شانه زر (جنوب خاكو، همدان، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، مجموعه مقالات صفحه ۳۸-۴۴.
- Berg, K., Tidy, E., 2009. In: Descubrimiento de zafiros en Chile. XII Congreso Geológico Chileno, pp. 20–23.
- Gaston Giuliani, Daniel Ohnenstetter, Anthony E. Fallick Lee Groat, Andrew J. Fagan, 2014. The geology and genesis of gem corundum deposits, Mineralogical Association of Canada Short Course 44, Tucson AZ, February, p. 29-112.
- Gerard Panczer, Niloofar, Mousavipak, and Geoffray Rionday, New trapiche-like sapphires from Hamadan (Iran), 2018. Vol. 20, EGU2018-1628, Vol. 20, EGU2018-1628.
- Hughes, R.W., Manorotkul, W., Hughes, E.B., 2017. Ruby & Sapphire: A Gemologist's Guide. RWH Publishing.
- Sadeghi, H., Mahmoudi, Sh., Jafari, M.R. and Arian, M.A., 2022. Petrogenesis of the Khaku pegmatites corundum-bearing in the margin of Alvand granite complex, and its comparison with important worldwide ruby and sapphire deposits. Journal of Economic Geology, 14(3): 123–154. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.77895.1050>.
- Simonet, C., Fritsch, E., Lasnier, B., 2008. A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration. Ore Geol. Rev. 34 (1–2), 127–133. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.09.002>.



Chondrite meteorites from Central Iran: preliminary researches on petrography and mineralogy

^{1*}Mohammadali Mackizadeh, Marzieh Ghaderpour ²

^{1*}Associate Professor, Department of Geology, Isfahan University

²Geology Laboratory of the Isfahan University

Abstract:

Petrographic and ore mineralogy have been done on chondrite samples which is found by meteorite hunters from Central Iran Deserts (Kavirs). The thin and polish samples studied by polarizing microscope (Gemology and Meteorite lab Geology Dept. University of Isfahan). The following mineral assemblage mainly have been detected:

Olivine + orthopyroxene + opaque minerals (troilite + Fe oxyhydroxide + Fe- Ni metal)

Chondrites are in milimeter size and are characterized by variety of microstructures (texture) including: porphyritic, microgranular, radial and barred

By using FESEM the mineral chemistry of components are determined studying the textures of chondrules could help to interpret the petrologic processes engaged in their formation

Keywords: Meteorites, Chondrite, Petrography, Texture, Central Iran Deserts



Authors retain the copyright. This is an open access article distributed under Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC BY 4.0).

<https://doi.org/10.22067/gemiran.2026.48062>

شهابسنگ‌های کندریتی ایران مرکزی: پژوهش‌های مقدماتی سنگ شناسی (پتروگرافی، مینرالوگرافی)

محمدعلی مکی زاده*^۱، مرضیه غدیرپور^۲

۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان mackizadeh44@gmail.com

۲- آزمایشگاه گوهرشناسی دانشگاه اصفهان marzieh.ghadirpour@gmail.com

چکیده

پژوهش‌های پتروگرافی و مینرالوگرافی بر روی نمونه‌های برش نازک و پولیش شهابسنگ (Chondrite) یافت شده (گستره کویرهای ایران مرکزی) توسط میکروسکوپ پلاریزان در PPL و XPL انجام شد. کندریت‌ها عمدتاً شامل مجموعه مینرالی زیر هستند:

Olivine + orthopyroxene + opaque minerals (troilite + Fe oxyhydroxide + Fe- Ni metal)

کندریول‌ها در اندازه میلی متری با تنوعی از بافت (میکروساختار) دیده می‌شوند که از آن جمله هستند: پورفیری، میکروگرانولار، شعاعی، نواری.

با بهره‌گیری از آنالیزهای FESEM مینرال شیمی کندریت‌ها نیز بررسی شدند. در نهایت پتروگرافی و مینرال شیمی کندرول‌ها فوق از دیدگاه پترولوژی فرایندهای موثر در تکوین کندریت‌ها قابل تفسیر و تحلیل خواهند بود.
واژه‌های کلیدی: شهابسنگ، کندریت، پتروگرافی، میکروساختار، کویرهای ایران مرکزی

مقدمه

شهابسنگ‌ها قطعات سنگی از خاستگاه کمربند سیارکی، ماه و مریخ و یا بازمانده دنباله دارها هستند. پژوهشگران زیادی (Yin and Dai, 2021; Sears 2004; Weisberg et al., 2006) به مطالعات سنگ شناختی شهابسنگ‌ها پرداخته‌اند. ادبیات شهابسنگی

نیز اخیراً در ایران زمین گسترش یافته است (درویش زاده، ۱۳۹۷ حاج علیلو، ۱۴۰۳) کندریت‌های رایج فراوان ترین (Ordinary chondrites) فراوان ترین شهابسنگ‌ها می‌باشند که در ایران زمین توسط مشتاقان همواره مورد پی جویی بوده‌اند. در این میان مطالعه آکادمیک آنها با آنالیزهای پتروگرافی و مینرالوگرافی توسط سنگ شناسان (petrologists) انجام می‌شود. این پژوهش به بررسی‌های کانی‌شناسی و میکروساختاری چندی از کندریت‌های یافت شده (Find) در کویر لوت پرداخته است (شکل ۱). موضوعی که کمتر به آن پرداخته شده است (Pour khorsandi et al., 2019) حیدری از محققین، به مطالعه کندریت‌های کویر لوت و شرق اصفهان (سبکتکین، ۱۳۹۹) پرداخته‌اند.



شکل ۱- جایگاه جغرافیایی عمده کندریت‌های یافت شده توسط آذر موسایی

روش تحقیق

نمونه‌های مورد مطالعه از مجموعه شخصی (۲۵۰ عددی) خانم موسایی از شهرستان زرنند (کرمان) می‌باشند که از منطقه عمومی کویر لوت گردآوری شده‌اند. برش‌های نازک و پولیش (thin section) و پولیش (polish section) توسط میکروسکوپ پلاریزان با نور عبوری-انعکاسی (BX-60) در آزمایشگاه گوهرشناسی و شهابسنگ دانشگاه اصفهان مطالعه شدند. برای آنالیزهای مینرال شیمی از میکروسکوپ الکترونی روبشی SEM و گسیل میدانی (FESEM) به ترتیب در دانشگاه‌های اصفهان و صنعتی اصفهان استفاده شده است.

بحث

کندرول‌ها (chondrules) به خوبی در نمونه‌ها مشهود هستند و عمدتاً از الیوین و پیروکسن (ارتوپیروکسن: انستاتیت) تشکیل شده‌اند تصاویر (۲ و ۳). کندرول‌ها در اندازه‌های مختلف (حداکثر تا قطر ۲ میلی متر) مشاهده می‌شوند. برخی از ویژگی‌های مینرالی (مورفولوژی) و میکروساختاری کندرول‌ها به شرح زیر هستند:

Variety of chondrule textures:

Porphyritic olivine and pyroxene Chondrule

Radial pyroxene

Granular olivine and Pyroxene

Barred olivine

Cryptocrystalline Chondrule

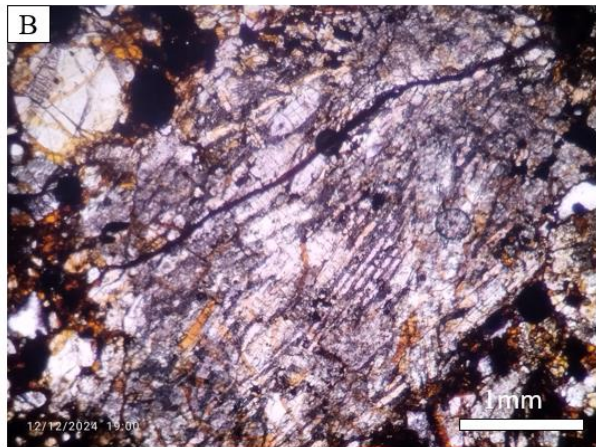
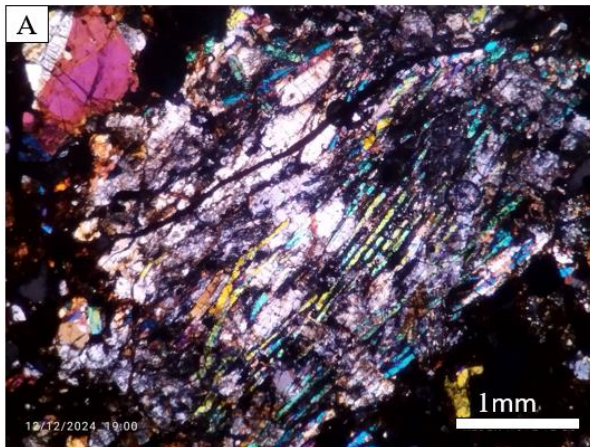
Poikilitic pyroxene and olivine

Granular olivine and pyroxene

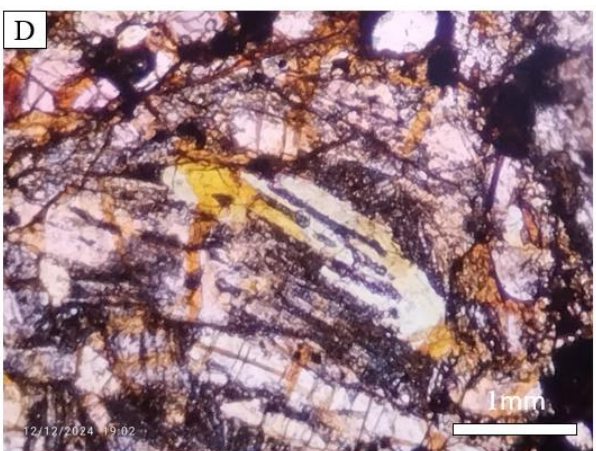
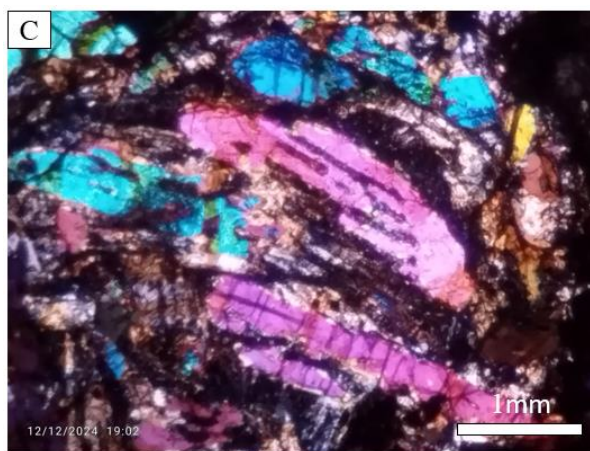
Resorbed margins Olivines

Inter growth Olivine – glass

Monocrystalline olivine chondrule



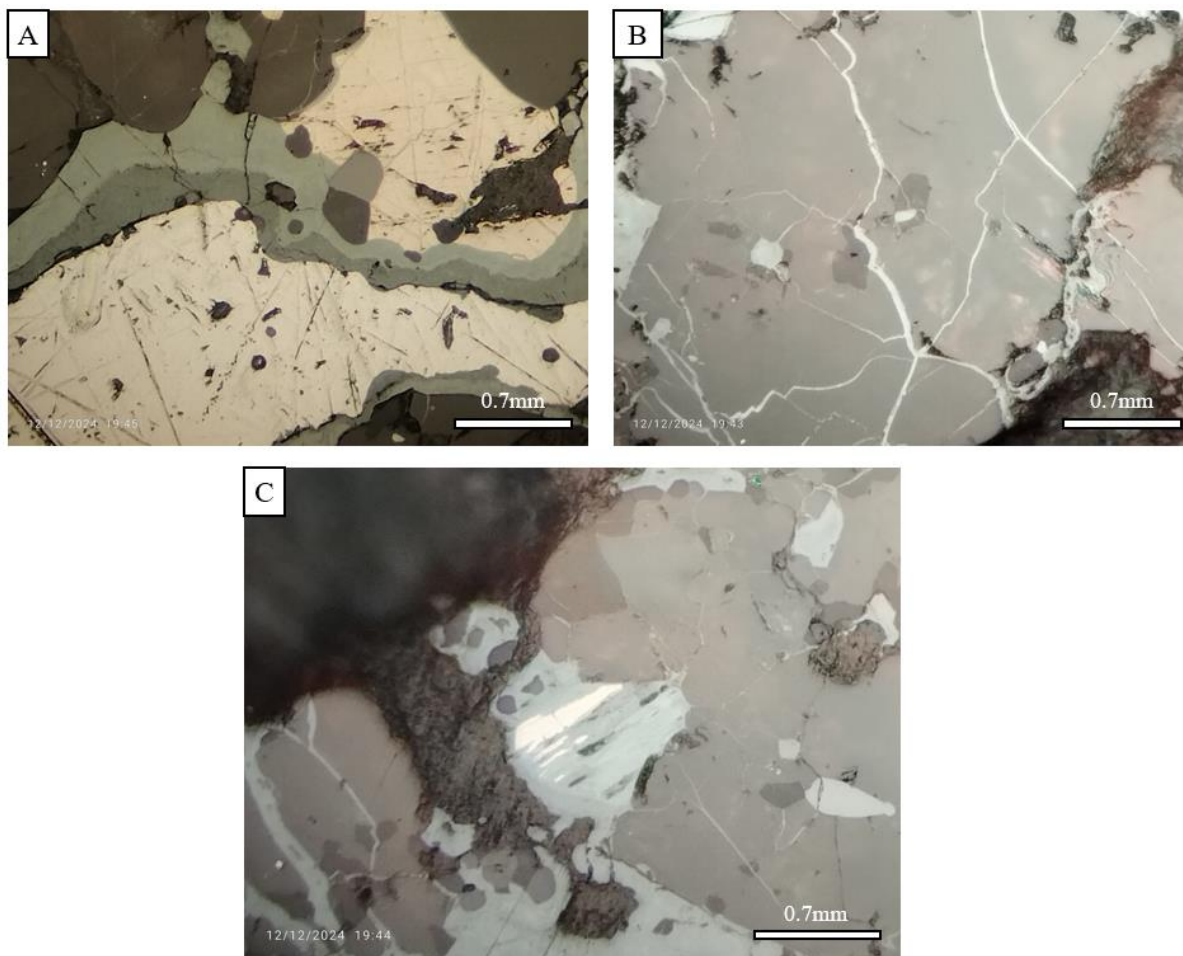
شکل ۲- هم رشدی الیوین‌های نواری با پیروکسن در کندریول (XPL, PPL×40 (×3.6)



شکل ۳- الیوین با حواشی بازجذب در کندریول (XPL, PPL×40 (×3.6)

در جستجوهای مینرالوگرافی نیز موارد میکروساختاری زیر مشهود می باشند (تصاویر ۴A-C).

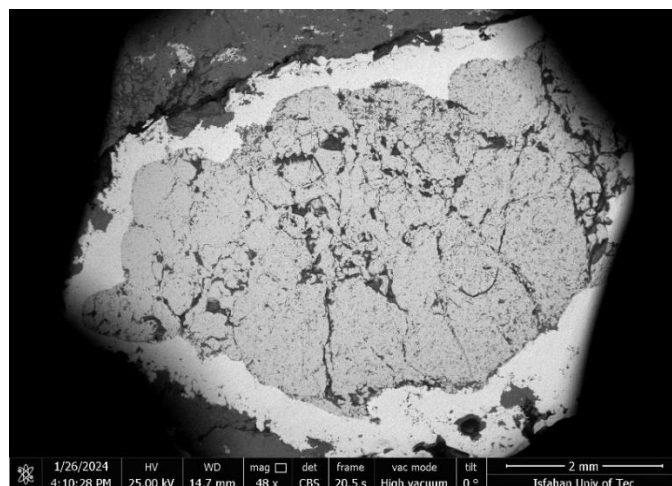
- Overgrowth texture (sulphide and metal phase)
- Relict texture (sulphide and Fe- Oxy hydroxide)
- Stock work and oriented veinlets of Fe- Oxy hydroxide



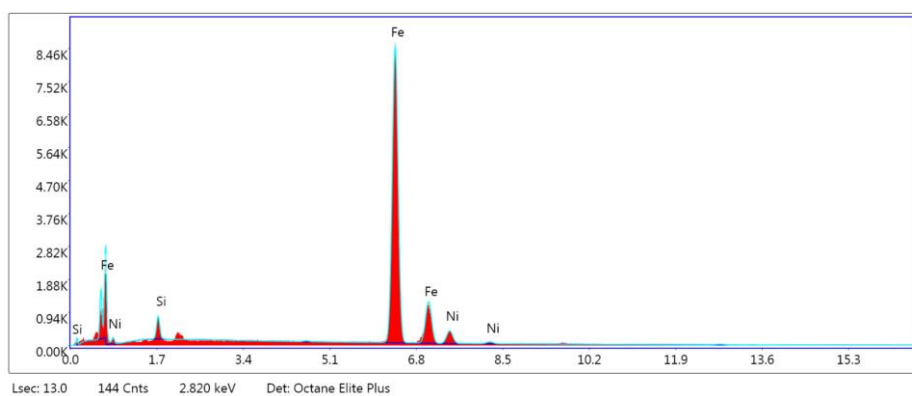
شکل ۴- A- بافت رگچه های متقاطع (stockwork) از اکسی هیدروکسید آهن ($\times 3.6$) PPL $\times 40$. B- جانشینی بخشی فاز سولفیدی (ترویلیت) و فلزی توسط اکسی هیدروکسید آهن از حاشیه ($\times 3.6$) PPL $\times 40$ - C- جانشینی بخشی فاز سولفیدی توسط اکسی هیدروکسید آهن ($\times 3.6$) PPL $\times 100$.

در راستای مطالعه کانی‌های اپاک که عمدتاً شامل متال (Fe, Ni metal) و ترویلیت (FeS) هستند به اشکال پراکنده (disseminated) در زمینه دیده می شوند، بافت پوششی یا همپوشانی (overgrowth texture) از متال بر روی ترویلیت نیز در مواردی مشاهده می شود. این بافت از دیدگاه فرایند گوگرد زدایی (desulfurization) سولفید آهن و شکل گیری نسل دیگر از متال، قابل توجه و تفسیر است (تصاویر ۵ و ۶ و ۷).

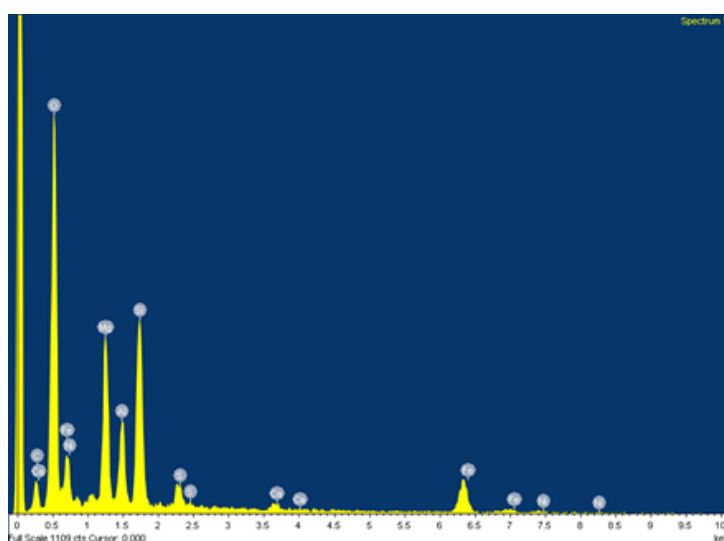
کانه های فوق بی شکل (anhedral) هستند. اکسیداسیون تاخیری در محیط آبدار سبب تشکیل اکسی هیدروکسید آهن به اشکال سویدومورف (جانشین متال یا ترویلیت) و رگچه ای در زمینه شده است.

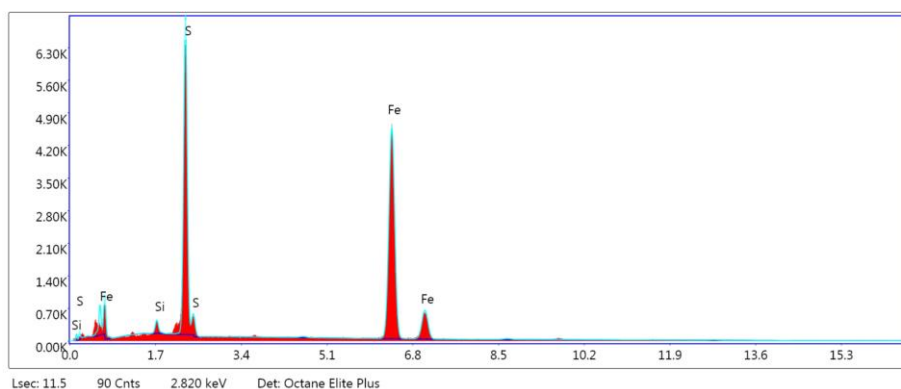


شکل ۵- همپوشانی فاز فلزی (Fe,Ni metal) بر روی فاز سولفید (ترویلیت) تصویر BSE.



شکل ۶) آنالیز EDS بخش فلزی (Fe,Ni) در حاشیه.





شکل ۷- آنالیز فاز سولفیدی (EDS) (ترویلیت) در مرکز

جدول ۸- آنالیز (EDS) فاز متال (Fe,Ni) پراکنده در زمینه

Element	Weight %	Atomic %	Net Int	Error %	Kratio	Z	A	F
SiK	2.49	4.85	375.46	8.48	0.0131	1.116	0.4700	1.0029
FeK	91.84	89.87	9086.7	1.35	0.8991	0.971	1.0013	1.0066
NiK	5.67	5.28	417.34	5.78	0.0501	0.987	0.8896	1.0049

جدول ۸- آنالیز (EDS) فاز متال (Fe,Ni).

Standard Element	App	Intensity	Weight%	Weight%	Atomic%
	Conc.	Corrn.		Sigma	
C K	0.27	0.5355	0.51	8.02	14.58
O K	3.95	1.6280	2.42	38.04	52.14
Mg K	0.59	0.9406	0.63	9.91	8.95
Al K	0.31	0.9248	0.33	5.19	4.23
Si K	0.68	0.9478	0.72	11.32	8.81
S K	0.08	0.9503	0.08	1.26	0.91
Ca K	0.03	1.0121	0.03	0.47	0.27
Fe L	0.79	0.5308	1.49	23.43	9.22
Ni L	0.08	0.5313	0.15	2.36	0.89
Totals			6.36	100	

نتیجه گیری

کانی‌های سازنده کندریول‌ها مشاهده شده عمدتاً الیوین (فورستريت) و پیروکسن می‌باشند. ولی گوناگونی بافت (میکروساختار) در آنها مشاهده می‌شود که بررسی آنها داده‌های ارزشمندی از چگونگی پیدایش و شکل‌گیری آنها از ابر گردوغبار اولیه (Nebula) خاستگاه سامانه خورشیدی و در نهایت شکل‌گیری سیارک‌ها و سیارات سنگی (asteroids and rocky planets) به ما خواهد داد.

این مقاله پیش درآمدی است بر آغاز مطالعه پتروگرافی (سنگ نگاری) شهاب سنگ های ایران زمین.

منابع

- سبکتکین، ف.، ۱۳۹۹. سنگ نگاری و کانی شناسی شهابسنگ‌های کندریتی پلایای گاوخونی و مناطق شرقی اصفهان. پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، ۱۰۳ صفحه.
- حاج علیلو، ب.، ۱۴۰۳. اصول و مبانی شهابسنگ شناسی ۲۷۶ صفحه.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۹۷. شهابسنگ‌ها، انتشارات امیرکبیر، ۲۳۵ صفحه.
- Pourkhorsandi, H., Gattacceca, J., Rochette, P., Massimo d'Orazio, Kamali, H., et al.. Meteorites from the Lut Desert (Iran). *Meteoritics and Planetary Science*, 2019, 54 (8), pp.1737-1763.
- Sears, D.W.G. 2004. The origin of Chondrules and chondrites, Cambridge University press.
- Yin, F. and Dai, D. 2021. Petrology and mineralogy of the Vinales meteorite, the latest fall in Cuba, *Science progress* vol. 104 (2) 1-12.
- Weisberg, M.K. McCoy, T. J. and Krot, A.N. 2006. Meteorites and the early solar system II. University of Arizona press, 19-52.



Geochemistry and Origin of the Hamedan Chromium Reserve, Northwest Iran

Zahra Gholami^{*1}, Bizhan Etemadi

^{*1}Earth Sciences Department, Faculty of Sciences, Shiraz University

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shiraz University

Abstract:

The mineral corundum (a type of blue sapphire) is found in the central section of composite aplitepegmatite dikes (pegmatites with a combination of syenite), associated with the Elund plutonic suite in the Hamadan region. All aplite and pegmatite samples are highly aluminum-rich and are of type S granite. Chemical earth studies indicate an increase in Al_2O_3 and K_2O with a decrease in SiO_2 in corundum-bearing pegmatites. The increase in the Al_2O_3/TiO_2 ratio indicates that element Al in the high-temperature fluid containing alkaline elements was extracted and enriched in the final metasomatic fluids by forming polymers such as Na-Al-Si-O from the melt. The chemical composition matching of corundum in the Hamadan region on the diagram separating types of primary corundum ($FeO - Cr_2O_3 - MgO - V_2O_3$) versus $FeO + TiO_2 + Ga_2O_3$) confirms its metasomatic origin and direct crystallization from alkaline melt for the formation of this deposit.

Keywords: Corundum, Sapphire, Metasomatism, Composite dikes, Pegmatite, Sanandaj-Sirjan.



Authors retain the copyright. This is an open access article distributed under Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC BY 4.0).

<https://doi.org/10.22067/gemiran.2026.48063>

زمین شیمی و خاستگاه ذخیره کروندوم همدان، شمال غرب ایران

زهرا غلامی^{۱*}، بیژن اعتمادی^۲

^۱بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

^۲دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

چکیده

کانی کروندوم (نوع سفایر آبی) در بخش مرکزی دایکهای آپلیتی-پگماتیستی مرکب (پگماتیتهای با ترکیب سینیتی)، مرتبط با مجموعه پلوتونیک الوند در منطقه همدان یافت می شود. تمام نمونه های آپلیتی و پگماتیستی از نظر درجه اشباع آلومینیم از نوع پراآلومینوس بوده و گرانیست نوع S هستند. مطالعات زمین شیمیایی بیانگر افزایش Al_2O_3 و K_2O با کاهش SiO_2 در پگماتیت های کروندوم دار است. افزایش نسبت Al_2O_3/TiO_2 نشان می دهد که عنصر Al در سیال با دمای بالا و حاوی عناصر قلیایی با تشکیل پلیمرهای مانند Na-Al-Si-O از مذاب خارج شده و در سیالات متاسوماتیک نهایی غنی شدگی نشان می دهد. تطبیق ترکیب شیمیایی کانی کروندوم منطقه همدان بر روی نمودار تفکیک انواع ذخایر اولیه کروندوم $Cr^{2+}O^{3-} - MgO - V^{2+}O - FeO^{3-}$ در برابر $FeO + TiO_2$

Ga_2O_3 ، تایید کننده منشا متاسوماتیک و تبلور مستقیم از مذاب قلیایی، برای تشکیل این ذخیره بود.

واژه های کلیدی: کروندوم، سفایر، متاسوماتیسم، دایک مرکب، پگماتیت، سندرچ-سیرجان

مقدمه

کروندوم آبی (Al_2O_3) یا سفایر آبی گوهرسنگی کمیاب است که سهم عمده ای در تجارت جهانی گوهرسنگ ها را به خود اختصاص داده است. این گوهر در ایران و در منطقه همدان رخنمون دارد و به عنوان منبعی اقتصادی در راستای توسعه صنعت نو پای گوهرسنگ ها در کشور و ورود به بازار جهانی آنها شناسایی و مورد بررسی قرار گرفت.

تشکیل کروندوم مستلزم فراهم شدن شرایط خاص محیطی کم سیلیس و سنگ میزبان با محتوای آلومینیم است. این کانی به صورت خالص بی رنگ است اما عناصر کم مقداری مانند Ti ، V ، Fe ، Cr و Ga به صورت ناخالصی در شبکه بلوری، منجر به تشکیل انواع رنگ های گونه کروندوم می شود. اگر ناخالصی عنصر کروم باشد، رنگ صورتی تا قرمز را ایجاد می کند (بستگی به مقدار کروم دارد که از 0/1 تا 0/1 درصد تغییر می کند) که به آن یاقوت می گویند و سایر رنگ های این کانی سفایر نامیده می شود [۱]. از آنجاییکه سفایر جایگاه ویژه ای در بازار جهانی گوهرسنگ ها داشته و از ذخایر محدودی در سطح جهانی برخوردار است، تعیین فرایند چگونگی تشکیل این گوهرسنگ به منظور راهکاری اکتشافی برای پی جویی و استخراج منابع زیر سطحی، و نیز ساماندهی تجارت غیر قانونی آن، اخیراً توجه زیادی را به خود معطوف ساخته است [۲]. از این رو بررسی ویژگی های سنگ شناسی و زمی ن شیمیایی ذخایر کروندوم، بسیار مورد توجه قرار گرفته است [۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸].

بر اساس فرایند تشکیل، ذخایر گوهرسنگ کروندوم (یاقوت و سفایر) به دو دسته ذخایر اولیه (آذرین، دگرگونی و ذخایر متشکل از فرایندهای متاسوماتیسم) و ثانویه (رسوبی و بیگانه سنگ های آتشفشانی) تقسیم می شوند. سنگ میزبان و محیط تکتونیکی تشکیل کروندوم بسیار متفاوت بوده و به طور کلی کروندوم در محدوده دما و فشار گسترده ای تشکیل می شود [۱]. ترکیب سیال تشکیل دهنده ذخایر این کانی معمولاً غنی از آلومینیم و فقیر سیلیسیم می باشد. بر این اساس پارائز کانیایی کروندوم

+ کوارتز معمولاً در طبیعت مشاهده نمی شود [۹]. واکنش های متاسوماتیسم می تواند منشا بسیاری از ذخایر کوچک مقیاس کروندم باشد. ذخایر متاسوماتیک یکی از ذخایر کروندم هستند که در نتیجه واکنش یک سیال در طول یک ساختار تکتونیکی یا در محل تماس دو واحد سنگی با ترکیب شیمیایی متفاوت تشکیل می شوند. در مقیاس کوچک معمولاً پدیده سیلیس زدایی رخدادهای متاسوماتیک مسئول تشکیل این ذخایر هستند.

انواع کمیاب پگماتیت های شکافه پرکن معمولاً برای پی جویی ذخایر گوهرسنگ های رنگی (انواع گونه کروندم شامل یاقوت و سفایر، اسپدومن، تورمالین، لپیدولیت و ...) مورد استفاده قرار می گیرد. این پگماتیت ها عمدتاً دارای زون بندی داخلی هستند. این نوع پگماتیت ها در قالب دایک های آپلیتی-پگماتیته تزریق شده در سنگ های ماگمایی و دگرگونی، در منطقه همدان بسیار شایع هستند. کانی های اصلی تشکیل دهنده این واحد سنگی شامل فلدسپات پتاسیم دار، کروندم، بیوتیت است [۱۱]. این پژوهش به چگونگی تشکیل ذخیره کمیاب کروندم گوهری اولیه می پردازد. این ذخیره در مجموعه پلوتونیک الوند، در ۱۵ کیلومتری جنوب همدان واقع شده است. سفایرهای گوهری همدان که در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است به رنگ آبی و در سنگ های آذرین مشاهده شد. هدف از انجام این پژوهش بررسی ویژگی های سنگ شناسی و شرایط زمین شیمیایی پایدارسازی کانی کروندم در این محیط، و در نهایت استخراج فاکتورهای اکتشافی به منظور پی جویی در مناطقی با زمین شناسی مشابه است.

روش مطالعه

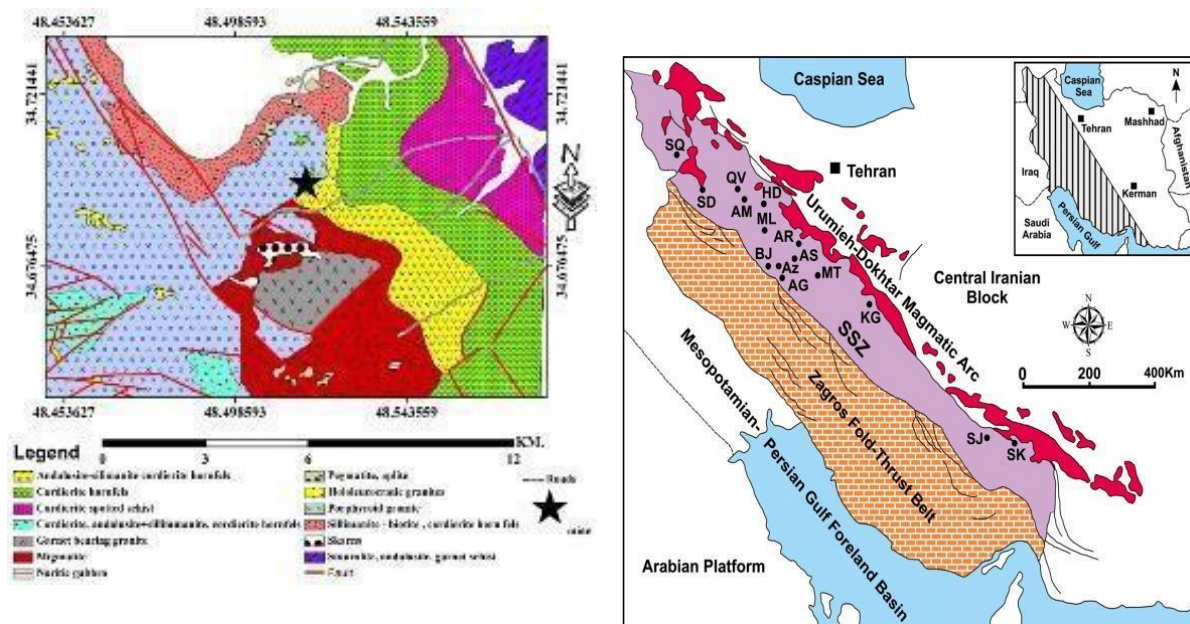
از نمونه های سنگی ماگمایی میزبان کروندم و سنگهای عقیم منطقه، تعداد ۳۰ مقطع (۱۳ مقطع نازک و ۱۷ مقطع دوبرصیقل) تهیه و مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ نوری صورت گرفت. تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) در آزمایشگاه شرکت معدنی کانسارن بینالود با استفاده از پراش سنج دستگاه Philips مدل PW1800 انجام شد. تجزیه عناصر اصلی و فرعی در نمونه های سنگی حاوی گوهرسنگ کروندم و نمونه های نابارور به روش (XRF) و (ICP-MS) در آزمایشگاه شرکت مطالعات مواد معدنی زرآما، انجام شد. به منظور بررسی پراکندگی عناصر اصلی و فرعی در کانی کروندم، مقاطع دو بر صیقل تهیه شده از این کانی را به وسیله روش تجزیه ای الکترون میکروپروپ (EPMA)، در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، بخش کانی شناسی مورد مطالعه قرار گرفت.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه همدان

محدوده مورد مطالعه بخشی از پهنه دگرگونی -ماگمایی سنندج -سیرجان است که در جنوب شهر همدان (برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ همدان) قرار گرفته است (شکل ۱). فروانش پوخته اقیانوس نئوتتیس به زیر بخش جنوب غربی ریز قاره ایران منجر به فعالیت های آتشفشانی و ماگمایی در دوران مزوزوئیک و همچنین دگرگونی در حد رخساره شیبست سبز شده است. شمال شرق سنندج-سیرجان متشکل است از سنگ های دگرگون و دگرریخت شده که با توده های نفوذی در ارتباط می باشند. قدیمی ترین سنگها، سنگهای دگرگونی با درجه متوسط تا بالا مانند گارنت شیبست، استارولیت شیبست، آندالوزیت شیبست و سیلیمانیت شیبست و سنگ های دگرگونی درجه پایین مانند اسلیت و فیلیت است [۱۰]. پهنه سنندج-سیرجان دارای تعداد زیادی مجموعه های ماگمایی و ماگمایی- دگرگونی مانند الوند، الموقلاق، ثامن، قروه، بروجرد، ارومیه، اراک، آستانه، قوری و سیاه کوه است (شکل - ۱الف). (سنگ شناسی توده های ماگمایی در این پهنه بیشتر متألومینوس) Metaluminous (تا کمی پرالومینوس) Peraluminous (سری ماگمایی کالک آلکالین پتاسیم بالا است [۱۴، ۱۳، ۱۲، ۱۱ و ۱۵].

توده نفوذی الوند با وسعت بیش از ۴۰۰ کیلومتر مربع، یکی از مهمترین مجموعه های ماگمایی در غرب ایران است که مورد توجه محققین زیادی قرار گرفته است. در جدیدترین پژوهش صورت گرفته، سنگ شناسی مجموعه پلوتونیک الوند را متشکل طیفی از سنگهای آذرین شامل: گابرو، دیوریت، گرانیتوئید، گرانیت و لوکوگرانیت های که به صورت دایک های آپلیتی و پگماتیته نفوذ کرده اند، عنوان شده است [۱۶] (شکل - ۱ب). خصوصیات زمین شیمیایی سنگ های پگماتیته و گرانیتوئیدهای همراه

آنها توسط محققان بسیاری مورد بررسی قرار گرفته است [۱۶، ۱۷، ۱۸، ۱۹]. متوسط سن برای سه گروه سنگی اصلی این مجموعه شامل گابرو: سن $166 \pm 1/8$ میلیون سال، گرانیت: سن ۱۶۴ تا ۱۶۲ میلیون سال و گرانیتوئیدهای لوکوکراتیک: سن ۱۵۴ تا ۱۵۳ میلیون سال برآورد شده است [۱۸]. براساس سن سنجی انجام شده به روش اورانیم-سرب، دایک های آپلیتی فاقد کروندم سن $271/2 \pm 0/9$ تا $61/154 \pm 3/7$ [61] و دایک های آپلیتی-پگماتیتی کروندم دار سن 164 ± 1 تا 168 ± 1 دارند [۲۰].



شکل ۱- الف: موقعیت توده های نفوذی در پهنه سنندج- سیرجان [71] SQ: سنقر، SD: سنندج، QV: قروه، AM: الموقلاق، HD: همدان (الوند)، ML: ملایر، BJ: بروجرد، AR: اراک، AS: آستانه، AZ: ازنا، AG: الیگودرز، MT: موهته (حسن ربات)، KG: کلاه قاضی، SJ: سیرجان، SK: سیاه کوه. ب: نقشه زمین شناسی منطقه همدان و مجموعه پلوتونیک الوند، تهیه شده بر اساس نقشه 1:100000 برگه همدان و توپسیرکان (سازمان زمین شناسی ایران ۲۰۰۳).

مشاهدات صحرایی و نمونه برداری

منطقه مورد مطالعه در ۱۵ کیلومتری جنوب شهر همدان واقع شده و واحدهای سنگی ماگمایی و دگرگونی به وفور مشاهده می شود. دایک های آپلیتی و پگماتیتی در بخش های داخلی، بیرونی و مرزی توده پلوتونیک نفوذ کرده اند [۱۶]. در محدوده مورد مطالعه دایک های آپلیتی -پگماتیتی با ضخامت چند سانتی متر تا بیش از ۳ متر، واحدهای سنگی دگرگونی و ماگمایی را قطع کرده اند. بیشتر دایک ها ترکیب شیمیایی گرانیتی دارند و دایک های با ترکیب سینیتی، به خصوص آنها که حاوی کانه زایی کروندم هستند، بسیار کمیابند و به همین دلیل سنگ شناسی و زمین شیمی این نوع پگماتیت تا کنون ناشناخته مانده است. آپلیت های منطقه را می توان به دو گروه اصلی شامل: ۱) آپلیت های مرکب (BCA) همراه با پگماتیت های کروندم دار (CBP) که در قالب یک دایک هستند و دایک های مرکب (Composite dyke) را تشکیل می دهند (شکل ۲- الف) و ۲) آپلیت های ساده (BSA) که به تنهایی یک دایک را تشکیل می دهند و ارتباطی با پگماتیت ندارند (شکل ۲- ب)، تفکیک کرد. در دایک های مرکب کانه زایی کروندم (به قطر چند میلیمتر تا بیش از ۱ سانتی متر) در بخش مرکزی دایک و در واحد پگماتیتی مشاهده می شود (شکل ۲- ب). در دایک های آپلیتی ساده هیچ گونه کانه زایی کروندم مشاهده نشد (شکل ۲- پ). بنابراین هدف اصلی

این مطالعه، تفکیک سنگ های دارای کانه زایی کروندم و سنگ های فاقد کروندم، به منظور معرفی اندیس اکتشافی برای سنگهای مستعد کانه زایی و تعمیم به سایر محیط های زمین شناسی مشابه، است. برای دستیابی به این هدف از هر دو گروه سنگی بارور و نابارور در منطقه طی دو مرحله نمونه برداری شد: پگماتیت های کروندم دار (CBP) (شکل 2- الف)، دو گروه نمونه از آپلیت های نابارور شامل آپلیت های نابارور مرکب (BCA) که در ارتباط مستقیم با پگماتیت های کروندم هستند (شکل 2- الف) و آپلیت های نابارور ساده (BSA) (شکل 2- پ).



شکل ۲) دو نوع دایک در منطقه همدان: الف و ب: دایک مرکب، حضور آپلیت و پگماتیت در ارتباط مستقیم با هم و در ی ک به دایک واحد. پ: دایک ساده متشکل از آپلیت CBP، پگماتیت کروندمدار، BCA: آپلیت مرکب عقیم، BSA: آپلیت ساده عقیم، Crn: کروندم.

نتایج

کانی شناسی سنگ میزبان

با استفاده از مطالعات میکروسکوپی و پراش پرتو ایکس، سنگهایی ماگمایی منطقه از لحاظ دارا بودن کانیهای کروندوم و کوارتز به دو گروه تقسیم شدند: سنگهای دارای کروندوم که آلبیت، میکروکلین، اورتوکلاز، بیوتیت و مسکوویت دیگر کانیهای این واحد سنگی هستند (شکل ۳- الف و جدول ۱). و سنگهای کوارتزار که فاقد کروندوم و کانیهای آلبیت و میکروکلین به عنوان فازهای اصلی و بیوتیت و اورتوکلاز به عنوان فازهای فرعی کانیایی دارند (شکل ۳- ب و پ و جدول ۱).

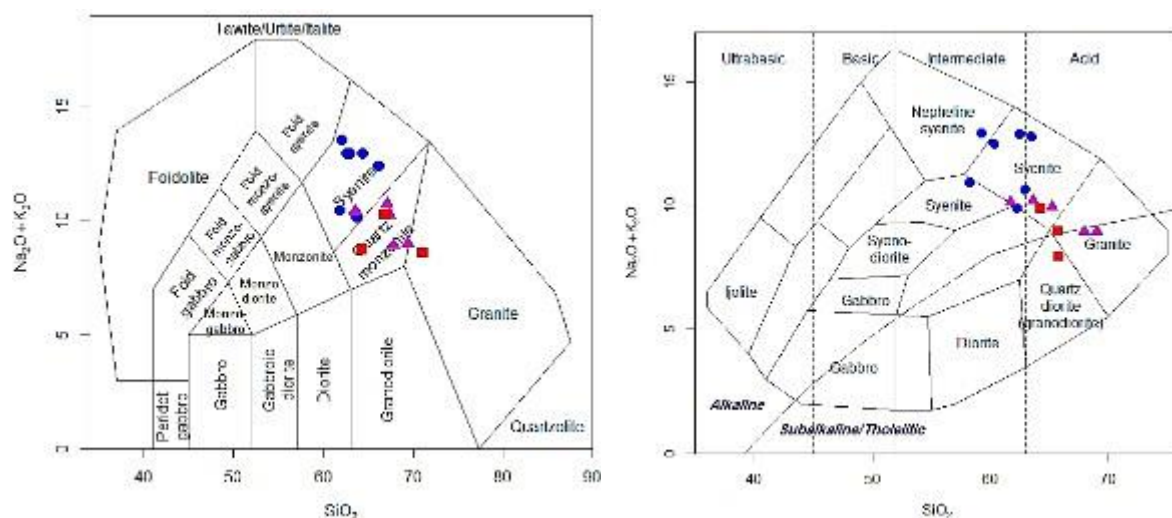


شکل ۳) مقطع میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه. الف: پگماتیت حاوی کروندم Crn: (کروندم Ms: مسکوویت). ب: آپلیت نابارور مرتبط با پگماتیت در دایک مرکب Qz: (کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت). پ: آپلیت نابارور در دایک ساده

کانی سن گی	اورتوکلاز	مسکوویت	بیوتیت	میکروکلین	آلبیت	کوارتز	کروندوم
CBP ₁	*	-	*	*	-	*	*
CBP ₂	*	-	-	*	-	*	*
CBP ₃	*	-	*	*	*	-	*
BCA ₁	-	*	*	-	*	-	-
BCA ₂	-	*	*	-	-	-	-
BSA ₁	-	*	*	-	-	*	-

زمین شیمی سنگ میزبان

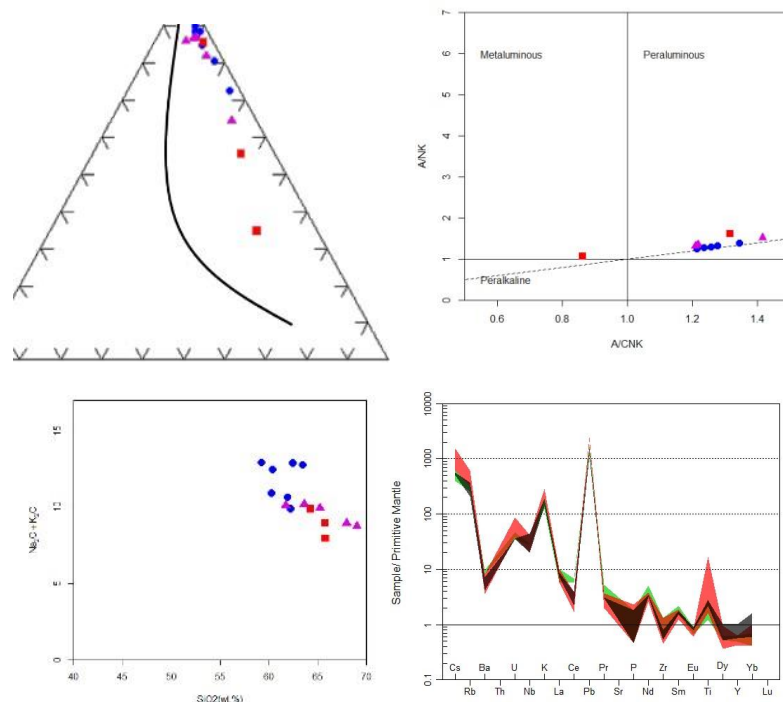
داده های عناصر اصلی و فرعی سنگ میزبان برای سنگ های منطقه همدان به ترتیب با استفاده از روشهای تجزیه ای (XRF) و (ICP-MS) اندازه گیری شد. بررسی رفتار این عناصر نقش موثری تعیین فرایند تشکیل و شرایط پایداری کانی کروندم دارد. نمودار رده بندی شیمیایی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل، SiO_2 ارائه شده توسط کاکس و همکاران [21] نشان می دهد که سنگ های ماگمایی منطقه مورد مطالعه ترکیب شیمیایی معادل سینیت، گرانیت و گرانیتوئید دارند (شکل ۴-الف). پگماتیتهای دارای کروندوم ترکیب سینیتی (به دلیل مقدار پایین SiO_2) و آپلیت های فاقد کروندم ترکیب گرانیتی-گرانیتوئیدی دارند



شکل ۴-الف. در نمودار TAS [22]، سنگ های دارای کروندم در محدوده سینیت و آپلیت های ناباور در محدوده گرانیت و کوارتزمنزونیت واقع شد (شکل ۴-ب).

شکل ۴) رده بندی سنگهای ماگمایی منطقه همدان. الف: کاکس و همکاران [12]. ب: میدلموست [22].

در نمودار نسبت ANK به A/CNK [32] تمامی نمونههای پگماتیتهی و آپلیتهی منطقه ترکیب پرآلومینوس را نشان می دهد (شکل ۵-الف). مقدار مولار A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) نمونه ها بین 1/2 تا 1/41 می باشد (شکل ۵-الف). در نمودار تفکیک گرانیتوئیدی نوع I و S [42] تمامی نمونه های منطقه در محدوده گرانیت های نوع S قرار گرفتند (شکل ۵-ب). نمودار

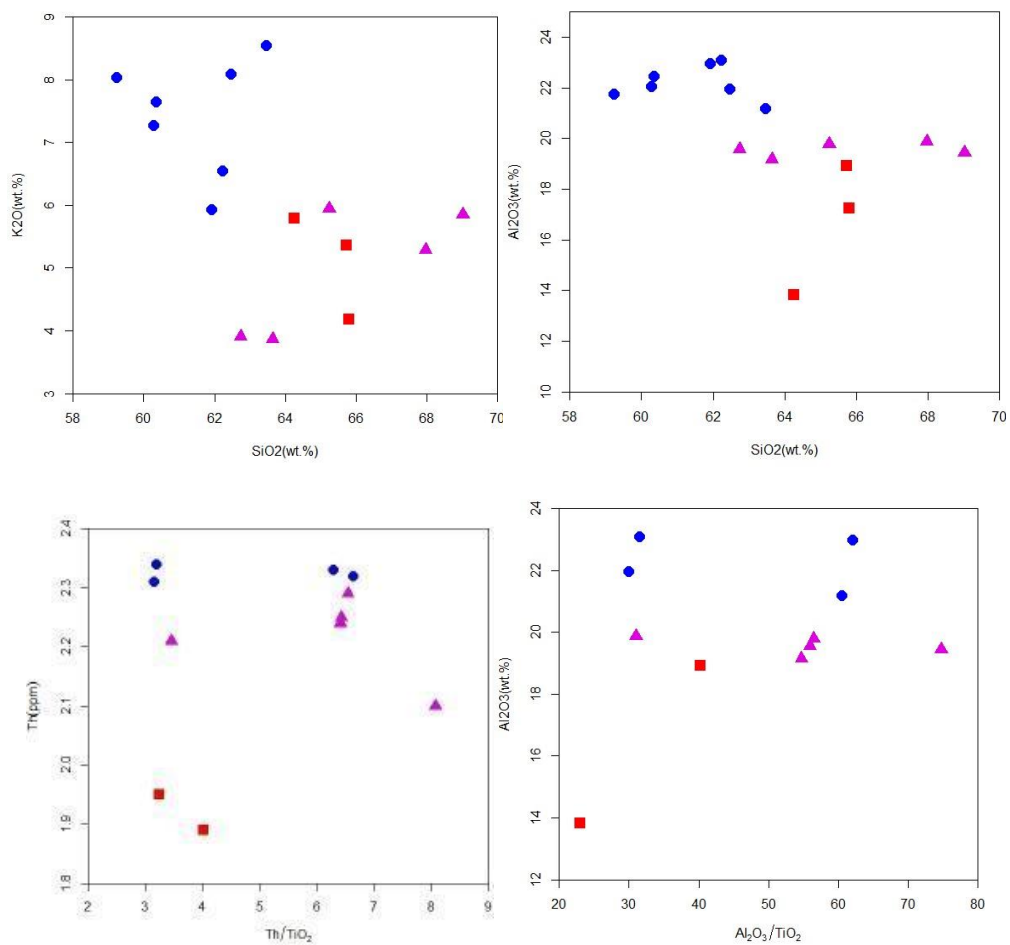


عنکبوتی عناصر فرعی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه الگوی یکسانی را برای هر سه گروه سنگی نشان می دهد. نمونه های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه غنی شدگی عناصری مانند U، Th، Rb، K و Pb را نشان می دهند (شکل ۵-پ).

شکل ۵-الف: نمودار درجه اشباع از آلومین [۲۳] و موقعیت نمونه های منطقه همدان. ب: نمودار تعیین نوع گرانیت [۲۴] و موقعیت نمونه های منطقه همدان. پ: نمودار عنکبوتی عناصر فرعی، بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه. ت: نمودار تعیین درجه ذوب بخشی و تبلور تفریقی.

ترکیب زمین شیمیایی سنگ های حاوی کروندم به طور واضح تهی شدگی از سیلیس همراه با غنی شدگی Al_2O_3 و K_2O را نشان می دهد (شکل ۶). همانگونه که در جدول شماره ۲ آورده شده است، میزان Al_2O_3 برای نمونه های حاوی کروندم ۲۱/۱۹ تا ۲۳/۰۹ درصد وزنی و برای آپلیت های نابارور ۱۹/۱۶ تا ۱۹/۸۷ درصد وزنی است. محتوای Al_2O_3 روند افزایشی را از پگماتیت -های کروندم دار به سمت آپلیت های نابارور نشان می دهد. بالاترین میزان محتوای سیلیس در نمونه های حاوی کروندم به ۴۵/۶۳ درصد وزنی می رسد، این در حالی است که هر دو گروه آپلیت های نابارور محتوای سیلیس بالاتری دارند (بیش از ۶۹/۰۲ درصد وزنی). مقدار K_2O در پگماتیتهای کروندم دار به طور چشمگیری بالا است. به طور کلی مجموع عناصر قلیایی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)

در پگماتیتهای کروندم دار نسبتا بالا است و این میزان به بیش از ۱۱/۸۱ میرسد؛ این در حالی است که این میزان در نمونه های نابارور به ۱۰/۰۸ کاهش می یابد. پگماتیت های کروندم دار و آپلیت های نابارور از لحاظ محتوای TiO_2 تفاوت قابل ملاحظه ای را نشان نمی دهند، اما نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ در نمونه های کروندم دار افزایش چشمگیری را نسبت به نمونه های نابارور نشان می دهد (شکل ۶-پ). نمودار Th در برابر Th/TiO_2 نشان دهنده غنی شدگی سنگهای میزبان کروندم از Th است (شکل ۶ ت).



شکل ۶) الف: نمودارهای زمین شیمی نمونه های سنگی منطقه همدان (اکسید عناصر اصلی بر اساس درصد وزنی و عناصر فرعی بر اساس ppm)
 Th/TiO₂. در برابر Th: Al₂O₃/TiO₂. در برابر Al₂O₃: Al₂O₃/TiO₂ پ SiO₂. در برابر Al₂O₃: K₂O هستند. الف و ب

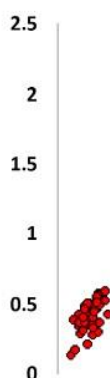
Sample	SBP1	SBP2	SBP3	SBP4	SBP5	SBP6	SBP7	BCA1	BCA2	BCA3	BCA4	BCA5	BSA1	BSA2	
Sapphire bearing pegmatite	Barren composite aplite	Barren simple aplite													
SiO2	61.92	62.22	63.45	59.23	60.34	62.45	60.27	63.64	62.74	69.02	67.96	65.24	64.26	65.73	
TiO2	0.37	0.73	0.35	0.00	0.00	0.73	0.00	0.35	0.35	0.26	0.64	0.35	0.6	0.47	
Al2O3	22.97	23.09	21.19	21.75	22.45	21.96	22.07	19.16	19.56	19.45	19.87	19.78	13.83	18.92	
Fe2O3	3.73	1.38	1.53	1.18	0.79	0.8	0.94	0.77	4.1	1.08	1.58	0.97	5.26	5.76	
MnO	0.07	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.12	0.04	0.05	0.01	0.11	0.06	
MgO	0.51	0.05	0.05	0.07	0.05	0.06	0.03	0.03	0.23	0.07	0.34	0.05	0.46	0.73	
CaO	0.44	0.25	0.2	0.27	0.24	0.3	0.24	0.67	0.88	0.42	0.47	0.51	1.66	1.45	
Na2O	4.72	3.37	4.26	4.91	4.85	4.79	3.66	6.34	6.22	2.9	3.66	4.01	4.1	3.6	
K2O	5.94	6.55	8.55	8.07	7.65	8.09	7.27	3.86	3.9	5.85	5.28	5.94	5.78	5.35	
Th	2.33	2.31	2.32	2.35	1.72	2.34	1.99	2.25	2.24	2.1	2.21	2.29	1.95	1.89	
Nb	21	20	22.4	19.4	21.2	14.5	30.1	20.1	19.9	19.8	19.7	19.8	29.7	31.3	
La	6	7	5	7	4	7	4	5	5	6	4	7	6	5	
Ce	4	3	3	6	4	7	5	11	11	12	10	11	7	6	
Pr	0.75	0.8	0.55	0.81	0.64	1.01	0.86	0.82	0.99	0.97	0.9	1.46	0.82	0.85	
Nd	3.8	4.7	3.5	4.4	3.7	5.1	4.6	6.6	6.5	5.8	4.8	6.8	4.3	4.5	
Sm	0.64	0.75	0.59	0.71	0.56	0.83	0.65	0.94	0.85	0.78	0.69	0.98	0.68	0.72	
Eu	0.11	0.12	0.11	0.14	0.13	0.1	0.12	0.11	0.14	0.15	0.12	0.13	0.15	0.14	
Dy	0.39	0.4	0.39	0.52	0.27	0.7	0.4	0.41	0.38	0.42	0.45	0.46	0.45	0.38	
Er	0.2	0.18	0.19	0.27	0.11	0.26	0.4	0.21	0.23	0.18	0.2	0.19	0.19	0.25	
U	0.85	0.95	0.8	1	0.9	1.8	0.96	0.74	0.88	0.75	0.98	1	0.74	0.75	
Pb	150	171	145	147	164	154	148	105	115	117	116	98	97	80	
Yb	0.27	0.25	0.3	0.3	0.2	0.3	0.5	0.34	0.31	0.29	0.2	0.3	0.3	0.4	
Y	2.4	2.7	2.3	2.9	1.9	2.6	2.5	2.9	2.5	2.22	2.3	2.4	2.7	2.6	
Cs	9.3	9.7	9.2	11.9	6.2	11.3	4.8	4.1	4.6	4.9	4.5	3.1	4.5	4.4	
Ba	27	30	26	56	25	48	45	58	57	63	61	67	35	50	
Rb	370	359	369	380	344	393	198	178	197	182	171	162	226	241	
Sr	18	22.5	15.8	31.1	13.1	22.7	21.2	23	24.1	24.5	23.3	24.3	20.9	21.8	
Zr	13	12	13	14	15	5	8	13	15	12	7	6	7	9	

جدول 3- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی منطقه مورد مطالعه.

زمین شیمی سفایر همدان

داده های شیمیایی به دست آمده از تجزیه نمونه های کروندم های همدان به روش EPMA در جدول 3 آورده شده است. مقدار عناصر V، Ti، Cr، Fe و Ga اندازه گیری شد که نشان می دهد بلورهای سفایر آبی همدان غنی از Ti و Fe هستند. مقدار TiO_2 در سفایرهای مورد مطالعه 0 تا 0/29 درصد وزنی با میانگین 0/16 و محتوای FeO این نمونه ها 0/08 تا 0/32 اندازه گیری شد. بر اساس نتایج به دست آمده مقدار Ga_2O_3 بیش از 0/13 درصد وزنی اما مقدار Cr_2O_3 و V_2O_5 بسیار پایین (به ترتیب 0 تا 0/01 و 0 تا 0/04 درصد وزنی) برآورد شد.

ترسیم داده های به دست آمده از تجزیه نمونه های سفایر همدان بر روی نمودار رده بندی شیمیایی انواع ذخایر اولیه کروندم (V_2O_5 - $MgO - Cr_2O_3 - FeO$ مقابل $Ga_2O_3 + TiO_2 + FeO$) [25] و [7] منشأ متاسوماتیک و سنگهای قلیایی را برای این نمونه ها نشان داد (شکل ۷).



شکل ۷) نمودار رده بندی شیمیایی انواع ذخایر اولیه کروندم دنیا [۲۵ و جایگیری نمونه های کروندم همدان در محدوده متاسوماتیک.

جدول 3- نتایج تجزیه شیمیایی سفایر همدان به روش EPMA.

Sample No.	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Ga ₂ O ₃	TiO ₂
1	0.00	0.15	0.17	98.69	0.00	0.00	0.12	0.16
2	0.00	0.15	0.17	98.89	0.01	0.00	0.1	0.16
3	0.00	0.23	0.25	94.28	0.00	0.00	0.13	0.12
4	0.00	0.19	0.21	95.21	0.01	0.00	0.1	0.11
5	0.00	0.21	0.23	98.54	0.00	0.00	0.1	0.11
6	0.00	0.13	0.14	97.56	0.00	0.00	0.04	0.17
7	0.00	0.17	0.19	98.53	0.00	0.00	0.01	0.17
8	0.00	0.2	0.22	97.71	0.00	0.00	0.07	0.23
9	0.00	0.08	0.09	98.44	0.00	0.00	0.06	0.00
10	0.03	0.18	0.2	98.83	0.00	0.00	0.00	0.17
11	0.00	0.13	0.14	98.79	0.00	0.00	0.09	0.17
12	0.00	0.18	0.2	97.34	0.00	0.00	0.09	0.2
13	0.00	0.17	0.19	96.47	0.00	0.00	0.12	0.2
14	0.00	0.26	0.3	97.84	0.00	0.00	0.06	0.26
15	0.00	0.17	0.19	96.48	0.00	0.00	0.09	0.17
16	0.00	0.1	0.11	99.73	0.01	0.00	0.1	0.19
17	0.00	0.14	0.15	97.76	0.00	0.00	0.08	0.08
18	0.00	0.15	0.17	98.14	0.00	0.04	0.02	0.01
19	0.00	0.23	0.25	99.29	0.00	0.01	0.03	0.03
20	0.00	0.14	0.15	98.67	0.00	0.00	0.05	0.11
21	0.00	0.27	0.30	96.82	0.00	0.00	0.00	0.28
22	0.00	0.3	0.33	97.89	0.00	0.00	0.05	0.25

23	0.00	0.3	0.33	97.71	0.00	0.00	0.02	0.21
24	0.00	0.23	0.25	97.97	0.00	0.00	0.00	0.28
25	0.00	0.19	0.21	97.53	0.00	0.00	0.1	0.22
26	0.00	0.26	0.3	97.59	0.00	0.00	0.05	0.00
27	0.00	0.26	0.31	96.82	0.00	0.00	0.07	0.24
28	0.00	0.2	0.22	96.11	0.00	0.00	0.02	0.23
29	0.00	0.16	0.18	96.73	0.00	0.00	0.00	0.23
30	0.00	0.2	0.22	97.12	0.00	0.00	0.09	0.22
31	0.00	0.25	0.28	96.76	0.00	0.00	0.05	0.17
32	0.00	0.22	0.24	96.85	0.00	0.00	0.00	0.23
33	0.00	0.24	0.26	95.77	0.00	0.00	0.00	0.22
34	0.00	0.19	0.21	96.92	0.00	0.00	0.08	0.24
35	0.00	0.25	0.28	96.72	0.00	0.01	0.06	0.18
36	0.00	0.22	0.24	97.92	0.00	0.00	0.03	0.11
37	0.03	0.16	0.17	95.01	0.00	0.00	0.09	0.18
38	0.00	0.25	0.27	98.29	0.00	0.00	0.02	0.29
39	0.00	0.27	0.30	98.32	0.00	0.00	0.03	0.2
40	0.00	0.27	0.30	96.6	0.00	0.00	0.07	0.03
41	0.00	0.17	0.19	95.74	0.00	0.00	0.03	0.27
42	0.00	0.13	0.14	98.82	0.00	0.00	0.08	0.16
43	0.00	0.17	0.19	96.16	0.00	0.00	0.03	0.17
44	0.00	0.16	0.17	97.52	0.00	0.00	0.13	0.03
45	0.00	0.22	0.24	98.74	0.00	0.00	0.07	0.04
46	0.00	0.16	0.18	97.04	0.00	0.00	0.09	0.16
47	0.00	0.22	0.24	96.17	0.00	0.00	0.05	0.14
48	0.00	0.27	0.30	96.3	0.00	0.00	0.1	0.13
49	0.00	0.32	0.35	95.77	0.00	0.00	0.11	0.00
50	0.00	0.19	0.21	96.61	0.00	0.00	0.02	0.01
51	0.00	0.23	0.25	97.98	0.00	0.00	0.07	0.15
52	0.00	0.25	0.28	96.15	0.00	0.00	0.1	0.17

بحث و بررسی

رده بندی های متعددی برای ذخایر کروندم دنیا بر اساس موقعیت زمین شناسی، سنگ شناسی سنگ میزبان و فرایند تشکیل کروندم توسط محققان مختلف ارائه شده است [۲۵، ۷، ۸]. با این وجود منشأ پگماتیت های سینیتی کروندم دار کمتر شناخته شده است. فعالیت های ماگمایی ژراسیک در پهنه سندنجان-سیرجان [۱۶] همراه با داده های زمین شیمیایی نشان دهنده منشأ پوسته ای برای دایک های آپلیتی -پگماتیته ساده و مرکب، در منطقه مورد مطالعه است. الگوی عناصر فرعی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و غنی شدگی عناصر U, Th, Rb, K, Pb تایید کننده منشأ پوسته ای نمونه ها می باشد (شکل 5-ت) [۲۶، ۲۷ و 42]. علاوه بر این پوسته ای بودن منشأ دایک های آپلیتی - پگماتیته منطقه همدان با خصوصیت نوع S و پراآلومینوس بودن این سنگها نیز تایید می شود (شکل الف و ب).

بر اساس مطالعات صورت گرفته در این پژوهش (مطالعات صحرایی، کانی شناسی، زمین شیمی و الکترومیکروپروب)، مدل ژنزی برای تشکیل ذخیره کروندم همدان ارائه شد که در زیر آمده است:

۱) فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس منجر به ماگماتیسم ژوراسیک در پهنه سندنجان-سیرجان شده است [۱۸ و ۰۲]. بر اساس سن سنجی انجام شده (توسط شهبازی و همکاران ۲۰۱۰)، مجموعه الوند در همین دوره، از نفوذ ماگمای میفیک منشأ گرفته از پوسته اقیانوسی، به دورن پوسته قاره های تشکیل شده است. ترسیم نقاط به دست آمده از تجزیه نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار $Na_2O+K_2O-SiO_2$ ، نشان دهنده ذوب بخشی پوسته است (شکل [۲۸]). این نتیجه با نوع S، پراآلومینوس بودن و غنی شدگی از عناصر U, Rb, K, Pb تایید می شود [۲۶، ۲۷ و ۲۴].

۲) از دست رفتن مذاب^{۱۲} فرایند محتمل برای تشکیل دایک های آپلیتی دانه ریز و افزایش میزان SiO_2 در این واحد سنگی نابارور است. در این مرحله ماگمای باقیمانده فقیر از سیلیس می شود [۲۹]. این نتیجه با داده های سن سنجی انجام شده توسط سپاهی و همکاران (۲۰۲۰) تایید می شود که دایک های آپلیتی ساده سنی بیشتر از دایک های مرکب حاوی کروندم دارند.

3- در این مرحله دایک های آپلیتی-پگماتیتهی مرکب شکافه پرکن از ماگمای باقیمانده از مرحله ۲، تشکیل شده است. دایک ها دارای زونینگ و به این صورت است که پگماتیت در مرکز و آپلیت در حاشیه دایک قرار گرفته است. پگماتیت های شکافه پرکن در منطقه همدان می تواند جهت پی جویی گوهرسنگ های رنگی مانند گارنت، آندالوزیت، کیانیت کوردیریت و ... مفید واقع شود [۱۶]. زون بندی داخلی پگماتیت ها بر اساس تغییرات بافت و کانی شناسی آنها تعریف می شود [۳۰]. این پگماتیت ها از یک زون دیواره در حاشیه و یک هسته در مرکز تشکیل شده اند. زون دیواره آپلیتی با ترکیب گرانیتی عمدتاً از بلورهای کوارتز تشکیل شده است [۳۱]، که بر اثر سرد شدن سریع مذاب بسیار دانه ریز هستند. زون هسته با ماهیت سینیتی، محتوای SiO_2 بسیار پایینی دارد. در منطقه مورد مطالعه دایک های آپلیتی ساده و آپلیتی-پگماتیتهی مرکب به درون سنگهای ماگمایی و دگرگونی، در حاشیه و درون توده الوند تزریق شده اند.

۴) فرایند اصلی در این مرحله تبلور تفریقی است که منجر به ورود SiO_2 به درون زون آپلیتی دیواره و کاهش سیلیس در مذاب باقیمانده می شود. از خروج مذاب و تشکیل آپلیت های ساده با ترکیب گرانیتی نیز فرایند دیگر کاهش سیلیس است. سیال باقیمانده در تعادل با فاز متبلور شده، غنی از آلومینیم و عناصر قلیایی مانند سدیم و پتاسیم است و زون هسته را تشکیل می دهد. محتوای بالای آلومینیم مورد نیاز برای تشکیل کروندم توسط کمپلکس های پلیمری قلیایی (مانند Na-Al-Si-O) تامین می شود [۳۴، ۳۳، ۳۲ و ۲۹]. بنابراین از دست رفتن سیلیس و تشکیل زون آپلیتی دیواره و حضور کمپلکس های قلیایی هیدروکسیدی آلومینیم، شرایط را برای تشکیل و پایداری کروندم در هسته پگماتیتهای زونبندی شده همدان فراهم کرده است. این نتیجه با حضور سلیکا ت های قلیایی مانند اورتوکلاز و میکروکلین و عدم حضور کوارتز در این زون، تایید می شود. غنی شدگی مذاب از عناصر قلیایی و تهی شدگی از سیلیس می تواند با پشت سر گذاشتن درجه بالایی از ذوب بخشی در محل منشأ ماگما رخ دهد [۲۸]. مقدار Al_2O_3 از سنگهای آپلیتی نابارور به سمت سنگ های کروندم دار افزایش یافته، اما TiO_2 در این دو گروه سنگی تغییر چندانی را نشان نمی دهد. این در حالی است که هر دو عنصر آلومینیم و تیتانیم، عناصری بزرگ یون با قدرت میدان بالا (HFSE) هستند و در فرایندهای متاسوماتیک مانند تبلور تفریقی و تبادل عناصر در فاز سیال، تقریباً نامتحرک عمل میکنند [۲۹]. افزایش نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ در سنگهای حاوی سفایر، و افزایش مقدار Th به عنوان یک عنصر ناسازگار در دمای بالا نشان دهنده تحرک Al به واسطه کمپلکس های هیدروکسیدی قلیایی (پلیمرهای Na-Al-Si-O) در مذاب با دمای بالا است [۳۳، ۳۲ و ۳۴].

۵) تبلور سفایر و فلدسپات های قلیایی (پگماتیت های حاوی سفایر) از سرد شدن مذاب باقیمانده و تشکیل زون هسته که به واسطه کم بودن سرعت سرد شدن کانی های این زون بسیار درشت بلور هستند. چرخش سیال یا متاسوماتیسم در مقیاس کوچک^{۱۳} فرایندی است که منجر به تشکیل پگماتیت سفایردار فقیر از سیلیس میشود [۱]. مطالعه حاضر پیشنهاد می دهد که چرخش سیال در مرحله نهایی تبلور مذاب شرایطی را فراهم آورده است که طی آن تبادل عناصر بین دیواره متبلور شده با ماهیت اسیدی و سیال باقیمانده رخ داده است. ارتباط معکوس SiO_2 یا $3\text{Al}_2\text{O}_3$ و K_2O با تبلور فلدسپات قلیایی و سفایر در پگماتیت ها تایید می شود. بر اساس مطالعات کانی شناسی، عدم حضور کوارتز در این واحد سنگی به اثبات رسید. این تجمع کانیایی، آخرین مرحله از تبلور مذاب و تشکیل مستقیم سفایر از مذاب را نشان میدهد. این نتیجه با داده های به دست آمده از تجزیه الکترومیکروپروب که نمونه های سفایر همدان در محدوده متاسوماتیک و سنگهای قلیایی واقع شدند تایید می شود.

بر اساس مدل ارائه شده در این پژوهش، چند راهنمای اکتشافی برای سفایر در محیط های زمین شناسی مشابه پیشنهاد می گردد: الف: دایک های غنی از کوارتز را کاملاً نادیده گرفته و در صورت حضور کوارتز، احتمال کانه زایی و پایداری سفایر وجود ندارد. ب: دایک های پگماتیته مرکب با ترکیب سینیتی و فاقد کوارتز می تواند هدف خوبی برای پی جویی سفایر باشد. این نتایج در این پژوهش با داده های زمین شیمیایی مانند غنی بودن آپلیت های نابارور از سیلیس و فقیر بودن این سنگها از آلومینیم و همچنین تهی شدگی پگماتیت های بارور از سیلیس و غنی شدگی این سنگها از آلومینیم، تایید می شود.

نتیجه گیری

ذخیره گوهرسنگ کروندم همدان در ارتباط با محیط ماگمایی در محدوده پلوتونیک الوند واقع شده است. سنگ های حاوی کروندم این منطقه در دایک های آپلیتی- پگماتیته که به صورت مرکب رخ داده اند، قرار گرفته اند. تفسیر داده های شیمیایی عناصر اصلی، تهی شدگی از سیلیس و غنی شدگی از آلومینیم همراه با ترکیب شیمیایی سینیتی را برای پگماتیت های حاوی کروندم نشان می دهد. بررسی های به عمل آمده نشان می دهد که چرخش سیال در مراحل پایانی تبلور مذاب، منجر به تبادل متاسوماتیکی بین بخش جامد اسیدی متبلور شده و سیال باقیمانده، شده است.

از آنجاکه سفایر گوهرسنگی ارزشمند و پی جویی آن می تواند برای اقتصاد و کارآفرینی در منطقه از اهمیت ویژه ای برخوردار باشد، بر اساس پژوهش های انجام شده در این مقاله دو فاکتور اکتشافی اصلی برای سنگ های حاوی کروندم در منطقه همدان ارائه کرد: ۱) اکتشاف در مکان هایی که پگماتیت در دایک های مرکب رخ داده است، در این محیط ها تبلور مذاب در دو مرحله صورت گرفته است، به این صورت که در مرحله اول 2SiO از مذاب به درون فازهای کانایی سیلیکاتی وارد شده و سیال باقیمانده از 2SiO تهی شده است. ۲) اکتشاف در جایی که پگماتیت ها ترکیب سینیتی دارند، زیرا تحرک عنصر آلومینیم به وسیله کمپلکس هیدروکسیدی قلیایی یا به واسطه پلیمرهایی مانند Na-Al-Si-O در سیال های قلیایی، رخ داده است.

References

- [1] Simonet, C., Fritsch, E. and Lasnier, B., 2008. A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration. *Ore Geology Reviews*. 34(1-2), 127–133. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.09.002>.
- [2] Shor, R., Weldon, R., 2009. Ruby and Sapphire production and distribution: a quarter Century of change. *Gems and Gemology* 45, 236e259.
- [3] Graham, I., Sutherland, L., Zaw, K., Nechaev, V. and Khanchuk, A., 2008. Advances in our understanding of the gem corundum deposits of the West Pacific continental margins intraplate basaltic fields. *Ore Geology Reviews*. 34, 200–15. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.04.006>.
- [4] Sutherland, F.L., Duroc-Danner, J.M. and Meffre, S., 2008. Age and origin of gem corundum and zircon megacrysts from the Mercaderes-Rio Mayo area, South-West Colombia, South America. *Ore Geology Reviews*. 34, 155–68. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.01.004>.
- [5] Giuliani, G., Fallick, A., Ohnenstetter, D. and Pegere, G., 2009. Oxygen isotopes composition of sapphires from the French Massif Central: implications for origin of gem corundum in basaltic fields. *Mineralium Deposita*. 44, 221–31. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0214-2>.
- [6] Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Fallick, A.E., Groat, L. and Fagan, A.J., 2014. The geology and genesis of gem corundum deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course*. 44, 29–112. <http://www.mineralogicalassociation.ca/>.
- [7] Uher, P., Giuliani, G., Szakall, S., Fallick, A.E., Strunga, V., Vaculovic, D., Ozdin, D. and Greganova, M., 2012. Sapphires related to alkali basalts from the Cerova Highlands,

Western Carpathians (southern Slovakia): composition and origin. *Geologica Carpathica*. 63, 71–82.

[8] Rakotosamizany, S., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Rakotondrazafy, A.F.M., Fallick, A.E., Paquette, J.L. and Tiepolo, M., 2014. Chemical and oxygen isotopic compositions, age and origin of gem corundums in Madagascar alkali basalts. *Journal of African Earth Sciences*. 94, 156–170. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.06.003>.

[9] Guiraud, M., Kienast, J.R., Ouzegane, K., 1996. Corundum–quartz-bearing assemblage in the Ihouhaouene area, in Ouzal (Algeria). *Journal of Metamorphic Geology* 14, 755–167

[10] Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Piqué, A., 2004. The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj–Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by

Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. *Comptes Rendus Geoscience*. 336(16),

1443–1452. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.09.014>.

[11] Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the magmatism. *Lithos*.

[12] Sears, J.W., George, G.M.S. and Winne, J.C., 2005. Continental rift systems and anorogenic magmatism. *Lithos*. 80, 147–451

[13] Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*. 24, 405–417. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>.

[14] Ahmadi Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj– Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 29, 859–877. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.06.005>.

[15] Fazlnia, A., Schenk, V., Straaten, F. and Mirmohammadi, M., 2009. Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos*. 112, 413–433. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.047>.

[16] Sepahi, A.A., Salami, S., Lentz, D., McFarlane, C. and Maanijou, M., 2018. Petrography, geochemistry, and U–Pb geochronology of pegmatites and aplites associated with the Alvand intrusive complex in the Hamedan region, Sanandaj–Sirjan zone, Zagros orogen (Iran). *International Journal of Earth Sciences*. 107(3), 1059–1096. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1515-4>.

[17] Sepahi, A.A., 2008. Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*. 295–312. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2008/0247-0295>.

[18] Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Abedini, M.V., 2010. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*. 39(6), 668–683. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.014>.

[19] Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A.A., 2012. Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran. *Geochemistry*. 72(4), 363–383. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2012.05.001>.

- [20] Sepahi, A.A., Vahidpour, H., Lentz, D.R., McFarlane, C.R., Maanijou, M., Salami, S., Miri, M., Mansouri, M. and Mohammadi, R., 2020. Rare sapphire-bearing syenitoid pegmatites and associated granitoids of the Hamedan region, Sanandaj–Sirjan zone, Iran: analysis of petrology, lithogeochemistry and zircon geochronology/trace element geochemistry. *Geological Magazine*. 157(9), 1499–1525. <https://doi.org/10.1017/S0016756820000023>.
- [21] Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London University, London, 450 p.
- [22] Middlemost, E.A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earthscience reviews*. 37(3-4), 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).
- [23] Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to Ore Deposits*. New York: Wiley, 444 pp.
- [24] Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 83(1-2), 1–26. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>.
- [25] Giuliani, G., Lasnier, B., Ohnenstetter, D., Fallick, A.E., Pegère, G., 2010. Les gisements de corindons de France. *le Règne Minéral*. 93, 28–63.
- [26] Harris, N.B., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collisionzone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*. 19(1), 67–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>.
- [27] Searle, M.P. and Fryer, B.J., 1986. Garnet, tourmaline and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the Higher Himalayas from Zaskar, Kulu, Lahoul and Kashmir. *Geological Society, London, Special Publications*. 19(1), 185–201. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.10>.
- [28] Wilson, B.M., 2007. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science & Business Media.
- [29] Yakymchuk, C. and Szilas, k., 2017. Corundum formation by metasomatic reactions in Archean metapelite, SW Greenland: Exploration vectors for ruby deposits within high-grade greenstone belts. *Geoscience Frontiers*. pp.124. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.07.008>.
- [30] London, D., 2009. The origin of primary textures in granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*. 47(4), 697–724. <http://dx.doi.org/10.3749/canmin.47.4.697>.
- [31] London, D., 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*. 184, 74–104. <https://doi.org/10.2138/am.2014.4693>.
- [32] Manning, C.E., 2006. Mobilizing aluminum in crustal and mantle fluids. *Journal of Geochemical Exploration*. 89(1-3), 251–253. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2005.12.019>.
- [33] Kerrick, D.M., 2009 Al₂SiO₅-bearing segregations in the Lepontine Alps, Switzerland: Aluminum mobility in metapelites. *Geology*. 16(7), 636–046.
- [34] Szilas, K., Maher, K. and Bird, D.K., 2016. Aluminous gneiss derived by weathering of basaltic source rocks in the Neoproterozoic Storö Supracrustal Belt, southern West Greenland. *Chemical Geology*. 441, 63–80.



Potential geological formations and diamond-bearing assemblages in Iran and how diamonds are discovered within them

Morteza Razmara¹, Rahelah Hatefi²

¹Assistant Professor in Applied Geochemistry and Industrial Minerals, University of Ferdowsi, Mashhad

²Khorasan Razavi University of Scientific and Industrial Research, Mashhad University of Scientific and Industrial Research

Abstract:

So far, no documented geological evidence of diamond potential has been observed in the Iranian crust. However, geological formations and assemblages in Iran exist that allow for the possibility of diamonds. This study examines geological formations and assemblages with diamond potential for future geological explorations.

Among the geological formations and assemblages with potential diamond content, kimberlites and lamproites containing diamonds have not been reported in Iran. Nevertheless, geological assemblages in Iran with potential diamond potential include eclogites and ophiolites suites with diamond-bearing potential, ultra-high-pressure (UHP) metamorphic rocks, and meteorite impact sites.

Diamond-potential eclogites are characterized by high concentrations of magnesium-rich garnets (pyrope or magnetite-rich almandine) and amphibole, with the presence of coesite, orthopyroxene, clinopyroxene, Phlogopite, and sometimes spinel. Important locations for eclogite formation in Iran, such as the Shanderman eclogite (northwestern Iran) and the Sistan region eclogite (eastern Iran), with their mineralogical, petrological, and geochemical characteristics, can be further explored.

The diamond-bearing peridotites of Iran, with the presence of lower-crust and upper-mantle minerals and the unique chemical composition of the rocks in these areas, such as high concentrations of platinum group elements (PGEs), are valuable sets for exploring diamond-bearing peridotites. Among them, garnet-bearing (with chromium-rich spinels) deep-mantle peridotites containing high-magnesium olivine suites, orthopyroxenes along with clinopyroxenes containing high Mg (especially with the presence of metasomatic minerals such as Phlogopite, apatite, and amphibole), can be excellent evidence of diamond formation potential. The peridotite suites of Iran with specific geochemical characteristics, containing lower Al and Ca harzburgites but high Mg forsterite olivines, along with chromium-rich spinels and lower REE and Os concentrations than primary mantle, are also valuable sets to mention.

Keywords: Eclogite, ophiolites, Diamond-bearing Peridotite.



Authors retain the copyright. This is an open access article distributed under Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC BY 4.0).

<https://doi.org/10.22067/gemiran.2026.48064>

سازندها و مجموعه های زمین شناسی احتمالی الماس دار در ایران و چگونگی اکتشاف الماس در آنها

مرتضی رزم آرا^۱، راحله هاتفی^۲

^۱دانشیار گوه‌رشناسی کاربردی و کانیهای صنعتی دانشگاه فردوسی مشهد

^۲جهاد دانشگاهی خراسان رضوی، جهاد دانشگاهی مشهد

چکیده

تاکنون هیچگونه شواهد زمین شناسی مستند مبنی بر احتمال وجود الماس در پهنه ایران زمین، مشاهده نشده است. با این وجود سازندها و مجموعه های زمین شناسی در ایران وجود دارند که پتانسیل وجود الماس در آنها امکان پذیر می باشد. در این تحقیق، سازندها و مجموعه های زمین شناسی با پتانسیل وجود الماس جهت اکتشافات آینده زمین شناسان مورد بررسی قرار گرفته است.

در بین سازندها و مجموعه های زمین شناسی که احتمال الماس در آنها وجود دارند، کیمبرلیت ها و لامپروئیت های الماس دار در ایران گزارش نشده اند. با این وجود مجموعه های زمین شناسی در ایران که احتمال پتانسیل وجود الماس در آنها، امکان پذیر است شامل اکلوتیت ها و مجموعه های افیولیتی با احتمال میزبان الماس، سنگهای دگرگونی فشار فوق العاده بالا (UHP) و نیز مکانهای برخورد شهاب سنگ ها می باشند.

اکلوتیت های با پتانسیل الماس با مشخصاتی از قبیل وجود مقادیر بالای گارنت های منیزیم دار (پیروپ یا آلماندن غنی از Mg) و امفاسیت، با حضور کانی های کوئزیت (coesite)، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و گاهی اسپینل مشخص می شوند. از مهم ترین مکان های پیدایش اکلوتیت در ایران، اکلوتیت شاندرمن (شمال غربی ایران) و اکلوتیت منطقه سیستان (شرق ایران) با توجه به خصوصیات کانی شاسی، پترولوژی و ژئوشیمیایی می توانند مورد اکتشاف تفضیلی قرار گیرند.

پریدوتیت های حاوی الماس افیولیتی ایران، با وجود کانی های حاوی گوشته میانی و فوقانی و نیز ترکیب شیمیایی سنگ ها با ژئوشیمی ویژه خاص آن مناطق همچون مقادیر بالای عناصر گروه پلاتین (PGE)، مجموعه های ارزشمندی جهت اکتشاف پریدوتیت های حاوی الماس محسوب می شوند. در این میان، لرزولیت های گارنت دار (همراه با اسپینل های غنی از کروم) عمیق گوشته زمین که حاوی مجموعه کانیهای الیوین با منیزیم بالا، ارتوپیروکسن ها به همراه کلینوپیروکسن های حاوی مقادیر بالای Mg (بویژه با حضور کانیهای متاسوماتیکی همچون فلوگوپیت، آپاتیت و آمفیبول)، شواهد بسیار خوبی بر احتمال پیدایش الماس می توانند باشند. مجموعه های پریدوتیتی ایران با ویژگی های ژئوشیمیایی خاص حاوی هارزبورگیت های با مقادیر پایین Al و Ca اما الیوین های (فورستریتی) با مقادیر بالای Mg همراه با اسپینل های غنی از کروم و نیز مقادیر REE و Os کمتر از گوشته اولیه از مجموعه های ارزشمند دیگر قابل ذکر می باشند.

کلمات کلیدی: اکلوتیت، افیولیت، پریدوتیت های حاوی الماس

مقدمه

برطبق تفاوتها در رخدادها و منشأ، الماس های طبیعی در مجموعه های متفاوت زمین شناسی، در گروه های زیر، امکان پذیر می باشند: کیمبرلیت ها، لامپروئیت ها، افیولیت ها، سنگهای آکالان مافیک، سنگهای دگرگونی فشار بسیار بالا (UHP)، مکانهای برخورد شهاب سنگها و پلاسماهای مرتبط با سنگ های الماس دار (Stachel, 2009; Shirey, 2013; Yang, 2014; Lian, 2019).

الماس ها در افیولیت های کبک کانادا (Dresser, 1913)، کامنوشا (Kamenusha) در اورال روسیه و کوریاک شرق دور به گونه موفقیت آمیزی مورد اکتشاف قرار گرفته اند (Kaminskiy and Vaganov, 1977; Shilo et al., 1978). الماس

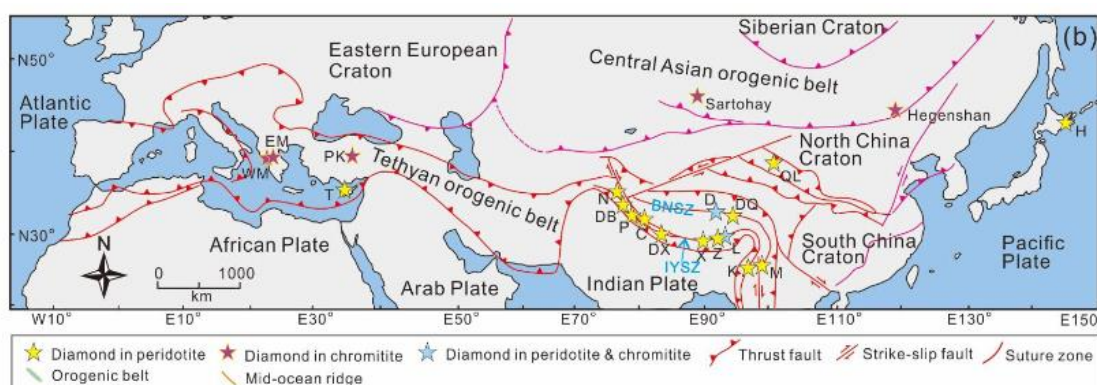
های با میزبان افیولیت و دیگر کانیهای UHP در افیولیت هایی از کمرندهای کوهزایی مختلف نیز کشف شده اند که مبین این است که الماس ها در سنگهای گوشته زمین، گستره قابل توجهی دارند (Liu et al., 2020; Yang, et al., 2021). پریدوتیت های حاوی الماس و کرومیتیت ها در افیولیت ها، منابع ارزشمندی جهت اکتشاف کانیهای جدید اعماق زمین می باشند که مدارک و مستنداتی در مورد ترکیب شیمیایی و شرایط فیزیکی گوشته عمیق زمین فراهم می آورند (Liu et al., 2021).

کمپلکس های افیولیتی ایران بخشی از کمرند افیولیتی تتیس خاورمیانه می باشند که از شرق به افیولیت های دیگر مناطق آسیا همچون پاکستان و از غرب به افیولیت های مدیترانه (همچون ترکیه، ترودوس یونان) و شرق اروپا، متصل می شوند (Nicolas, 1989). برمبنای سن جایگیری و فراوانی، افیولیت های ایران به دو دسته عمده تقسیم بندی شده اند. گروه افیولیت های با سن پالئوزوئیک (Weber-Diefenbach et al., 1986) و گروه افیولیت های با سن مزوزوئیک (Arvin M. and Robinson, 1994). افیولیت های مزوزوئیک ایران غالباً سن کرتاسه دارند و مرتبط با نفوتتیس و حوضه های پشت قوسی می باشند. اغلب افیولیت های مزوزوئیک ایران، خصوصیات ژئوشیمیایی مناطق فرورانشی (SSZ) را نشان می دهند که نشان می دهد جنوب غربی قاره آسیا در اواخر مزوزوئیک، مکان همگرایی صفحات و احتمالاً درگیر با گوشته زیرقاره ای بوده است (Shafaii Moghadam and Stern, 2015).

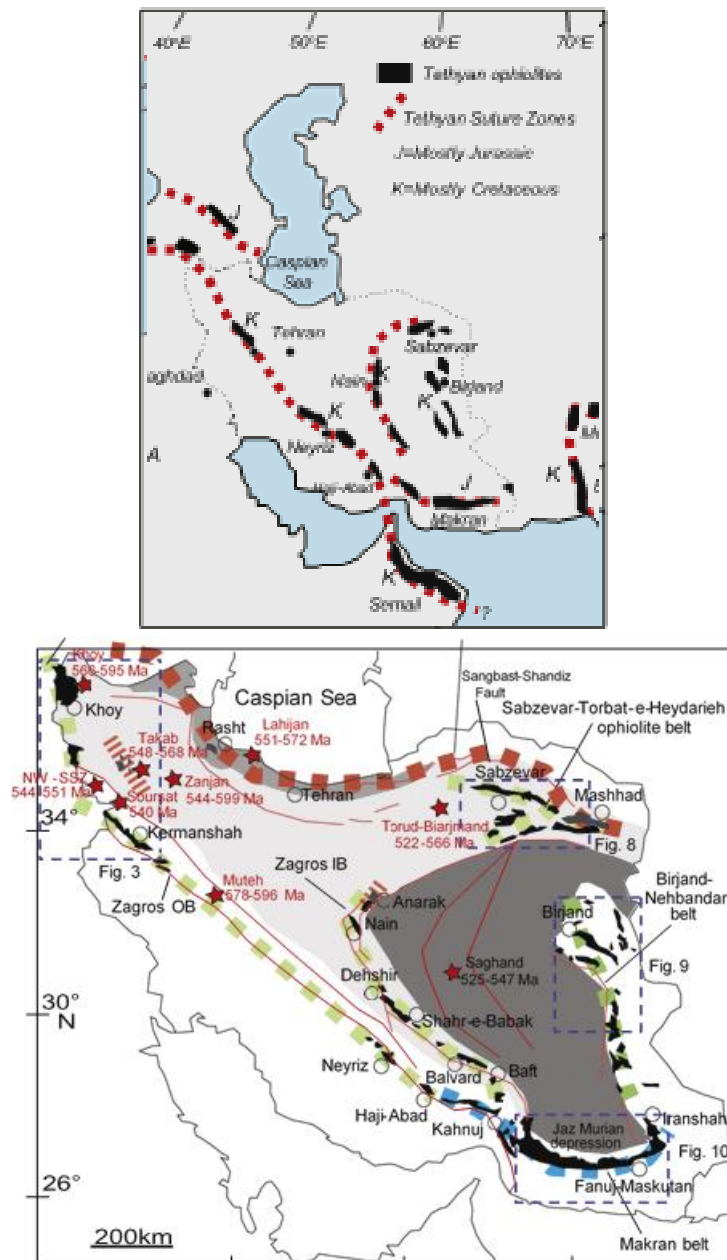
افیولیت ها (پریدوتیت ها و کرومیتیت های انبانه ای) میزبان الماس، به طور بارزی از کیمبرلایت های الماس دار و سنگ های دگرگونی فشار بسیار بالا (UHP) حاوی الماس، از نظر رخداد، کانیهای درونگیر و نیز ترکیب ایزوتوپی کربن و میتروژن های متفاوت می باشند (Liu et al., 2021).

الماس های کشف شده در پریدوتیت ها و کرومیتیت های افیولیتی، نوع جدیدی از میزبان الماس می باشند که در سال های اخیر به عنوان "الماس نوع افیولیتی" شناخته می شوند (Yang, 2014).

الماس های با منشا اکلوزیتی بخش قابل توجهی از الماس های موجود در بازار جواهرات را به خود اختصاص داده است و خصوصیات بارز آنها نشان دهنده فرآیندهای پویایی خاص زمین می باشد (GIA, 2024). اکلوزیت، یک سنگ دگرگونی فشار بالا - درجه حرارت بالا (HPHT) است که دارای بیش از ۷۵٪ گارنت های منیزیم دار (پیروپ یا آلماندن غنی از Mg) و امفاسیت (Na-Ca-Al-Mg)، می باشد. هم گارنت و هم امفاسیت هر دو باید در سنگ وجود داشته باشند و مقدار حجمی هر کدام نبایستی بیش از ۷۵٪ باشد. کانیهای روتایل، کیانیت و پلی مرف کوارتز (coesite)، نیز ممکن است وجود داشته باشند (2024,).



شکل ۱) پراکندگی جهانی افیولیت های حاوی الماس (تعدیل شده از Dilek, 2006; Seltnann, 2014; Liu, 2017).



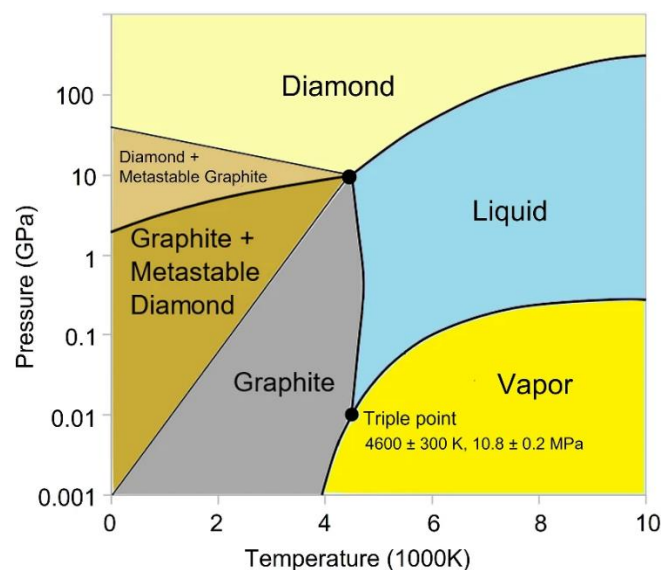
شکل ۲) چپ) پراکندگی سنگ های افیولیتی تیتیس در کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا (تعدیل شده از Dilek and Flower, 2003). راست) نقشه ساده زمین شناسی نشاندهنده کمربندهای اصلی افیولیتی ایران (Moghadam, and Stern, 2015).

عمده سازوکارهای تشکیل الماس

الماس، در اعماق گوشته زمین تحت شرایط فشار بسیار بالا و دمای زیاد موجود در اعماق گوشته زمین تشکیل می‌شوند. این فرآیند با تبلور اتم‌های کربن، در یک ساختار شبکه الماس پایدار، شروع می‌شود. سازوکار (مکانیسم) اساسی شامل تبلور اتم‌های کربن در یک ساختار شبکه چهاروجهی (تتراهدری) با پیوندهای بسیار محکم است. این فرآیند می‌تواند به چندین روش رخ دهد، از جمله: ۱) از طریق تبلور مجدد گرافیت در ساختار جدیدی با پیوندهای کاملاً کووالانسی، ۲) تبلور از یک ماده مذاب یا سیال اشباع از کربن، ۳) از طریق برهمکنش‌های اکسیداسیون-کاهش که کربنات‌ها یا متان در آن دخالت دارند. چگونگی تشکیل الماس طبیعی، شامل چهار مرحله بنیادی به قرار زیر است:

(۱) شرایط فیزیکی ویژه تشکیل الماس

اهمیت الماس برای کربن در زمین به این دلیل است که الماس طبیعی تنها کانی کربنی است که در گوشته پایینی زمین متبلور می‌شود و در سطح زمین می‌تواند دیده شود. علاوه بر این، تشکیل الماس عمدتاً در اعماق ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتری زیر سطح زمین رخ می‌دهد. این مکان‌ها معمولاً یا در گوشته و یا زیر کراتون‌ها قرار دارند. موقعیت زمین پویایی منحصر به فرد کراتون‌ها، شرایط لازم برای پیدایش الماس را فراهم می‌کنند. الماس برای تشکیل به فشار بسیار بالا (تقریباً ۵۰۰۰۰ برابر فشار سطح زمین) و نیز دمای بسیار بالا (حدود $^{\circ}\text{C}$ ۱۶۰۰) نیاز دارد. این شرایط معمولاً در گوشته زمین، بویژه در اعماق ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتری عمق زمین یافت می‌شوند. البته این شرایط ویژه در پی برخورد سیارک‌ها (asteroid) یا محل اصابت شهاب‌سنگ‌ها نیز می‌توانند ایجاد شوند که در این موارد، ممکن است الماس ایجاد شود. جهت امکان تبلور الماس، محیط باید شرایط ویژه‌ای داشته باشد: فشار: بین ۵۰۰۰۰ تا ۷۰۰۰۰ اتمسفر (۵ GPa تا ۷ GPa) که تقریباً ۴۵۰۰۰ تا ۶۰۰۰۰ برابر فشار اتمسفر در سطح دریا است. دما هم از $^{\circ}\text{C}$ ۹۰۰ تا $^{\circ}\text{C}$ ۱۳۰۰ متغیر است. در این شرایط شدید، اتم‌های کربن مجبور به تشکیل یک شبکه بلوری مکعبی (کوبیک) بسیار متقارن می‌شوند که منجر به سختی استثنایی و پایداری ترمودینامیکی الماس می‌شود. ژئوبارومتری الماس‌ها بر اساس پایداری کانی‌های موجود در آنها، طیف وسیعی از اعماق را از ۱۱۰ تا ۱۵۰ کیلومتر، مربوط به مرز گرافیت-الماس در لیتوسفر، تا بیش از ۶۶۰ کیلومتر، واقع در گوشته پایینی، بدست داده است (Shirey, et al. 2013; Beyer, & Frost, 2017; Nestola, et al., 2018).



شکل ۳) نمودار فازی عنصر کربن (C) به عنوان تابعی از فشار (GPa) و دما (Zazula, 1997).

کربنی که الماس را تشکیل می‌دهد معمولاً از دو منبع اصلی سرچشمه می‌گیرد: الف) پوسته اقیانوسی فرورانش‌شده (کربن هنگامی که صفحات اقیانوسی به زیر صفحات قاره‌ای فرو می‌روند، به گوشته وارد می‌شود و کانی‌های کربن دار را حمل می‌کند که می‌توانند تجزیه شوند و کربن آزاد کنند و یا کربن اولیه (احتمالاً مقداری کربن از زمان تشکیل زمین در گوشته وجود داشته است که برای تشکیل الماس می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد). البته کربن مورد نیاز برای تشکیل الماس می‌تواند از منابع مختلفی در گوشته زمین حاصل شود، از جمله کانی گرافیت، کربنات‌ها، متان و مواد مذاب یا سیالات اشباع‌شده با کربن.

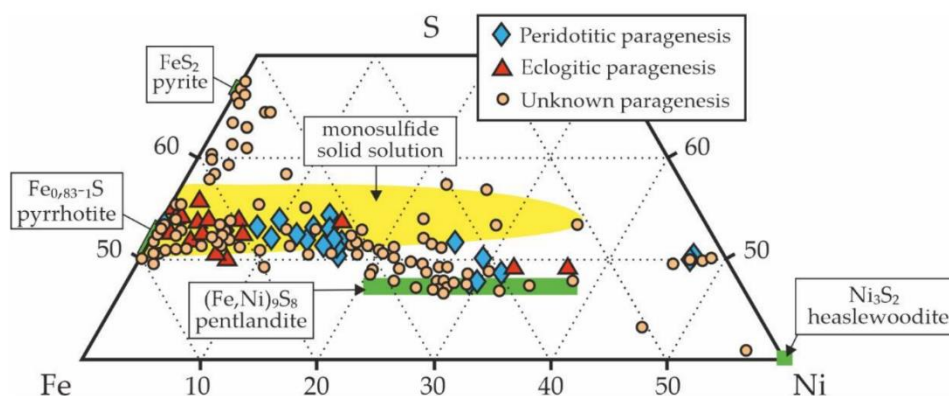
فرآیندهای تشکیل الماس

در محیط‌های با فشار و دمای بسیار بالا، اتم‌های کربن مجبور به تشکیل ساختار شبکه‌ای مکعبی (چگال و متقارن) می‌شوند که مشخصه الماس است. وجود کاتالیست‌های فلزی (مانند نیکل) گاهی اوقات می‌تواند فشار مورد نیاز برای تشکیل الماس را کاهش دهند و در نتیجه به فرآیند تبلور کمک کنند. علاوه بر این، الماس‌ها ممکن است در طول رشد خود، کانی‌های دیگری را در خود جای دهند که به عنوان درونگیر (inclusion) عمل می‌کنند که به منحصربه‌فرد بودن هر الماس کمک می‌کنند. تحت گرما و فشار شدید، اتم‌های کربن، با چهار اتم کربن دیگر در یک آرایش چهاروجهی (تتراهدری) خاص پیوند برقرار می‌کنند. این آرایه، شبکه بلوری محکم و پایداری را تشکیل می‌دهد که به الماس‌ها خواص منحصر به فرد خود را می‌دهد. این فرآیند تبلور می‌تواند از طریق سازوکار (مکانیسم)‌های مختلفی رخ دهد: الف) تبلور مجدد گرافیت: گرافیت می‌تواند تحت فشارهای بسیار بالا و شدید مستقیماً به الماس تبدیل شود. ب) تبلور از ماده مذاب: اتم‌های کربن محلول در سیالات یا مواد مذاب می‌توانند از محلول خارج شده و بلورهای الماس را تشکیل دهند. ج) برهمکنش‌های اکسیداسیون-احیا: در برهمکنش‌های شیمیایی که کربنات‌ها یا متان در آن دخالت دارند، اتم‌های کربن می‌توانند آزاد شوند و سپس به صورت الماس متبلور گردند. د) بازه زمانی: تبدیل کربن به الماس حتی در شرایط مناسب، یک فرآیند زمین‌شناسی کند است که معمولاً بین یک میلیارد تا ۳/۳ میلیارد سال طول می‌کشد.

الماس از گوهرسنگ‌هایی است که از گوشته زمین منشأ گرفته‌است. بیش از ۹۹٪ الماس‌ها در اصل در گوشته لیتوسفری، گوشته سرد و صلب (rigid) که زیر قاره‌ها قرار دارد و عموماً کمتر از ۳۰۰ کیلومتر عمق دارد، تشکیل شده‌اند. بیشتر الماس‌های با کیفیت گوهری از اعماق ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتری گوشته زمین سرچشمه می‌گیرند.

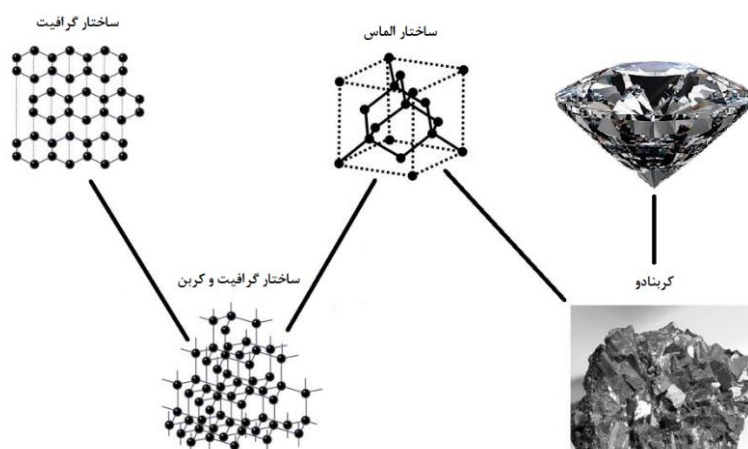
با وجود مطالعات متعدد نظری، ترمودینامیکی و تجربی که به بررسی پیدایش الماس اختصاص داده شده‌اند، سوالات کلیدی در مورد نیروهای محرک یا سازوکارهای تشکیل الماس همچنان مورد بحث و بررسی زیادی هستند. نظریه‌های موجود در مورد منشأ چندخاستگاهی الماس در طبیعت شامل فرآیندها، سازوکارها و نیروهای محرک مختلف جهت تبلور الماس در طبیعت است (Shirey et al., 2019; Smith et al., 2016).

طبق مدل‌های کلاسیک، تشکیل الماس در گوشته لیتوسفر در اعماق ۱۲۰ تا ۲۱۰ کیلومتری و دمای 900°C تا 1500°C در نتیجه فرآیندهای متاسوماتیک رخ می‌دهد. نیروهای محرک تشکیل الماس در این مدل‌ها، برهمکنش‌های اکسایش-کاهش در نظر گرفته می‌شوند که هیدروکربن‌ها را اکسید یا CO_2 را به کربن عنصری کاهش می‌دهند (Shirey et al., 2013). مدل‌های دیگر، تشکیل الماس را از طریق سردشدن سیال ایزوشیمیایی، ذوب جزئی در حضور سیال، فرآیندهای الکتروشیمیایی (تأثیر میدان الکتریکی بر مذاب‌های کربنات یا کربنات-سیلیکات) و اختلاط سیالات یا مذاب‌های مختلف پیشنهاد می‌کنند (Sverjensky and Huang, 2015). «مدل سولفیدی» (Bulanova, 1995) تشکیل الماس به دلیل وجود گسترده‌ی ناخالصی‌های سولفیدی در الماس‌ها نیز پیشنهاد شده است (شکل ۴).



شکل ۴) ترکیبات درونگیرهای سولفیدی در الماس‌های کراتون کاپوال (Stachel, 2008).

الماس در دماها و فشارهای بالای حاکم بر گوشته زمین، امکان تشکیل می‌یابند. بیشتر الماس‌هایی که کشف شده‌اند توسط فوران‌های آتشفشانی با منبع عمیق به سطح زمین رسیده‌اند. مواد مذاب این فوران‌ها، از گوشته نشات می‌گیرند و در مسیر به طرف بالا، تکه‌های دیرگداز از سنگ‌های گوشته را جدا و بدون ذوب شدن به سطح زمین می‌رسانند. این بلوک‌ها س جداشده از گوشته، به عنوان زینولیت شناخته می‌شوند. آنها حاوی الماس‌هایی هستند که در شرایط دما و فشار بالای گوشته تشکیل شده‌اند. تصور می‌شود که برخی از الماس‌ها نیز در شرایط دما/فشار بالای مناطق فروورانش یا مکان‌های برخورد سیارک‌ها تشکیل می‌شوند. برخی از آنها همراه با شهاب سنگ‌ها به زمین می‌رسند. البته هیچ ذخیره تجاری الماس با این منشأ یافت نشده است (King, 2023).



شکل ۵) تغییرات ساختاری تبدیل گرافیت به الماس.

فرآیند تشکیل الماس، فرآیندی بسیار پیچیده و طولانی مدت است که در اعماق گوشته زمین رخ می‌دهد. تشکیل الماس به شرایط خاصی از فشار، دما و ترکیب شیمیایی نیاز دارد. این فرآیند با وجود ترکیبات غنی از کربن (مانند مواد آلی یا دی اکسید کربن)، که تحت فشار و دمای بالا در اعماق گوشته زمین قرار دارند، آغاز می‌شود. فشار بالا معمولاً توسط وزن سنگ‌های رویین ایجاد می‌شود و دمای بالا نیز ناشی از گرمای داخلی زمین است. در این شرایط حاد، اتم‌های کربن درون مواد در یک ساختار بلوری متقارن به هم متصل می‌شوند و بلورهای الماس را تشکیل می‌دهند. تشکیل این بلورها می‌تواند میلیون‌ها یا حتی میلیاردها سال طول بکشد. پس از تشکیل، الماس‌ها، ممکن است از طریق فوران‌های آتشفشانی به سطح زمین منتقل شوند. الماس‌ها در ماگماهای آتشفشانی حمل می‌شوند که بعد از سرد شدن، سنگ‌های آذرین را تشکیل می‌دهد. این سنگ‌ها ممکن است کیمبرلیت‌ها یا لامپروئیت‌ها باشند. الماس طی دو فرآیند اصلی شامل فرآیند گوشته ای و فرآیند فروورانش

تشکیل می‌شود. گرچه هر دوی این فرآیندها می‌توانند منجر به تشکیل الماس شوند، اما فرآیند گوشته ای بسیار رایج‌تر است و اکثریت قریب به اتفاق الماس‌های جهان به این روش ایجاد می‌شوند.

۱) فرآیند گوشته ای

فرآیند گوشته ای، رایج‌ترین فرآیند تشکیل الماس است. الماس‌ها در اعماق گوشته زمین، تقریباً ۱۴۰ تا ۱۹۰ کیلومتر زیر سطح زمین، تحت فشار و دمای بالا تشکیل می‌شوند. فشار بالا معمولاً توسط وزن سنگ‌های رویی ایجاد می‌شود و دمای بالا ناشی از گرمای داخلی زمین است. در این شرایط شدید، اتم‌های کربن در یک ساختار بلوری متقارن به هم متصل می‌شوند و بلورهای الماس را تشکیل می‌دهند. این بلورهای الماس سپس از طریق فوران‌های آتشفشانی به سطح زمین منتقل می‌شوند و در لوله‌های کیمبرلیت یا لامپروئیت‌ها یافت می‌شوند.

۲) فرآیند فرورانش

این فرآیند شامل فرورانش پوسته اقیانوسی به گوشته زمین است، جایی که یک صفحه تکتونیکی به زیر صفحه دیگر رانده می‌شود. در طول این فرآیند، مواد غنی از کربن صفحه فرورانش می‌توانند در گوشته وارد شوند. تحت فشار و دمای بالا، این مواد می‌تواند بلورهای الماس را تشکیل دهد. الماس‌هایی که به این روش تشکیل می‌شوند، معمولاً به شکل بلورهای میکروسکوپی در سنگ‌هایی یافت می‌شوند که از طریق فوران‌های آتشفشانی به سطح زمین آورده می‌شوند.

طبقه‌بندی کانسارهای الماس

کانسارهای الماس در سه گروه عمده، می‌توانند طبقه بندی شوند (Dill, 2010).

۱) کانسارهای ماگمایی

- ۱-۱) کانسارهای الماس مرتبط با کیمبرلیت‌ها
- ۲-۱) کانسارهای الماس مرتبط با لامپروئیت‌ها (lamproites)
- ۳-۱) کانسارهای الماس در کوماتوئیت‌ها و سایر سنگ‌های اولترابازیک
- ۴-۱) کانسارهای الماس در پریدوتیت‌های توالی‌های افیولیتی

۲) کانسارهای دگرگونی

- ۱-۲) ریزالماس‌ها (Microdiamonds) در مکان‌های برخورد شهاب سنگ‌ها
- ۲-۲) ریزالماس‌ها در مناطق پرفشار
- ۳-۲) ریزالماس‌ها در گارنت گنیس
- ۴-۲) کانسارهای الماس در گرافیت شایست

۳) کانسارهای رسوبی

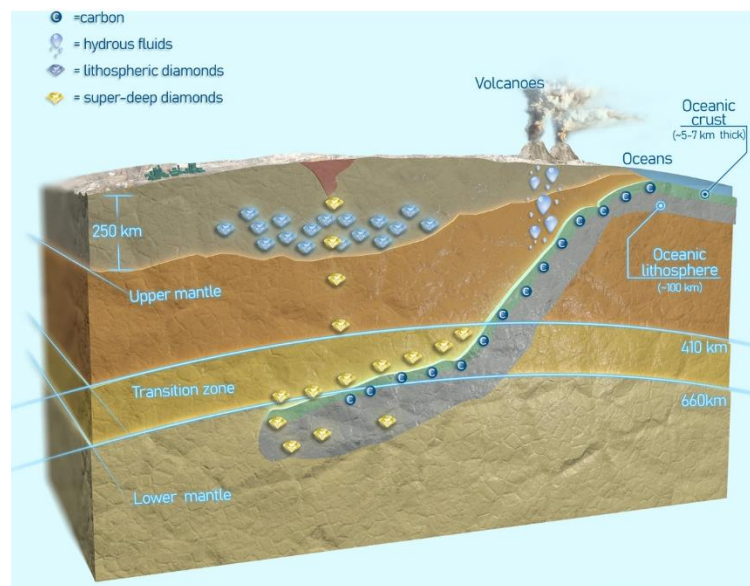
- ۱-۳) کانسارهای پلاسری
- ۱-۳-۱) کانسارهای پلاسری الماس آبرفتی-رودخانه‌ای مجاور سواحل دریایی
- ۲-۳-۱) کانسارهای الماس در پلاسرهای قدیمی (Palaeoplacer)
- ۳-۳-۱) پلاسرهای کربن‌دوی (carbonado) آبرفتی-رودخانه‌ای

محیط‌های مناسب زمین‌شناسی جهت تشکیل الماس

در زمین، الماس‌های طبیعی در چهار محیط زمین‌شناسی متفاوت تشکیل می‌شوند؛ ۱) گوشته لیتوسفری؛ ۲) گوشته زیر لیتوسفری (sub-lithospheric mantle)؛ ۳) مناطق دگرگونی فشار بسیار بالا (UHPM) (کمبرندهای کوهزایی) و ۴) در محل‌های برخورد شهاب سنگ‌ها (Day et al., 2023).

(۱) الماس های با منشا گوشته لیتوسفری

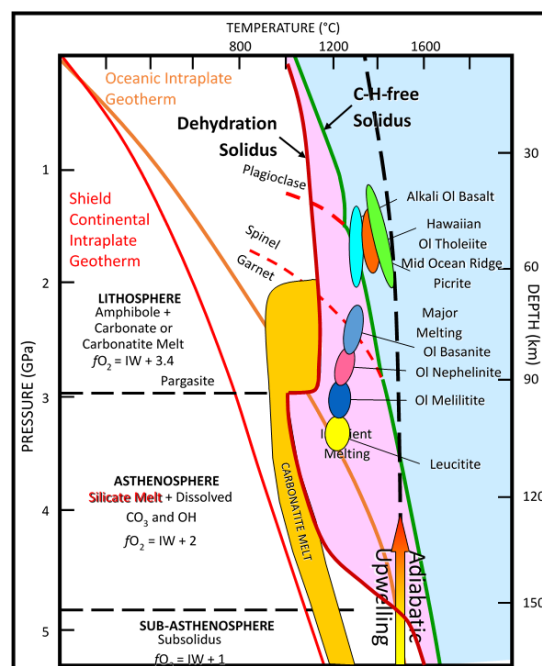
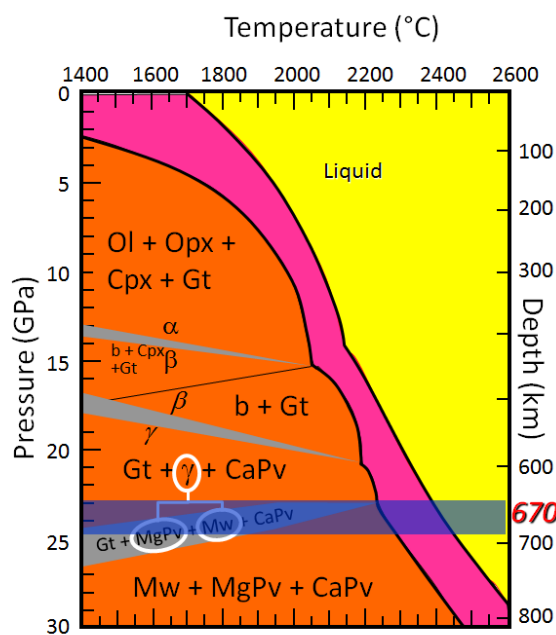
به طور کلی، الماس های سنگ کره (لیتوسفری) در محیط های گوشته ای (mantle keel environments) در اعماق ۱۲۰ تا ۲۰۰ کیلومتری (میانگین عمق 15 ± 175 کیلومتر) و در دمای متوسط $1160 \pm 100^\circ\text{C}$ و فشار ۵ تا ۶ گیگاپاسکال تشکیل می شوند (Nimis et al., 2020; Stachel, 2019). بر اساس دماسنجی گارنت-لیوین، نیز دمای متوسط 1140°C و فشار ۵ گیگاپاسکال برای تشکیل الماس گزارش شده است (Stachel, and Luth, 2015). با استفاده از داده های ترموبارومتري برای درونگیرها (با استفاده از فشارسنج تک کلینوپروکسن و دماسنج نیکل در گارنت)، عمق متوسط تشکیل ۱۹۰ کیلومتر در فشارهای حدود ۶ گیگاپاسکال و دمای حدود 1200°C برای الماس های لیتوسفری، نشان داده شده است (Nimis et al., 2020).



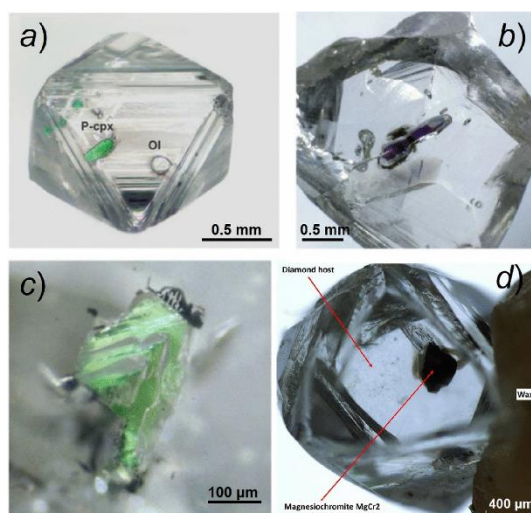
شکل ۶) شکل نمادین از مناطق امکان رشد الماس های سنگ کره ای (لیتوسفری) در اعماق حدود ۲۵۰ کیلومتری و الماس های فوق عمیق (اعماق ۴۱۰ تا ۷۰۰ کیلومتری). بخش خاکستری رنگ نشان دهنده یک صفحه فروانش است که می تواند در اعماق بیش از ۶۶۰ کیلومتری به گوشته پایینی زمین نفوذ کند (Alvaro et al., 2022، شکل از Chirico).

بیشتر درونگیرهای کانیایی در الماس های سنگ کره ای (لیتوسفری) به صورت cubo-octahedral می باشند. اندازه آنها از نانومتر تا صدها میکرون متغیر است و ممکن است به صورت تک بلورها و/یا تجمع های بلوری و/یا مواد پلی کریستالین از کانی یکسان یا کانی های متفاوت وجود داشته باشند. درونگیرها اغلب به عنوان مکان هایی برای تغییر شکل پلاستیک یا شکننده عمل می کنند که اغلب به صورت شکستگی های گرافیتی شده در اطراف درونگیرها مشاهده می شوند (Day et al., 2023).

درونگیرهای کانیایی که توسط Stachel و همکاران (2008) و نیز پاماتو و همکاران (2021) در الماس های لیتوسفری مشخص شده اند، ۳۲٪ گارنت، ۱۶٪ الیوین، ۱۶٪ اسپینل کروم دار، ۱۵٪ سولفیدها (عمدتاً پیرویت همراه با پنتلاندیت و کالکوپریت)، ۱۳٪ کلینوپروکسن، ۷٪ ارتوپروکسن، حدود ۱٪ روتایل، و کوئزیت بوده اند. در حالی که درونگیرهای کانیایی ذکر شده در بالا فراوان ترین درونگیرها در الماس های لیتوسفری هستند، بسیاری از درونگیرهای کانیایی دیگر (کمتر از ۱٪) نیز مشاهده شده اند. به عنوان مثال، ایلمنیت، فلوگوپیت، زیرکن و کلسیت (Stachel and Aulbach, 2023). درونگیرهای کانیایی رایج در الماس های پریدوتیتی در شکل ۷ نشان داده شده است.

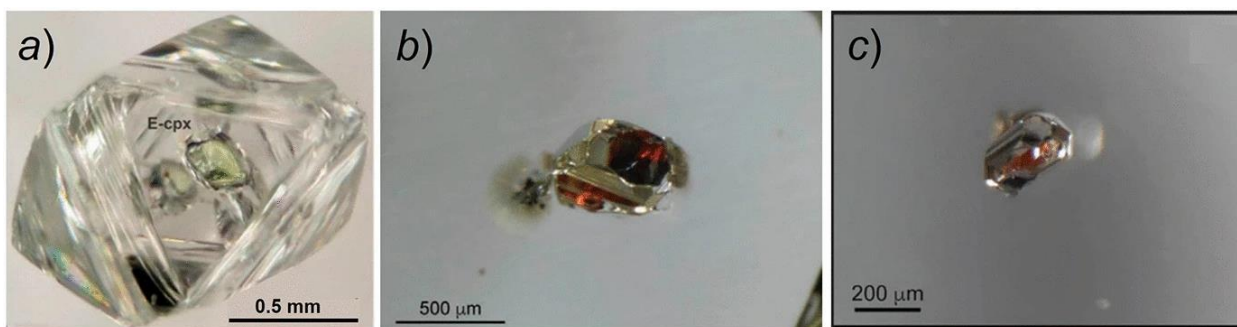


شکل ۷) چپ) نمودار فازی از مجموعه کانیهای گوشته در اعماق ۱۰۰ تا ۶۷۰ کیلومتری عمق زمین (Herzberg and Zhang, 1996). راست) مواد فرار همچون CO_2 و H_2O به عنوان تسهیل کننده ذوب پریدوتیت ها در درجات حرارت پایین تر می توانند عمل نمایند (Green,).



شکل ۸) درونگیرهای کانیایی در الماسهای لیتوسفری پریدوتیتی، (a) کلینوپیروکسن و اولیوین در یک الماس هشتوجهی (Kalugina and Zedgenizov, 2020)، (b) گارنت کروم-پروپ (Stachel and Harris, 2008)، (c) کلینوپیروکسن (Stachel and Harris, 2008) و (d) منیزیکرومیت (Nestola et al. 2019).

الماسهای اکلوزیتی با درونگیرهای گارنت و کلینوپیروکسن (شکل ۸) و همچنین ارتوپیروکسن برای الماسهای وبستریتی مشخص می شوند (Stachel and Harris, 2008). به طور کلی، سنگهای پیکریتی-بازالتی پوسته اقیانوسی فرورانش شده، پروتولیت غالب زینولیت های اکلوزیت الماسزا در نظر گرفته می شوند (Jacob, 2004).



شکل ۹) درونگیرهای کانایی در الماس‌های سنگ کره ای (لیتوسفری) اکلوزیتی، (a) کلینوپیروکسن در یک الماس اکتاهدری (Kalugina and Zedgenizov, 2020)، (b) گارنت اکلوزیتی نارنجی رنگ (Harris et al. 2023) و (c) گارنت اکلوزیتی نارنجی و قرمز (Harris et al.).

۲) الماس‌های با منشأ گوشته زیر لیتوسفری (sub-lithospheric mantle)

بر اساس داده‌های ارائه شده توسط والتر و همکاران (2023)، درونگیرهای مشاهده شده عبارتند از ۴۲٪ فروپریکلز، (یا منیزیم) وستیت، ۳۲٪ گارنت، ۸٪ برییت، ۸٪ انستاتیت، ۶٪ کلینوپیروکسن، ۴٪ الیوین و کمتر از ۱٪ کوئزیت، فاز ساختاری فریت کلسیم (CF)، فاز NAL و بسیاری از درونگیرهای دیگر با فراوانی کمتر از ۱٪ مانند پریکلز، محلول جامد با وستیت (FeO) تشکیل می‌دهد که پرکاربردترین شاخص برای منشأ زیرلیتوسفری است.

اکلوزیت‌های الماس‌دار

اکلوزیت یک سنگ دگرگونی متراکم است که معمولاً از دگرگون شدن بازالت یا گابرو در فشارهای بسیار بالا و دمای متوسط تشکیل می‌شود. اکلوزیت با وجود دو کانی اصلی مشخص می‌شود: یک پیروکسن سبز غنی از سدیم به نام امفاسیت ($\text{Ca}_{0.6}\text{Na}_{0.3}\text{Mg}_{0.6}\text{Al}_{0.3}\text{Fe}^{2+}_{0.1}\text{Si}_2\text{O}_6$) و یک گارنت قرمز یا قهوه‌ای مایل به قرمز (اغلب پیروپ یا آلماندین). اکلوزیت تحت شرایط فشار بالا (بیش از ۱۲ کیلوبار) و دمای متوسط (حدود 600°C یا بالاتر)، اغلب در مناطق فرورانش تشکیل می‌شود. اکلوزیت در درک فرآیندهای عمیق زمین اهمیت دارد و اغلب به عنوان ادخال در کیمبرلیت‌ها و بازالت‌ها یا در کمپلکس‌های دگرگونی یافت می‌شود. اکلوزیت نقش مهمی در درک پویایی گوشته زمین، فرآیندهای فرورانش و تشکیل ماگماهای خاص ایفا می‌کند.

شواهد زمین‌شناسی احتمال وجود الماس در پهنه ایران زمین

تاکنون هیچگونه شواهد زمین‌شناسی مستند مبنی بر احتمال وجود الماس در پهنه ایران زمین، مشاهده نشده است. با این وجود سازندها و مجموعه‌های زمین‌شناسی در ایران وجود دارند که پتانسیل وجود الماس در آنها امکان‌پذیر می‌باشد و قابلیت اکتشاف دارند. تاکنون به صورت مستند، کیمبرلیت‌ها و لامپروئیت‌های الماس‌دار در ایران گزارش نشده‌اند. با این وجود مجموعه‌های زمین‌شناسی در ایران که احتمال پتانسیل وجود الماس در آنها، امکان‌پذیر است عبارتند از:

۱) اکلوزیت‌ها:

اکلوزیت‌های حاوی الماس با مشخصات ویژه‌ای از دیگر اکلوزیت‌ها متمایز می‌گردند. اکلوزیت‌های الماس‌دار حاوی مقادیر بالایی از گارنت‌های منیزیم‌دار (همچون پیروپ یا آلماندین‌های غنی از Mg) و نیز امفاسیت می‌باشند که با کانی‌هایی همچون کوئزیت (coesite)، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و گاهی اسپینل همراهی می‌شوند. اکلوزیت در مکانهای متعددی از ایران گزارش شده است اما از مهم‌ترین مکان‌های پیدایش اکلوزیت در ایران، اکلوزیت شاندرمن (شمال غربی ایران) و اکلوزیت منطقه سیستان (شرق ایران) با توجه به خصوصیات کانی‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمیایی می‌توانند قابلیت اکتشاف تفصیلی در این مورد را داشته باشند.

ویژگی‌های کلیدی اکلوژیت های حاوی الماس:

- کانی‌شناسی: عمدتاً از گارنت (اغلب با رنگ‌های نارنجی) و کلینوپیروکسن (معمولاً سبز، با درجات مختلفی از دگرسانی) تشکیل شده است.
- بافت: درشت دانه، با نسبت‌های متغیری از گارنت و کلینوپیروکسن.
- الماس: مقادیر ناچیزی الماس در داخل سنگ یافت می‌شود. گاهی اوقات شواهدی از جذب یا دگرسانی، نشان دهنده فرآیندهای پیچیده رشد و تخریب است.
- منشأ: به احتمال در فشارها و دماهای بالا (حدود 1200°C و عمق ۲۰۰-۱۸۰ کیلومتر) در گوشته لیتوسفر زیرقاره‌ای تشکیل شده است.
- دگرگونی: اکلوژیت یک سنگ دگرگونی است که از دگرگون شدن بازالت یا گابرو در شرایط فشار و دمای بالا تشکیل شده است.
- ویژگی‌های ژئوشیمیایی: اکلوژیت‌ها اغلب ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان دهنده پوسته اقیانوسی فرورانش شده یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده را نشان می‌دهند.
- وجود ناخالصی‌ها در الماس‌ها: الماس‌های موجود در اکلوژیت‌ها می‌توانند حاوی درونگیرهایی از کانی‌هایی مانند گارنت و کلینوپیروکسن باشند که اطلاعات کلیدی در مورد محیط تشکیل الماس ارائه می‌دهند.
- رویدادهای متاسوماتیک متعدد: برخی از اکلوژیت‌ها شواهدی از رویدادهای متاسوماتیک متعدد (برهمکنش‌ها با سیالات یا مواد مذاب) را نشان می‌دهند. برخی از این رویدادها به رشد الماس کمک و برخی دیگر باعث تخریب الماس می‌شوند.
- رشد و تخریب الماس: الماس‌های موجود در اکلوژیت‌ها می‌توانند هم شواهدی از رشد (مثلاً بلورهای منطقه‌بندی شده) و هم جذب (مثلاً اشکال گرد شده، سطوح نامنظم) را نشان دهند که نشان‌دهنده فرآیندهای پیچیده رشد و تخریب در گوشته زمین است.

۲) سنگ‌های دگرگونی فشار فوق‌العاده بالا (UHP)

از مهمترین سنگ‌های دگرگونی تحت فشار فوق‌العاده بالا در ایران که به طور عمده در مناطق جغرافیایی حضور دارند به سنگ‌های دگرگونی منطقه گلپایگان می‌توان اشاره کرد که حاوی کانیه‌های گارنت، کوارتز، کلریت، استارولیت، آندالوزیت، کیانیت و سیلیمانیت هستند. در منطقه زنجان نیز سنگ‌های دگرگونی تحت فشار بسیار بالا عمدتاً شامل آمفیبولیت، گنایس، شیست و سنگ مرمر هستند.

۳) مجموعه‌های افیولیتی با احتمال میزبان الماس

پریدوتیت های حاوی الماس در مجموعه های افیولیتی ایران، با ژئوشیمی و ترکیب شیمیایی ویژه آن مناطق همچون مقادیر بالای عناصر گروه پلاتین (PGE)، مجموعه های ارزشمندی جهت اکتشاف پریدوتیت های حاوی الماس محسوب می شوند. در این میان، لرزولیت های گارنت دار (همراه با اسپینل های غنی از Cr) متعلق به مناطق عمیق گوشته زمین که حاوی مجموعه کانیه‌های الیون با Mg بالا و نیز ارتوپیروکسن ها و کلینوپیروکسن های حاوی مقادیر بالای Mg (بویژه با حضور کانیه‌های **متاسوماتیکی** همچون فلوگوپیت، آپاتیت و آمفیبول)، شواهد بسیار خوبی بر احتمال پیدایش الماس می توانند باشند. مجموعه های پریدوتیتی ایران با ویژگی های ژئوشیمیایی خاص حاوی سنگ های هارزبورگیتی با مقادیر پایین Al و Ca ولی الیون های فورستریتی با مقادیر بالای Mg همراه با اسپینل های غنی از Cr و نیز مقادیر REE و Os کمتر از گوشته اولیه (primitive mantle) از مجموعه های ارزشمند دیگر قابل ذکر می باشند.

۴) مکانهای برخورد شهاب سنگ ها

هنگامی که شهاب‌سنگ‌ها با زمین برخورد می‌کنند، گرما و فشار شدیدی را در نقطه برخورد ایجاد می‌کنند. این برخورد شدید می‌تواند باعث شود مواد کربن دار از طریق فرآیندی که به عنوان شوک دگرگونی شناخته

می‌شود، به الماس تبدیل شوند. اگرچه الماس‌های حاصل از برخورد، معمولاً کوچک هستند و به عنوان گوهر مناسب نیستند، اما به دلیل سختی‌شان در کاربردهای صنعتی می‌توانند ارزشمند باشند. برخی از الماس‌ها نیز فراتر از زمین تشکیل می‌شوند. الماس‌هایی که در شهاب‌سنگ‌ها یافت شده‌اند نشان می‌دهد که آنها در شرایط فرازمینی مانند موارد زیر می‌توانند تشکیل شوند:

الف) محیط بین ستاره‌ای: در مناطق تشکیل ستاره‌ها، هیدروکربن‌ها در معرض تشعشعات شدید قرار می‌گیرند که می‌تواند آنها را به اتم‌های کربن تجزیه کند که ممکن است با گذشت زمان به الماس متبلور می‌شوند.

ب) برخورد مستقیم شهاب‌سنگ: امواج شوک ناشی از برخوردها می‌توانند گرافیت را در مقیاس میکروسکوپی به الماس تبدیل کنند.

کوماتوئیت های حاوی الماس

کوماتوئیت (Komatiite)، یک سنگ آتشفشانی اولترامافیک است که گرچه می‌تواند حاوی الماس باشد، اگرچه این یک اتفاق رایج نیست. الماس‌های یافت شده در کوماتوئیت معمولاً به صورت بیگانه بلور (xenocryst) هستند (به این معنی که آنها از جای دیگری به ماگمای کوماتوئیتی اضافه شده‌اند)، نه اینکه در داخل آن تشکیل شده باشند. تصور می‌شود که این الماس‌ها از اعماق گوشته زمین (از مناطقی که الماس پایدار است)، سرچشمه می‌گیرند و سپس توسط ماگمای کوماتوئیتی به سطح زمین منتقل می‌شوند (Capdevila et al., 1999). کوماتیت‌ها با مقادیر بالای اکسید منیزیم مشخص می‌شوند و اغلب با کراتون‌های قدیمی (پوسته قاره‌ای پایدار) مرتبط هستند.

تهی‌شدگی از عنصر آلومینیوم (Al) در کوماتیت‌ها مبین این است که گارنت یک فاز باقیمانده، در طول ذوب شدگی بوده است که نشان می‌دهد ماده اولیه از اعماق بیش از ۲۵۰ کیلومتر نشأت گرفته است. این عمق کاملاً در محدوده‌ای است که الماس پایدار است. کوماتیت Dachine (در گویان) به دلیل داشتن الماس‌های کربونادو (نوعی الماس پلی کریستالین با خواص منحصر به فرد)، شناخته شده است. تصور می‌شود، این کربونادوها از سیالات مرتبط با کوماتیت در دماهای بالا تشکیل شده‌اند.

نتیجه گیری

سازندها و مجموعه های زمین شناسی در ایران وجود دارند که پتانسیل وجود الماس در آنها امکان پذیر می باشند. مجموعه های زمین شناسی در ایران که احتمال پتانسیل وجود الماس در آنها، امکان پذیر است شامل اکلوزیت ها و مجموعه های افیولیتی با احتمال میزبان الماس، سنگهای دگرگونی فشار فوق العاده بالا (UHP) و نیز مکانهای برخورد شهاب سنگ ها می باشند.

از مهم ترین مکان های پیدایش اکلوزیت در ایران، اکلوزیت شاندرمن (شمال غربی ایران) و اکلوزیت منطقه سیستان (شرق ایران) با توجه به خصوصیات کانی شاسی، پترولوژی و ژئوشیمیایی می توانند مورد اکتشاف تفضیلی قرار گیرند. مجموعه های پریدوتیتی ایران با ویژگی های ژئوشیمیایی خاص حاوی هارزبورگیت های با مقادیر پایین Al و Ca اما البوین های (فورستریتی) با مقادیر بالای Mg همراه با اسپینل های غنی از کروم و نیز مقادیر REE و Os کمتر از گوشته اولیه (primitive mantle) از مجموعه های ارزشمندی می باشند که در پریدوتیت های منطقه فریمان نمودهایی از آنها قابل مشاهده می باشند.

References

Arvin, M. and Robinson, P. T. (1994) The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft ophiolitic melange, southwest of Kerman, Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 31: 824-834.

- Dresser, J.A. *Preliminary Report on the Serpentine and Associated Rocks of Southern Quebec*; Memoir-Geological Survey of Canada: Ottawa, ON, Canada, 1913; Volume 1, pp. 1–103.
- Kaminskiy, F.V.; Vaganov, V.I. Petrological conditions for diamond occurrences in Alpine-type ultrabasic rocks. *Int. Geol. Rev.* 1977, *19*, 1151–1162.
- Feng, G.; Yang, J.; Dilek, Y.; Liu, F.; Xiong, F. (2018) Petrological and Re-Os isotopic constraints on the origin and tectonic setting of the Cuobuzha peridotite, Yarlung Zangbo suture zone, southwest Tibet, China. *Lithosphere*, *10*, 95–108.
- Green et al. (2010) *Nature*, *467*, 448–452.
- Liu, F.; Yang, J.S.; Lian, D.Y.; Xiong, F.H.; Wu, W.W. (2020) Diamonds and other unusual minerals in global ophiolites. *Acta. Geol. Sin.*, *94*, 2588–2605.
- Liu, F.; Lian, D.; Wu, W.; Yang, J. (2021) Diamond and Other Exotic Mineral-Bearing Ophiolites on the Globe: A Key to Understand the Discovery of New Minerals and Formation of Ophiolitic Podiform Chromitite. *Crystals*, *11*, 1362.
- Lustrino, M. (2019) *Petrologia e Geodinamica*. Laurea Magistrale in Geologia di Esplorazione. Dipartimento di Scienze della Terra. Università degli Studi di Roma La Sapienza.
- Nicolas A. (1989) *Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands, 367 p. (1989).
- Razmara, M. (1990) The investigation of geological, petrological and mineral resources in ophiolite melange of Torbat Heydarieh. MSc thesis. University of Tehran.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, B. (2015) Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*.
- Shafaii Moghadam, H.; Stern, R.J.; Griffin W.L.; Khedr, M.Z.; Kirchenbaur, M.; Ottley, C.J.; Whattam, S.; Kimura, J.-I.; Ghorbani, G.; Gain, S.; O'Reilly, S.Y. and Tamura, A. (2020) Subduction initiation and back-arc opening north of Neo-Tethys: Evidence from the Late Cretaceous Torbat-e-Heydarieh ophiolite of NE Iran. *GSA bulletin*, *132* (5-6), pp. 1083–1105.
- Shilo, A.N.; Kaminskiy, V.F.; Palandzhyan, A.S.; Tilman, M.S.; Tkachenko, A.L. First diamond finds in Alpine-type ultrabasic rocks in the Northeastern USSR. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 1978, *241*, 179–182.
- Weber-Diefenbach, K.; Davoudzadeh, M.; Alavi-Tehrani, N. and Linsch, G. (1986) Paleozoic ophiolites in Iran, geology and geochemistry, and geodynamic implication. *Ophioliti*, *11*: 305–338.
- Yang, J.; Wu, W.; Lian, D.; Rui, H. (2021) Peridotites, chromitites and diamonds in ophiolites. *Nat. Rev. Earth Environ.*, *2*, 198–212.

The industrial mineralogy of Shirmaghz-e-Geysur bentonite deposit (North East of Ghaen – Eastern Iran) on the basis of geology, mineralogy, satellite data, geochemistry and industrial properties

Danial Mojoudi Firouzabadi

M.Sc in Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

Khosrow Ebrahimi Nasrabadi*

Ph.D. in Industrial Mineralogy, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

Khebrahimi@um.ac.ir

Abstract:

Shirmaghz bentonite deposit is located close to Shirmaghz village, 51 km north east of Ghaen city and 35 km south of Geysur village, Eastern Iran, in central Iran geological zone and north part of Lut block subzone. According to the field evidences, microscopic studies and based on ICP-MS chemical analysis of trace and rare earth elements (REEs), the parent rocks of Shirmaghz bentonite deposit are mainly acidic to intermediate volcanic rocks such as dacite and andesite belongs to Calc-Alkaline magmatic series along with pyroclastic tuffs. minor amounts of Basalt are also present. ASTER Satellite Images processing determined distribution of clay minerals in the investigated area.

Mineralogical analysis on Shirmaghz bentonite samples done by optical microscopy and XRD. Chemical analyses were performed by XRF and ICP-MS. The XRD results confirmed that smectite group minerals mainly of beidellite and Na-montmorillonite are the major clay minerals of the investigated area. Furthermore, The Chemical analyses of major oxides by XRF, indicates the mean values of Na₂O is 2.21% and CaO is 0.77%. The chemical analysis results also shows that the high percentage of SiO₂, (65-70 %) and moderate amounts of Al₂O₃, (11-13.5%). These chemical analysis indicates that Shirmaghz bentonite deposit is Na type. The higher amounts of SiO₂ suggests the hydrothermal origin of this deposit which were resulted from alteration of volcanic and pyroclastic rock units that are directly in associate with fault zones.

Based on physical, chemical and industrial properties of Shirmaghz bentonite deposit, the most important industrial applications of this bentonite is in casting and iron pelletizing industries.

Keywords: Geology, Geochemistry, industrial mineral, Bentonite, Beidellite, shirmaghz, Ghae



Authors retain the copyright. This is an open access article distributed under Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC BY 4.0).

<https://doi.org/10.22067/gemiran.2026.48065>

کانی‌شناسی صنعتی نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور (شمال شرق قائن - شرق ایران) بر پایه‌ی داده‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ماهواره‌ای، ژئوشیمیایی و تست‌های صنعتی

دانیال موجودی فیروزآبادی، کارشناس ارشد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر خسرو ابراهیمی نصرآبادی*، استاد کانی‌شناسی صنعتی دانشگاه فردوسی مشهد

khebrahimi@um.ac.ir

۰۹۱۵۳۱۵۲۷۸۴

۱۴۰۴/۰۶/۱۰

چکیده

نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور در نزدیکی آبادی شیرمغز، واقع در ۵۱ کیلومتری شمال شرق شهر قائن و ۳۵ کیلومتری جنوب روستای گیسور، در پهنه‌ی ایران مرکزی و قسمت شمالی زیر پهنه‌ی بلوک لوت قرار گرفته است. با توجه به شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی و براساس آنالیز عناصر کمیاب و نادر حاکی با روش ICP-MS، نمونه‌های سنگ مادر بنتونیت شیرمغز عمدتاً در محدوده‌ی داسیتی و توف‌های آذرآواری و در موقعیت سری کالک آلکالن قرار گرفته‌اند؛ اما واحدهای آندزیتی و به میزان کمتر بازالتی نیز در تولید این ذخیره‌ی معدنی نقش داشته‌اند. مجموعاً چنین به نظر می‌رسد که از دیدگاه ترکیب شیمیایی، سنگ مادر به وجودآورنده‌ی بنتونیت‌ها، عمدتاً اسیدی تا حدواسط (داسیتی تا تراکی آندزیتی) بوده است. همچنین مطالعات صورت گرفته نشان داد که سنگ‌های آذرآواری نیز منشأ مهمی برای بخشی از نهشته‌ی بنتونیتی مورد مطالعه می‌باشند. از سویی بررسی و پردازش تصاویر ماهواره‌ای ASTER، پراکندگی کانی‌های رسی را در منطقه بارزسازی نمود.

نمونه‌های بنتونیت شیرمغز، مورد آنالیزهای شیمیایی و کانی‌شناختی به روش‌های XRF، ICP-MS و XRD قرار گرفتند. نتایج حاصل از آنالیز XRD، حضور کانی‌های فیلوسیلیکاته‌ی گروه اسمکتیت شامل بیدلیت و مونت‌موریونیت سدیک و کلسیک را به عنوان کانی‌های رسی اصلی این بنتونیت تایید نمود. نتایج آنالیزهای شیمیایی اکسیدهای اصلی در بنتونیت که نشان‌گر میانگین Na_2O برابر با ۲/۲۱ درصد، میانگین CaO برابر با ۰/۷۷ درصد، میزان SiO_2 در حد بالا (۶۰ - ۷۵ درصد) و میزان Al_2O_3 در حد متوسط (۱۱ - ۱۳/۵ درصد) است، حاکی از سدیک بودن بخش مهمی از این ذخیره‌ی کانی صنعتی می‌باشد. همچنین میزان SiO_2 بالا از نشانه‌های منشأ گرمایی برای این نهشته است. منشأ بنتونیت شیرمغز گیسور، دگرسانی آرژلیک واحدهای آذرآواری و آتشفشانی منطقه می‌باشد که این دگرسانی، در ارتباط مستقیم با سیستم گسلی منطقه و خصوصاً گسل امتدادلغزی است که نوار بنتونیتی در امتداد آن رخ داده است. براساس تحقیقات کانی‌شناختی و شیمیایی صورت گرفته، مهم‌ترین کاربردهای صنعتی نهشته‌ی بنتونیتی منطقه‌ی مورد مطالعه در صنایع ریخته‌گری و گندوله‌سازی آهن می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شناسی، ژئوشیمی، کانی صنعتی، بنتونیت، بیدلیت، شیرمغز، قائن.

کانی‌سازی بنتونیت شیرمغز گیسور در میانه‌ی جنوب برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ نوده [۱] در فاصله‌ی ۵۱ کیلومتری شمال شرق شهر قائن، ۹۵ کیلومتری جنوب شرق شهر گناباد و در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری پالئوسن- ائوسن، در پهنه‌ی ایران مرکزی و زیر پهنه‌ی بلوک لوت اتفاق افتاده است. سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری پالئوسن- ائوسن در محدوده‌ی گناباد، قائن و بیرجند دارای کانی‌سازی‌های متعدد بنتونیت هستند. از جمله کانی‌سازی‌های بنتونیت در محدوده‌ی نامبرده می‌توان به معادن بنتونیت گل کن گناباد، گرمینج، کرغند، چاه کشمیر، چاه طالب، حسامیه، برون، اشکفتوک، بوته‌زیر و کوه‌سفید اشاره نمود [۲]. فراوانی سنگ‌های آتشفشانی سیستم پالئوژن- نئوژن، به ویژه ائوسن که بیش از نیمی از بلوک لوت را می‌پوشاند، از نکات قابل توجه می‌باشد که کانی‌سازی بنتونیت منطقه‌ی مورد مطالعه نیز در ارتباط با همین واحدها رخ داده است.

واژه‌ی بنتونیت را نخستین بار در سال ۱۸۹۸ دانشمندی به نام نایت به کار برد. این واژه از اصطلاح محلی شیل‌های بنتون واقع در ایالت وایومینگ آمریکا برگرفته شده است. بنتونیت یک ماده‌ی طبیعی است که از تجمع چند کانی رسی و تعدادی کانی غیر رسی تشکیل می‌شود. کلیه‌ی تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی که تحت تأثیر سیالات ماگمایی یا گرمابی در سنگ‌ها به وجود می‌آید، دگرسانی نام دارد. دگرسانی گرمابی نیز فرایندی بسیار پیچیده است که باعث تغییرات کانی‌شناختی، شیمیایی و بافتی در سنگ‌های اولیه می‌شود. در منطقه‌ی مورد مطالعه، آثار دگرسانی و کانی‌سازی مشهود می‌باشد که در نتیجه‌ی عمل محلول‌های گرمابی بر واحدهای سنگی منطقه رخ داده و از طریق شکستگی‌ها که نقش گذرگاه را برای محلول‌ها بازی می‌کنند، امکان‌پذیر گشته است. این گذرگاه‌ها در اثر عملکرد گسل‌های فرعی ایجاد شده‌اند [۳]. بر اساس منشأ و نحوه‌ی شکل‌گیری، نهشته‌های بنتونیتی را می‌توان به دو گروه عمده تقسیم نمود: نوع اول معمولاً به شکل لایه‌ای و در مقیاس بزرگ یافت می‌شوند. مانند کانسارهایی که در مونتانا و وایومینگ ایالات متحده وجود دارند. این کانسارها به وسیله‌ی فرآیندهای دیاژنزی تشکیل می‌گردند. نوع دوم اغلب کانسارهایی عدسی شکل تا نامنظم هستند، در مقیاس کوچک تا متوسط رخ می‌دهند و غالباً منشأ گرمابی دارند. این کانسارها عمدتاً در کشورهای ایتالیا، ترکیه و یونان گزارش شده‌اند [۴] که نهشته‌ی مورد بررسی نیز از این نوع می‌باشد.

علی‌رغم پژوهش‌های بسیار در محدوده‌ی قائن و گناباد، تاکنون هیچ‌گونه مطالعات جامعی در ارتباط با منطقه‌ی شیرمغز گیسور انجام نشده است. هدف از انجام این پژوهش، ارائه‌ی اطلاعات نسبتاً جامعی پیرامون ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و نیز کاربردهای صنعتی نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور می‌باشد.

روش مطالعه

بررسی نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور و واحدهای سنگی همراه، در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش صحرایی، پژوهش‌های صورت گرفته برای بررسی ویژگی‌های نهشته‌ی بنتونیتی و سنگ میزبان کانی‌سازی، پیمایش‌هایی برای بررسی و تفکیک سازندهای زمین‌شناسی موجود، گسترش ذخیره و چگونگی ارتباط آن با سنگ‌های درونگیر و ویژگی‌های ظاهری نهشته‌ی بنتونیتی موجود صورت گرفته است. نمونه‌برداری از بنتونیت‌ها براساس تغییرات در ویژگی‌های فیزیکی نظیر رنگ، چگالی، سختی و بافت انجام شده است. پس از انجام بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری در مقیاس ۱:۵۰۰۰ از محدوده‌ای به وسعت تقریبی ۵ کیلومترمربع، نمونه‌های مختلف به منظور مطالعات پتروگرافی و دگرسانی جمع آوری گردید و بیش از ۷۰ مقطع نازک از آن‌ها در کارگاه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد تهیه شد. سپس با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان، مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی کاملی روی این مقاطع صورت پذیرفت. همچنین تعداد ۲۰ مقطع

نازک دوبر صیقل از نمونه‌های سنگی در کارگاه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد تهیه شد تا مطالعات کانه‌زایی فلزی در منطقه که شواهد صحرایی نشان‌گر آن‌ها بود، انجام گردد. حاصل این مطالعات، تهیه نقشه‌ی زمین‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی منطقه بود که با مقیاس ۱:۱۴۰۰۰ تهیه شد. جهت انجام مطالعات کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی، مجموعاً تعداد ۱۹ نمونه جمع‌آوری گردید که تمامی نمونه‌ها به منظور شناسایی کانی‌ها به روش آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) و به منظور تعیین اکسیدهای اصلی و درصد آن‌ها به روش آنالیز فلورسانس پرتو ایکس (XRF)، در آزمایشگاه تجزیه‌کنندگان کانسارهای بلورین آمیتیس شرق مشهد مورد تجزیه‌ی شیمیایی قرار گرفتند. برای شناسایی کانی‌ها در آنالیز XRD، نرم افزار X'pert Highscore version 1.0d استفاده گردید. مقادیر LOI (Loss Of Ignition) در نمونه‌ها براساس اختلاف وزن آن‌ها، پیش و پس از گرما دادن به مدت یک ساعت در دمای ۱۰۰۰ درجه‌ی سانتیگراد، به وسیله‌ی شرکت یاد شده تعیین شده‌اند. همچنین تعداد ۵ نمونه هم از کانی‌سازی بنتونیت و هم از سنگ میزبان مرتبط با آن، به روش Inductively Coupled Plasma-Mass Spectroscopy (ICP-MS, MA250) و با نحوه‌ی آماده‌سازی چند اسید، با هدف تعیین مقادیر عناصر جزئی و خاکی نادر در آزمایشگاه‌های شرکت ACME کشور کانادا مورد تجزیه‌ی شیمیایی قرار گرفتند. تست‌های صنعتی ذخیره‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور جهت سنجش کیفیت آن و تعیین کاربرد بهینه‌ی این ذخیره‌ی معدنی در صنعت، به وسیله‌ی شرکت تجزیه‌کنندگان کانسارهای بلورین آمیتیس شرق و شرکت توس خاک (تولید کننده‌ی بنتونیت فرآوری‌شده خاص صنایع ریخته‌گری) انجام گرفت. تعداد ۴ نمونه از چاهک‌های دستی حفاری شده و یک نمونه‌ی کلی معرف جهت انجام تست‌های صنعتی انتخاب شدند. در طی این مطالعات، سه صنعت گل حفاری چاه‌های نفت و گاز، ریخته‌گری و گندوله‌سازی آهن برای تعیین کاربردهای بهینه‌ی این ذخیره‌ی کانی صنعتی مورد بررسی قرار گرفتند.

بحث و بررسی

۱- زمین‌شناسی منطقه‌ای

منطقه‌ی مورد مطالعه در شمال شرق ایران، در پهنه‌ی ایران مرکزی و در شمال زیر پهنه‌ی بلوک لوت قرار دارد (شکل ۱). این بلوک که شرقی‌ترین بخش خرد قاره‌ی ایران مرکزی است، با روندی شمالی - جنوبی میان دو گسل نایبند در غرب و گسل نه‌بندان در شرق واقع می‌باشد و در مرز شمالی آن گسل درونه و در مرز جنوبی آن فرونشست جازموریان قرار دارد [۵]. فعالیت ماگمایی در بلوک لوت در ژوراسیک میانی (۱۶۲ - ۱۶۵ میلیون سال قبل) شروع شده و در ترشیری به اوج خود رسیده است [۶]. تکه‌پوهای آتشفشانی گسترده به سن پالئوژن، نوژن و کواترنری و زمین لرزه‌های امروزی همراه با گسلش در رسوبات کواترنری، نمونه‌های روشنی از پویایی بلوک لوت هستند [۷]. ذخایر بنتونیت در ایران، بیشتر در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی دوران سنوزوئیک بوده و از لحاظ مکانی به شش منطقه‌ی زمین‌شناختی سمنان-ترو، البرز-آذربایجان، شرق ایران، ایران مرکزی، تفرش-تکاب و سلسله جبال زاگرس تفکیک شده‌اند [۸].

سنگ‌های آذرین لوت شمالی که منطقه‌ی مورد مطالعه در آن واقع می‌باشد، عمدتاً از نوع گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی و همچنین مقدار کمتری توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق هستند. واحدهای آتشفشانی بخش شمالی بلوک لوت، می‌تواند حاصل فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت باشد [۵]. این بلوک به لحاظ زمین‌ساختی، بسیار فعال می‌باشد و با بررسی گسل‌های اصلی موجود در منطقه، مشخص می‌شود که ساختمان‌های زمین‌ساختی اصلی شامل گسل‌های راستالغز عمیق با حرکت خمیده هستند. این گسل‌ها با حرکت خود، ریخت ساختاری منطقه را شکل می‌دهند و واحدهای سنگی منطقه‌ی مورد مطالعه نیز تحت تاثیر عملکرد آن‌ها قرار گرفته است. ساختارهای زمین‌ساختی منطقه‌ی مورد مطالعه، به طور عمده تحت تاثیر فعالیت‌های گسل دشت بیاض که در غرب آن قرار دارد، ایجاد شده‌اند [۱].

۲- زمین‌شناسی محلی

واحدهای سنگی منطقه‌ی مورد مطالعه، عمدتاً به سن دوران سنوزویک و دوره‌ی پالئوژن هستند [۱]. این واحدها عبارتند از سنگ‌های دگرگونی با درجه‌ی پایین (حداکثر تا رخساره‌ی شیست سبز) شامل ماسه‌سنگ دگرگونه، اسلیت و فیلیت به سن ژوراسیک زیرین (معادل‌های دگرگونی گروه شمشک)، سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً حدواسط تا مافیکی و سنگ‌های آذرآواری به سن پالئوژن (پالئوسن-ائوسن)، دایک‌های دیوریت پورفیری و کوارتز دیوریت پورفیری تیره‌رنگ به سن احتمالی ائوسن (شکل ۳-الف، شکل ۳-ب) و کنگلومراهای توده‌ای و ماسه‌سنگ به سن ائوسن. واحدهای سنگی تفکیک شده در منطقه‌ی مورد مطالعه از قدیم به جدید، به شرح ذیل می‌باشد (شکل ۲).

۲-۱- واحد ماسه‌سنگ دگرگونه و اسلیتی

این واحد عضوی از گروه شمشک می‌باشد که یکی از گسترده‌ترین واحدهای سنگی را در سطح این منطقه داراست. این سازند تحت تأثیر تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته و برگوارگی در مجموعه‌های سنگی آن پدیدار شده است که برگواره‌ها به طور عمده به موازات سطوح لایه‌بندی گسترش یافته است [۱]. این واحد که در شرق منطقه‌ی مورد مطالعه نیز رخمون دارد، رخساره‌ای شامل تناوبی از ماسه‌سنگ دگرگونه به رنگ خاکستری تیره تا سبز تیره همراه با فیلیت و اسلیت سبز تیره تا سیاه رنگ است. ماسه‌سنگ‌های این مجموعه به طور عمده، کوارتزی یا فلدسپاتی و نازک لایه تا متوسط لایه هستند. کانی‌های تشکیل دهنده‌ی ماسه‌سنگ‌ها نیز غالباً شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت است که با سیمان کربناته یا اکسید آهن در کنار هم قرار گرفته‌اند.

۲-۲- واحد آتشفشانی بازیک - حدواسط پالئوسن-ائوسن [۱]

این واحد مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب بازیک تا حدواسط است که ابتدا سنگ‌های آتشفشانی مانند بازالت به رنگ سبز تیره، آندزیت بازالت و آندزیت قرار دارد و در بخش‌های بالایی مجموعه، سنگ‌های آذرآواری مانند توف با ترکیب حد واسط به رنگ سبز و برش آتشفشانی نیز بر مجموعه‌ی سنگی فوق افزوده می‌شود. جریان‌های گدازه به نسبت ضخیم هستند. سنگ‌ها دارای خردشدگی زیادی بوده و میزان دگرسانی در آن‌ها بالاست؛ به طوری که بیشتر کانی‌های مافیک به کانی‌های ثانویه دگرسان شده‌اند. بسیاری از فضاهای خالی موجود در سنگ‌ها توسط دواير متحدالمرکز از سیلیس و کربنات به همراه اکسید آهن پر شده‌اند. در منطقه‌ی مورد مطالعه، حجم سنگ‌های با ترکیب حدواسط افزایش یافته و در مقابل میزان سنگ‌های بازیک کمتر می‌باشد و تراکیت و تراکی آندزیت نیز به آن افزوده می‌شود. این واحدها به صورت نواری در شمال منطقه‌ی مورد مطالعه گسترش دارند.

۲-۳- واحد آتشفشانی حدواسط و سنگ‌های رسوبی آواری پالئوسن-ائوسن [۱]

واحد فوق شامل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیبی به طور عمده حدواسط مانند داسیت، آندزیت و تراکی آندزیت به رنگ خاکستری، همراه با توف و برش آتشفشانی به رنگ قرمز تا سبز با قطعات زاویه دار تا نیمه زاویه دار است (شکل ۸-۸-۸). علاوه بر این میان‌لایه‌های کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک نازک لایه به رنگ کرم نیز به همراه آن‌ها دیده می‌شوند. میزان دگرسانی در سنگ‌های آتشفشانی بالا است و فضاهای خالی موجود در سنگ‌ها نیز به وسیله‌ی سیلیس، کربنات و اکسید آهن پر شده‌اند. این واحد از گسترش قابل توجهی در منطقه‌ی مورد مطالعه برخوردار است.

۲-۴- واحد کنگلومرای توده‌ای قرمز - ماسه‌سنگ قرمز ائوسن [۱]

این واحد ابتدا شامل کنگلومرای توده‌ای به رنگ قرمز بوده که سپس به تناوبی از کنگلومرای توده‌ای و ماسه‌سنگ ضخیم لایه به همراه عدسی‌های کوچکی از برش رسوبی به رنگ کلی قرمز تبدیل می‌گردد. قطعات تشکیل دهنده کنگلومرا شامل سنگ‌آهک، اسلیت و ماسه‌سنگ دگرگونه‌ی پالئوزوئیک و سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه و پالئوسن-ائوسن است. دانه‌های تشکیل دهنده کنگلومرا به نسبت گردشده هستند اما دارای جورشدگی بدی می‌باشند. کنگلومرای قاعده‌ی واحد با ناپیوستگی زاویه‌ای، بر روی سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن-ائوسن جای گرفته است که بر همین اساس، سن آن ائوسن در نظر گرفته می‌شود. این واحد نیز دارای رخنمون زیادی در منطقه‌ی مورد مطالعه است.

۲-۵- واحد کنگلومرای توده‌ای قهوه‌ای روشن ائوسن [۱]

این واحد شامل کنگلومرای توده‌ای به رنگ قهوه‌ای روشن تا کرم است. قطعات تشکیل دهنده آن شامل سنگ‌های آتشفشانی، سنگ‌آهک کرتاسه، اسلیت، فیلیت، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک پالئوزوئیک، با گردشگی به نسبت خوب و سیمانی آهکی و به نسبت سخت می‌باشد. این واحد به گونه‌ای پیوسته بر روی واحد کنگلومرا-ماسه‌سنگ ائوسن جای گرفته است و در بخش مرکزی منطقه‌ی مورد مطالعه، گسترش دارد.

۲-۶- واحد دایک دیوریتی

در منطقه‌ی مورد مطالعه، دایک‌هایی با امتداد تقریباً شمالی-جنوبی، واحدهای سنگی با سن کرتاسه تا ائوسن [۱] را بریده و در داخل آن‌ها تزریق شده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها شامل دیوریت پورفیری و کوارتزیدیوریت پورفیری به رنگ تیره می‌باشد. تزریق این دایک‌ها عمدتاً در نیمه‌ی جنوبی منطقه‌ی مورد مطالعه رخ داده است.

۳- پتروگرافی واحدهای آتشفشانی

مطالعه‌ی مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های سنگی برداشت شده نشان می‌دهد که واحدهای آذرین منطقه، عمدتاً از نوع آتشفشانی و غالباً در طبیف سنگ‌های حدواسط قرار گرفته‌اند؛ گرچه در برخی واحدها تمایلاتی به سمت طبیف مافیکی نیز دیده می‌شود. واحدهای آتشفشانی منطقه شامل هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت، بازالت، هورنبلند بازالت، آندزیت بازالت، تراکی آندزیت و تراکیت می‌باشد. بافت غلب در این نمونه‌ها پورفیری، پورفیری-میکرولیتی، بادامکی (آمیگدالوئیدال)، تراکیتی یا جریان (شکل ۳-پ) و گلوپورپورفیری می‌باشد؛ اما بافت فلتی نیز به صورت فرعی مشاهده شده است. در بافت فلتی، زمینه‌ی هولوکریستالین بعضی از سنگ‌های دربرداخته‌ی میکروکریست‌های غالباً فلدسپاتی، به گونه‌ای تنگاتنگ و فشرده درهم پیچیده‌اند که در مقاطع نازک، به صورت فنوکریست‌های پلاژیوکلاز که اطراف آن‌ها به وسیله‌ی میکروکریست‌های پلاژیوکلاز که در جهت فنوکریست پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند احاطه شده، مشاهده می‌شود و حالتی جریانی شکل را ایجاد می‌نماید.

بافت پورفیری در این نوع سنگ‌ها، می‌تواند نشان‌گر پایین بودن سرعت خروج ماگما و توقف ماگما در آشیانه‌ی ماگمایی باشد و در واقع سرد شدن ماگما طی دو مرحله را نشان می‌دهد؛ یک مرحله در نزدیکی سطح زمین و یک مرحله در سطح آن. لذا براساس بافت پورفیری سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، می‌توان دو مرحله‌ی سرد شدن را برای آن‌ها در نظر گرفت: (۱) تبلور فنوکریست‌ها در فشار بالا با سرعت سرد شدن آهسته‌ی ماگما و توقف ماگما در آشیانه‌ی ماگمایی صورت گرفته و فرصت کافی برای رشد آن‌ها فراهم شده است که در این حالت، میزان هسته‌زایی کم و نرخ رشد بلور زیاد می‌باشد (۲) در حین صعود و خروج گدازه‌ها در فشار کم، میکروولیت‌ها متبلور شده‌اند. به‌طور کلی بزرگ بودن اندازه‌ی کانی‌ها می‌تواند حاصل سرعت پایین هسته‌بندی در کانی نسبت به سرعت بالای رشد در آن‌ها باشد [۹]. در گدازه‌های آندزیتی منطقه، حفراتی به علت خروج گاز در حین خروج ماگما ایجاد شده و پر شدن این حفرات توسط کانی‌های ثانویه مثل کلسیت، کوارتز، زئولیت و سلادونیت،

بافت بادامکی (آمیگدالوئیدال^۱) را ایجاد نموده است. بافت آمیگدالوئیدال در نمونه‌های بازیگ منطقه بیشتر دیده می‌شود؛ چراکه به‌طور کلی آندزیت به دلیل داشتن ماگمایی با گرانروی و غلظت بیشتر، حفرات کمتری نسبت به بازالت دارد و بافت آمیگدالوئیدال شدید را عمدتاً در بازالت‌ها می‌توان مشاهده نمود (شکل ۴-الف).

در نمونه‌های آندزیتی منطقه‌ی مورد مطالعه، پلاژیوکلاز و هورنبلند کانی‌های اصلی تشکیل دهنده هستند. پیروکسن نیز به میزان تا ۵ درصد در برخی از این نمونه‌ها مشاهده شده است که از نوع اوژیت می‌باشد و مقدار آن با مافیکی‌تر شدن طیف سنگ، افزایش می‌یابد. پلاژیوکلازها الیگوکلاز-آندزین-لابرادوریت بوده و در تمامی نمونه‌ها شکل‌دار^۲ تا نیمه شکل‌دار^۳ می‌باشند و آن‌ها را در نمونه‌های حدواسط-مافیک یعنی آندزیت، پیروکسن آندزیت، آندزیت-بازالت و بازالت، می‌توان به سه دسته تقسیم نمود: (۱) پلاژیوکلازهای میکرولیتی^۴ که زمینه‌ی سنگ را تشکیل داده‌اند و ممکن است دگرسان شده یا سالم باقی‌مانده باشند. (۲) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز که اندازه‌ی بزرگی دارند و دگرسانی اندکی را هم نشان می‌دهند (شکل ۴-ب). (۳) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز که دگرسانی زیادی از خود نشان می‌دهند. بلورهای کلینوپیروکسن در نمونه‌ها، از نوع کلسیم‌دار اوژیت است که براساس خصوصیات نوری شاخص مثل رنگ کرمی و فاقد چند رنگی بودن، شناسایی می‌شود و به صورت میکروفنوکریست و فنوکریست‌های نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار مشاهده می‌گردد. در بخش مهمی از نمونه‌ها، تشخیص پیروکسن دشوار است؛ چراکه عمدتاً تنها حالت کشیدگی یا قالب‌های ۸ وجهی بلوری آن‌ها باقی مانده و تبدیل به کربنات و یا کلریت و یا اکسید آهن شده و از بین رفته‌اند.

در نمونه‌های گدازه‌ای کاملاً بازالتی که گسترش کمی در شمال غرب منطقه دارند و دارای بافت پورفیری می‌باشند، فنوکریست اولیوین به میزان کمتر از ۵ درصد مشاهده می‌شود. کانی اولیوین در یک زمینه‌ی میکرولیتی از پلاژیوکلازهای ریزبلور بوده و اکثراً فاقد شکل می‌باشد. شواهد تخریب و تجزیه و شکستگی شدید در سطح این کانی دیده می‌شود و متحمل دگرسانی شده است (شکل ۴-پ). اندازه‌ی فنوکریست‌های اولیوین در این نمونه‌ها غالباً کوچک می‌باشد. آمفیبول‌های از نوع هورنبلند در نمونه‌های بازالتی، عمدتاً دارای شکل کشیده و سوزنی به رنگ قهوه‌ای می‌باشند. این کانی در تعداد قابل توجهی از نمونه‌ها، دارای حاشیه‌ی سوخته است یا به عبارت دقیق‌تر، از حاشیه تبدیل به اکسید آهن و کانی‌های اوپک^۵ شده است. وجود حاشیه‌ی سوخته در این هورنبلندها که جزء کانی‌های آبدار می‌باشند، به علت واکنش‌های اگزوترمیک^۶ است که در سطح زمین رخ می‌دهد. با کاهش فشار از روی ماگما در اثر نزدیک شدن به سطح زمین و ثابت ماندن حرارت، این کانی ناپایدار گشته و آب موجود در ترکیب آن آزاد می‌شود. این عمل سبب تجزیه و اکسیداسیون حاشیه‌ی بلور می‌گردد و قشری سیاه رنگ (عمدتاً شامل هماتیت) در حواشی بلور به جای می‌گذارد. این پدیده مختص سنگ‌های آتشفشانی بوده که به آن اصطلاحاً آپاسیتی شدن^۷ می‌گویند. آپاسیتی شدن حاکی از بالا بودن فوگاسیته‌ی گاز اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل این کانی‌ها و از دست رفتن آب حین فوران ماگما می‌باشد [۹].

۴- کانی‌شناسی

بنتونیت اساساً مجموعه‌ای از کانی‌های رسی است که در اثر هوازدگی شیمیایی خاکسترهای آتشفشانی و یا سنگ‌های آتشفشانی اسیدی- حدواسط ایجاد شده است [۱۰]. شاید مهم‌ترین تعریف برای بنتونیت به‌عنوان یک کانی صنعتی، تعریفی است که توسط Guven و Grim [۴] ارائه شده است. مطابق این تعریف، بنتونیت رسی است که ذاتاً از کانی‌های اسمکتیت

¹ Amygdaloidal

² Euhedral

³ Subhedral

⁴ microlites of plagioclase

⁵ opaque

⁶ exothermic reaction

⁷ Opacitization

بدون توجه به منشأ آن شکل گرفته است و تشکیل بنتونیت، یک فرآیند فیزیکوشیمیایی است که ممکن است به اشکال مختلفی رخ دهد. گروه اسمکتیت به عنوان سازندگان اصلی بنتونیت‌ها در طبیعت گسترده هستند [۱۱]. اما تعیین یک تعریف برای یک کانی صنعتی که براساس منشأ می‌باشد و محدود به یک سنگ مادر خاص است، کار دشواری به نظر می‌رسد [۱۲]. به طور معمول، ساخت یا فابریک^۸ بنتونیت‌ها به طرز چشمگیری متغیر است که منعکس کننده‌ی شرایط زایش متنوع آن می‌باشد [۱۳]. به طور معمول، ساختمان بلورین کانی‌های رسی متشکل از ورقه‌های در بین هم فرو رفته است [۱۴].

کانی‌های رسی گروه اسمکتیت جزو پرکاربردترین کانی‌ها در صنایع مختلف هستند. معمول‌ترین کاربردهای آن‌ها در ماسه‌ی قالب‌های ریخته‌گری، گل حفاری، سرامیک، گندوله‌سازی آهن و فیلتراسیون^۹ می‌باشد [۱۵].

کانی‌شناسی بنتونیت در این نهشته براساس نتایج حاصل از آنالیز XRD، شامل انواعی از کانی‌های رسی نظیر مونت‌موریونیت، بیدلایت و ایلایت، انواعی از گروه زئولیت‌ها نظیر استیلبیت، موردنیت، کلینوپتیولیت و هولاندیت، برخی کانی‌های سیلیکاته از جمله کوارتز، کریستوبالیت، سانیدین، ارتوکلاز، آلبیت و نیز برخی کانی‌های غیرسیلیکاته نظیر ژپس و مقادیر جزئی هالیت می‌باشد. از آنجایی که تشخیص نوع کانی‌های رسی در مقاطع نازک میکروسکوپ نور عبوری میسر نیست، وجود کانی‌های رسی نظیر مونت‌موریونیت سدیک و کلسیک، بیدلایت و ایلایت به وسیله‌ی نتایج آنالیز XRD تایید می‌شود. بیدلایت $[(Ca_{0.5}Na)_{0.3}Al_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O]$ به عنوان عمده‌ترین فاز کانیاپی در تمام نمونه‌های بنتونیت منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد و مونت‌موریونیت $[(Na,Ca)_{0.33}(Al,Mg)_2(Si_4O_{10})(OH)_2 \cdot nH_2O]$ علی‌رغم انتظار معمول، به صورت فاز اصلی اما با فراوانی کمتر، از همراهان بیدلایت است. عمده‌ترین کانی غیر رسی همراه با ماده‌ی معدنی، دو پلی‌مورف^{۱۰} SiO_2 یعنی کوارتز و کریستوبالیت هستند. کوارتز به‌طور اولیه و ثانویه، به صورت پراکنده‌ی درز و شکاف‌ها و بادامکی حضور دارد. حضور کریستوبالیت را که پلی‌مورف حرارت بالای SiO_2 است، می‌توان با سنگ مادر آتشفشانی ماده‌ی معدنی مرتبط دانست.

حضور کانی‌های خانواده‌ی زئولیت مانند موردنیت، کلینوپتیولیت، هولاندیت و استیلبیت در فازهای اصلی و فرعی کانی‌شناسی و نیز مشاهده‌ی آن‌ها در زیر مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده، نشان می‌دهد که همراهی ذخیره‌ی بنتونیت با زئولیت در نهشته‌ی شیرمغز گیسور قطعی است. همچنین زئولیت به صورت پراکنده‌ی حفرات آندزیت‌ها و خصوصاً بازالت‌ها به‌صورت کانی ثانویه مشاهده گردید.

حضور ژپس در برخی از نقاط ذخیره که ضمن حفاری چاهک‌های اکتشافی به دست آمد، شایان توجه است. این کانی عمدتاً به‌صورت ورقه‌های نازک شفاف و بعضاً در قالب رگه‌های کم ضخامت که هردو نشانگر منشأ ثانویه برای آن هستند، مشاهده گردید. ژپس که سولفات کلسیم آبدار $(CaSO_4 \cdot 2H_2O)$ است، به دلیل دارا بودن کلسیم و بالا بردن میزان این عنصر در بنتونیت، می‌تواند معضلی در سر راه کیفیت ماده‌ی معدنی باشد؛ چراکه بنتونیت نوع سدیمی به لحاظ صنعتی و اقتصادی با ارزش‌تر است. این معضل می‌تواند در فرآوری ماده‌ی معدنی با روش‌هایی از قبیل شستشو و غربال‌گری مرتفع گردد؛ چرا که ژپس در آب حل می‌شود و به این ترتیب، کلسیم اضافی ناشی از آن حذف خواهد شد. البته تشکیل ژپس در برخی از نقاط ذخیره، می‌تواند نکته‌ی مثبتی باشد؛ زیرا درواقع کلسیم اضافی موجود در محیط را به صورت یک فاز کانیاپی مجتمع کرده، از پراکنده شدن این عنصر در سرتاسر محیط جلوگیری نموده و لذا فرآوری و حذف آن را از ماده‌ی معدنی تسهیل نموده است. البته باید توجه داشت که میزان CaO نشان داده شده در آنالیزهای XRD و مجموع $CaO+K_2O$ ، می‌تواند ناشی از

⁸ fabric

⁹ filtration

¹⁰ polymorph

پلاژیوکلاز کلسیم‌دار کاملاً آلتزه نشده باشد. این کانی در ترکیب شیمیایی خود کلسیم دارد که داخل بنتونیت باقی مانده و میزان CaO را بالا برده است.

در مطالعات کانی‌شناسی فلزی، کانی‌سازی پراکنده‌ی منگنز و آهن در قالب اکسیدهای آن‌ها یعنی پیرولوسیت و مگنتیت مشاهده گردید. کانی مگنتیت به صورت پراکنده در واحدهای آتشفشانی منطقه وجود دارد؛ اما بنظر می‌رسد حضور مگنتیت را نمی‌توان به منزله‌ی کانی‌سازی فلزی اقتصادی در نظر گرفت. حضور این کانی نشانگر آن است که ماگما از سری مگنتیت (سری I) می‌باشد. اما مهم‌ترین کانی‌سازی فلزی در منطقه، مربوط به مس است که البته بی‌ارتباط با بنتونیت و سنگ میزبان آن می‌باشد. واحد آندزیت بازالتی موجود در شمال منطقه‌ی مورد مطالعه، شاهد حضور کانی‌سازی مس به صورت کربناته‌ی آن یعنی مالاکیت می‌باشد که می‌تواند در پژوهش‌های آینده مورد توجه قرار گیرد.

۵- دگرسانی

فرآیند دگرسانی موجب می‌شود کانی‌هایی که در اعماق زمین و در حرارت و فشار بالا تشکیل شده‌اند، در سطح زمین ناپایدار شده و کانی‌های جدیدی را تشکیل دهند. کانی‌های رسی و سیلیسی محصول نهایی این فرآیند هستند. شکل‌گیری کانی‌های رسی از سنگ‌های آتشفشانی می‌تولند در اثر هوازدگی، دیاژنز^{۱۱} دفنی، دگرگونی مجاورتی، تبلور فاز گازی، فعالیت‌های گرمایی، خروج آب‌های زیرزمینی و ته‌نشست در دریاچه‌های قلیایی و اعماق دریا ایجاد شود. به طور معمول در فرآیند دگرسانی، ویژگی‌های شیمیایی سنگ والد کنترل‌کننده‌ی اصلی نوع و ترکیب محصولات دگرسانی است. با وجود این، تأثیر شرایط محیطی امری انکارناپذیر است؛ به عنوان مثال شرایط اسیدی منجر به تشکیل کائولینیت به جای اسمکتیت می‌گردد [۱۰].

شدت دگرسانی در واحدهای منطقه، ضعیف تا متوسط ارزیابی می‌شود و دگرسانی‌های غالب به ترتیب پروپلیتیک، کربناتی، آرژیلیک، سیلیسی و زئولیتی می‌باشد (شکل ۵).

کانی‌های دگرسانی موجود در نمونه‌های سنگی منطقه‌ی مورد مطالعه شامل کربنات (به احتمال فراوان کلسیت)، کلریت، اپیدوت، زئولیت و اکسیدهای آهن می‌باشد که کربنات‌ها و اپیدوت، از تجزیه‌ی پلاژیوکلازهای حدواسط تا بازیک (الیگوکلاز - آندزین و کمی لابرادوریت) طی فرایند کربناتی شدن (شکل ۶-الف) و اپیدوتی شدن ایجاد شده‌اند. کانی کلریت از تجزیه‌ی کانی‌های مافیک موجود (هورنبلند، پیروکسن و اولیوین) و گاه در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها ایجاد شده است (شکل ۶-ب) [۹]. درواقع محلول‌های ماگمایی یا گرمایی غنی از Fe, Mg و Al در سنگ‌های آذرین در دمای مناسب (بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد)، موجب تشکیل کلریت می‌شوند [۱۶].

در نمونه‌های آندزیتی شدت و میزان دگرسانی کربناتی، پروپلیتیک و سیلیسی گسترده‌تر می‌باشد و دگرسانی زئولیتی در نمونه‌های بازالتی فراوان‌تر است؛ زیرا در مطالعه‌ی مقاطع نازک چنین به نظر می‌رسد که محلول، کانی ثانویه‌ی زئولیت را به همراه خود آورده و حفرات را پر نموده است (شکل ۶-پ). اکسید آهن نیز یا نتیجه‌ی ورود رگچه‌ها به سنگ می‌باشد (رگچه‌های اکسید آهنی یا رگچه‌های کربناته که کانی‌سازی فلزی به صورت گوتیت یا هماتیت همراه با این رگچه‌ها است)، یا حاصل دگرسانی پیروکسن است و یا حاصل اپاسیتی شدن کانی‌های گروه آمفیبول می‌باشد. دگرسانی آرژیلیک باعث تشکیل کانی‌های رسی مثل مونتموریونیت، ایلیت و بیدلایت گردیده است و رخداد کانی‌سازی بنتونیت، در اثر تخریب و تجزیه و یا دگرسانی واحدهای آذرآواری توفی و نیز واحدهای آتشفشانی پالئوسن-ائوسن که به دلیل فعالیت گسلی شدید در منطقه، شرایط مکانی مناسبی را برای تشکیل این ماده‌ی معدنی فراهم نموده‌اند، بوده است.

¹¹ Diagenesis

محللول‌های ماگمایی، گرمابی یا دگرگونی غنی از سیلیس در شرایط مناسب، سیلیس خود را برجای می‌گذارند. عوامل مهم و موثر در ته‌نشینی سیلیس کاهش فشار، دما و pH محلول است [۱۶].

۶- پردازش داده‌های ماهواره‌ای

پایه و اساس سنجش از دور، بر اندازه‌گیری بازتابشی پدیده‌ها از راه دور استوار می‌باشد. بدین ترتیب بدون تماس مستقیم با اشیاء روی زمین، می‌توان آن عوارض را بازشناسی نمود. بسیاری از کانسارها از جمله نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور، به وسیله‌ی سیالاتی به نام محللول‌های گرمابی نهشته شده‌اند که سنگ میزبان را مورد هجوم قرار داده است. در حین پیدایش مواد معدنی، این محللول‌ها با سنگ میزبان به طور شیمیایی واکنش نشان داده و در نتیجه‌ی آن، کانی‌های سنگ میزبان با فاصله‌ای قابل ملاحظه فراسوی محل تمرکز کانسار نیز دگرسان می‌شوند [۱۷]. مانند آنچه در منطقه‌ی مورد مطالعه و نواحی اطراف آن قابل مشاهده است (شکل ۸ و ۹).

سنگ‌های میزبان دگرسان شده، حاوی مجموعه کانی‌های ثانویه‌ی مشخص تحت عنوان کانی‌های دگرسانی می‌باشند که این کانی‌ها جانشین کانی‌های اصلی شده‌اند. با توجه به این‌که دگرسانی گرمابی در نفوذپذیری، تراکم، تخلخل، وزن مخصوص و خصوصاً رنگ و سایر مشخصات فیزیکی و شیمیایی سنگ‌های میزبان تغییراتی به وجود می‌آورد، لذا با استفاده از روش‌های مختلف ژئوفیزیکی مانند روش‌های مقاومت سنجی، لرزه‌ای و مغناطیس سنجی، می‌توان گسترش قائم انواع دگرسانی را پیش‌بینی نمود. استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی، مستلزم صرف هزینه‌ی زیاد و زمان طولانی است؛ لذا در مواردی که این محدوده‌ها تا حد زیادی شناخته شده باشند، برای بررسی‌های دقیق‌تر می‌توانند مورد توجه واقع گردند [۱۷]. در پژوهش حاضر به منظور کاهش هزینه و زمان، از تصاویر ماهواره‌ای برای تشخیص کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی در مقیاس منطقه‌ای استفاده شده است.

بارزسازی کانی‌های رسی و کانی‌های خانواده‌ی زئولیت در تصویر ماهواره‌ای ASTER، پردازش شده با نرم افزار ENVI 4.5 نشان داد که طیف متنوعی از کانی‌های رسی و زئولیتی در منطقه‌ی مورد مطالعه و نواحی اطراف آن پراکندگی دارند (شکل ۸ و ۹).

به منظور تفکیک کانی‌های نامبرده، از روش نقشه بردار زاویه طیفی (Spectral Angle Mapper) استفاده شده است. این روش نوعی طبقه بندی نظارت شده (Supervised Classification) است که از مقایسه‌ی طیف تصاویر و طیف استاندارد یا کتابخانه‌ی طیفی استفاده می‌کند. کانی‌های هیدروکسیل دار مانند کانی‌های رسی، به دلیل اینکه در پهنه‌های دگرسان شده فراوان هستند، دارای اهمیت می‌باشند [۱۸]. در منطقه‌ی مورد مطالعه، طیف‌های موجود در پیکسل‌های تصویر ASTER با کتابخانه‌ی طیفی دیجیتالی سازمان زمین شناسی ایالات متحده آمریکا (USGS) که در نرم افزار ENVI 4.5 موجود هستند، مورد مقایسه قرار گرفت. در این روش انواع کانی‌های رسی نظیر مونتموریونیت، ساپونیت، نانترونیت و هکتوریت به عنوان شاخص دگرسانی آرژیلیک و به منظور پی‌جویی ذخایر معدنی بنتونیتی در منطقه استفاده شد. همچنین کانی‌های زئولیتی مانند استیلبیت، کلینوپتیولیت، موردنیت و هولاندیت نیز به جهت تایید حضور آن‌ها در نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور در نتایج آنالیزهای XRD، مورد پردازش ماهواره‌ای قرار گرفتند. همچنین برای ارزیابی دقت تصاویر ماهواره‌ای در سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)، داده‌ها ابتدا زمین مرجع و سپس بازبایی مکانی شده‌اند [۱۷]. در این مرحله از پژوهش، مراحل بارزسازی و ساختن تصاویر کاذب رنگی انجام گردید و در نهایت با روش طبقه بندی نظارت شده، داده‌ها روی تصویر پیاده شدند.

از آنجایی که دگرسانی در منطقه‌ی مورد مطالعه در شدت‌های بالا مشاهده نمی‌شود، نمونه‌های سنگی نیز در کنار نمونه‌های کانی‌سازی مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفتند. نتایج این تجزیه‌ها در جداول ۲ و ۳ نمایش داده شده است. با استفاده از نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌های سنگی و کانی‌سازی و نیز استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی، تلاش شده است تا تغییرات بین سنگ میزبان و ماده‌ی معدنی و محیط تشکیل کانسار مورد بررسی قرار گیرد.

نمودار سه‌تایی Al_2O_3 -FeO-MgO (AFM): با پیاده کردن عناصر اصلی در این نمودار، تغییرات ترکیب بنتونیت‌ها را می‌توان مورد بررسی قرار داد [۱۹]. همانطور که در نمودار AFM مشخص است (شکل ۱۰-الف)، تمام نمونه‌های بنتونیتی در قطب Al_2O_3 قرار گرفته‌اند. این بدان معناست که در درجه‌ی اول، از شیشه یا شارده^{۱۲} سیلیسی به وجود آمده‌اند و در درجه‌ی دوم، در طی فرایند دیاژنز کمی Fe^{2+} در زئولیت‌های حاصل از بنتونیت‌ها، جانشین Mg^{2+} در مکان‌های هشت وجهی شده است.

نمودار سه‌تایی $(Na_2O + K_2O)$ -CaO-MgO: با پیاده کردن اکسید کاتیون‌های مختلف در نمودارهای مثلثی، می‌توان روند پاراژنری را در بنتونیت‌ها و زئولیت‌ها بررسی کرد [۱۹]. با پیاده کردن اکسید کاتیون‌های موجود در بنتونیت‌ها و زئولیت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در این نمودار، نتایج زیر به دست آمد:

شیمی بنتونیت‌ها و زئولیت‌ها احتمالاً بازتاب‌کننده‌ی فعالیت‌های شیمیایی یون‌های سیالات منفذی در زمان تشکیل آن‌ها می‌باشد. برای اطلاع از درصد جانشینی کاتیون‌ها نسبت به یکدیگر، می‌توان از نمودار مثلثی $(Na_2O + K_2O)$ -CaO-MgO استفاده نمود [۱۹]. رسم داده‌های مربوط به منطقه‌ی مورد مطالعه روی این نمودار (شکل ۱۰-ب)، نشان داد که کاتیون‌های پتاسیم و سدیم، اصلی‌ترین کاتیون‌ها در اسمکتیت‌ها و زئولیت‌ها بوده و بیشترین تبادل کاتیونی را دارند. با این توصیف، لازم است درصد جانشینی این کاتیون‌ها ذکر شود. همان‌طور که در شکل ۱۰-ب مشاهده می‌شود، در بیش از ۵۰ درصد نمونه‌های بنتونیت، کاتیون‌های پتاسیم و سدیم جانشین کلسیم و منیزیم شده‌اند.

نمودار دوتایی (SiO_2/Al_2O_3) -(CaO+MgO)/(Na₂O+K₂O): از نمودار (SiO_2/Al_2O_3) -(CaO+MgO)/(Na₂O+K₂O)، می‌توان برای به دست آوردن فراوانی عناصر و کاتیون‌های مختلف در بنتونیت‌ها استفاده کرد [۱۹]. با رسم داده‌های مختلف مربوط به بنتونیت‌ها در این نمودار (شکل ۱۰-پ) نتایج زیر به دست آمد:

با افزایش مقدار (SiO_2/Al_2O_3) از میزان $(CaO+MgO)/(Na_2O+K_2O)$ کاسته می‌شود. درواقع، یک شیب منفی بین آن‌ها برقرار است. بنابر آنچه که در این نمودار مشاهده می‌شود، در طول دیاژنز و با افزایش عمق، سیلیسیم، منیزیم و کلسیم از محیط خارج و بر میزان سدیم افزوده شده است که حضور کانی‌های رسی سدیم‌دار چون بیدلیت و مونتورینیت در نتایج آنالیز XRD، موید این موضوع می‌باشد.

برای تعیین نوع سنگ به‌وجود آورنده‌ی این نهشته‌ی بنتونیتی، می‌توان از نمودار (Christidis&Dunham, 1997) Al_2O_3/FeO ، نمودار (Jensen, 1976) $FeO+TiO_2$ ، MgO ، Al_2O_3 و نمودار (Irvine & Baragar, 1971) AFM استفاده کرد [۱۹].

نمودار دوتایی Al_2O_3/FeO (Christidis&Dunham, 1997): پس از رسم داده‌های مربوط به بنتونیت‌های منطقه در این نمودار (شکل ۱۰-ت)، مشاهده می‌شود که شیب به وجود آمده برای نمونه‌ها مثبت است. در نتیجه، سنگ‌های به وجود آورنده‌ی این نهشته‌ی بنتونیتی عمدتاً دارای ترکیب اسیدی بوده‌اند.

¹² Shard

نمودارهای سه تایی $\text{FeO}_t + \text{TiO}_2$ ، MgO ، Al_2O_3 (Jensen, 1976) و AFM (Irvine & Baragar, 1971): استفاده از این دو نمودار، سری ماگمایی به وجود آورنده‌ی این سنگ‌های آتشفشانی را نشان می‌دهد (شکل های ۱۱-الف، ب) [۱۹]. همان‌طور که در شکل‌های ۱۱-الف و ب مشخص است، سنگ‌های به وجود آورنده‌ی نهشته‌ی بنتونیتی مزبور عمدتاً داسیتی است؛ اما آندزیت‌ها و به میزان کمتر بازالت‌ها نیز در تولید آن نقش داشته‌اند و نیز در محدوده‌ی سنگ‌های سری کالک آلکالن قرار دارند. ولی به علت متحرک‌تر بودن پتاسیم نسبت به سدیم و با توجه به این که بنتونیت‌ها سدیم را بیشتر از آب دریا جذب می‌کنند، همچنین با توجه به باقی ماندن پتاسیم تا مقادیر ۴/۲۳، ۵/۷۶ و حتی ۷/۱۸ (جدول ۱) در نمونه‌ها، به نظر می‌رسد که سنگ تشکیل دهنده‌ی این نهشته‌ی بنتونیتی دارای پتاسیم بیشتری از این میزان بوده و درواقع ماگمای تشکیل دهنده‌ی این بنتونیت‌ها احتمالاً قلیایی بوده است. حضور کانی‌هایی نظیر سانیدین در نمودارهای آنالیز XRD نیز موید این موضوع می‌باشد (شکل ۷).

نمودارهای دوتایی $\text{Zr/TiO}_2^*0.0001\text{-Nb/Y}$ و $\text{SiO}_2/\text{Zr/TiO}_2^*0.0001$: از این نمودارهای رده‌بندی عمومی سنگ‌ها، می‌توان برای تشخیص نوع سنگ به وجود آورنده‌ی بنتونیت‌ها کمک گرفت [۱۹]. نمودارهای عناصر جزئی که برای تعیین ترکیب ماگمای مولد سنگ آذرین به کار برده می‌شوند، می‌توانند برای تعیین منشأ و ترکیب ماگمای اولیه بنتونیت‌ها نیز مورد استفاده قرار گیرند. استفاده‌ی انتخابی از عناصر بی‌حرکی همچون Zr ، Nb ، Y و Ti در این قبیل نمودارها، خطای ناشی از اتلاف عنصری در طول دگرسانی به کانی‌های رسی طی تکوین ذخایر بنتونیتی را به حداقل می‌رساند. لذا با ترسیم یافته‌های وابسته به بنتونیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری در نمودار $\text{Zr/TiO}_2^*0.0001\text{-Nb/Y}$ (Winchester and Floyd, 1977) ترکیب اولیه‌ی بنتونیت‌های منطقه مشخص می‌گردد [۲۰].

با رسم داده‌های مربوط به نمونه‌های بنتونیت منطقه‌ی مورد مطالعه در نمودارهای رده‌بندی سنگ‌ها (شکل ۱۱-پ و ت)، این نمونه‌ها عمدتاً در محدوده‌های ریوداسیت، داسیت و تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند. ولی چنان‌چه تمام نمودارهای مختلف در ارتباط با نوع سنگ تولید کننده بازنگری شود، چنین به نظر می‌رسد که درمجموع نوع سنگ به وجود آورنده‌ی این بنتونیت‌ها، عمدتاً اسیدی تا حدواسط (داسیتی تا تراکی آندزیتی) بوده است.

درمورد عناصر کمیاب و نادر خاکی نیز می‌توان بیان داشت که ترکیب سنگ مادر، منشأ اصلی عناصر Co ، Nb ، Ni ، Pb ، Cd و Be موجود در داخل بنتونیت مورد مطالعه می‌باشد. البته فرآیندهای بعد از هوازگی در محیط، بر روی غنی‌شدگی و تهی‌شدگی این عناصر تاثیر می‌گذارد. مقدار نیکل را می‌توان با جایگزینی این عنصر با آهن و منیزیم موجود در سنگ مادر توجیه کرد. همچنین منشأ اصلی کادمیوم و نیوبیوم موجود را می‌توان در ارتباط با حضور این عناصر در بیوتیت‌های موجود در سنگ مادر دانست. جذب سطحی کادمیوم به وسیله‌ی رس، اصلی‌ترین فرآیند کنترل کننده‌ی کادمیوم در بنتونیت‌هاست. مقدار کم کبالت در نمونه‌های بنتونیت این نهشته می‌تواند در ارتباط با ترکیب سنگ مادر باشد و ارتباطی به عوامل ژئوشیمیایی محیط تشکیل بنتونیت ندارد. برلیم نیز می‌تواند از سنگ مادر و مقادیر جزئی نمک طعام موجود در بنتونیت نشأت گرفته باشد [۲۱].

۸- تست‌های صنعتی

نتایج به دست آمده از کاربردهای این ذخیره در تست‌های صنعتی مربوط به صنایع حفاری چاه‌های نفت و گاز، ریخته‌گری و گندولسازی آهن، برای نمونه‌ی منتخب BH1 و نمونه‌ی معرف کل TOTAL در جداول ۳ تا ۸ آمده است و در انتها نظر قطعی درمورد کارایی یا عدم کارایی ذخیره‌ی بنتونیت شیرمغز گیسور در این صنایع ارائه خواهد شد.

طبق نتایج حاصل از تست‌های صنعتی بنتونیت شیرمغز گیسور برای استفاده به‌عنوان گل حفاری در چاه‌های نفت و گاز (جدول ۳ تا ۷)، نمونه‌ها خواصی مشابه آب (سیال نیوتونی) از خود نشان دادند و فاقد حداقل خواص لازم برای انتقال خرده‌های حاصل از حفاری به سطح زمین می‌باشند. بنتونیت مورد استفاده در صنعت نفت و گاز، بایستی دارای حداقل استاندارد نقطه واروی باشد تا بتواند خرده‌ها را در حین سکون سیال در خود معلق نگه دارد و همین‌طور بایستی حداقل گرانروی را داشته باشد تا قادر باشد خرده‌های حفاری را با سرعت مناسبی به سطح زمین انتقال بدهد که در مجموع این خواص، احتیاج به یک سیال غیر نیوتونی دارد. در مجموع مقادیر قرائت شده از نظر این صنعت، در پایین‌ترین رده قرار دارند و لذا این ذخیره مناسب استفاده به این منظور نخواهند بود. گرچه به‌عنوان خنک‌کننده‌ی سرتمه‌ی حفاری قابل استفاده است.

طبق نتایج حاصل از تست‌های صنعتی بنتونیت شیرمغز گیسور برای استفاده در ریخته‌گری (جدول ۸) و با مقایسه داده‌های حاصله با استاندارد مربوطه، نشان داد که بنتونیت مذکور جهت مصرف در واحدهای ریخته‌گری به‌عنوان یک بنتونیت متوسط از نظر کیفیت قابل مصرف می‌باشد. از سویی برای گندوله‌سازی کانه‌ی آهن، حالت مناسب ۹۰-۷۰٪ مونتموریونیت، ۴۴ میکرومتر با ۱۰٪ رطوبت و مقادیر حدود ۶۰ درصد سیلیکا، ۸-۱۲ درصد آلومینا و ۲-۴ درصد اکسید سدیم است (جدول ۸) که می‌تواند مقادیر مناسبی در جهت این کاربرد باشد. با درنظر گرفتن این خصوصیات و مقایسه با نتایج حاصل از تست صنعتی صورت گرفته، گندوله‌سازی آهن به‌عنوان یکی از مناسب‌ترین کاربردهای بنتونیت شیرمغز گیسور معرفی می‌گردد.

برداشت

مهم‌ترین نتایج حاصل از بررسی‌های صورت گرفته در نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور از قرار زیر هستند:

۱- واحدهای آتشفشانی منطقه‌ی مورد مطالعه، در طیف اسیدی تا حدواسط و قدری مافیکی بوده و همگی به سن دوران سنوزویک و دوره‌های پالئوسن - ائوسن می‌باشند. این واحدها دارای بافت‌های پورفیری، پورفیری - میکرولیتی، بادامکی، تراکیتی یا جریانی و گلوپورفیری هستند. واحدهای مزبور شامل هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت، بازالت، هورنبلند بازالت، آندزیت بازالت، تراکی آندزیت و تراکیت می‌باشند. تشکیل نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور عمدتاً در اثر دگرسانی سنگ‌های مادر داسیتی - تراکی آندزیتی - آندزیتی به وقوع پیوسته است. شاخص دگرسانی برای این بنتونیت‌ها به دلیل جای‌گیری سدیم، کلسیم و پتاسیم، از حد انتظار پایین‌تر است و دگرسانی‌های شدید در منطقه مشاهده نمی‌شود.

۲- سن کانی‌سازی بنتونیت، جوان‌تر از سنگ‌های مادر خود که به سن پالئوسن - ائوسن هستند، ارزیابی می‌شود و سن ائوسن تا الیگوسن (اواسط تا اواخر دوره‌ی پالئوژن) برای آن بسیار محتمل به نظر می‌رسد.

۳- بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که بیدلایت، مونتموریونیت، کوارتز، کریستوبالیت، آلبیت، ارتوکلاز، سانیدین، موردنیت و کلینوپتیولیت کانی‌های اصلی و ژپیس، ایلیت، آنورتیت و موردنیت، کانی‌های فرعی تشکیل دهنده‌ی نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور هستند.

۴- از دیدگاه کاربردهای صنعتی، ذخیره‌ی معدنی موردنظر مجموعاً برای گل حفاری چاه‌های نفت و گاز مناسب نمی‌باشد اما برای مصرف در صنایع ریخته‌گری و به‌ویژه گندوله‌سازی آهن، مناسب ارزیابی می‌شود.

۵- این ذخیره در یک نوار اصلی با روند شمال غربی - جنوب شرقی گسترش دارد و داخل تپه‌های ماهورهای به رنگ خاکستری - سفید که متشکل از رسوبات کواترنری هستند و عمدتاً در زیر قشری از کنگلومرای ائوسن محبوس شده‌اند، جای گرفته است. رفتار عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر در این نهشته، تابعی از عواملی چون اختلاف در شدت دگرسانی مواد خاستگاه، دگرسانی فلدسپارها، شارد‌های شیشه‌ای و سنگ‌های منشا، حاکم بودن pH اسیدی و درجه‌ی تغییرات آن، سازوکار جذب،

تبادلات یونی، تمرکز فیزیکی و تفاوت در میزان پایداری کانی‌ها در مقابل دگرسانی بوده و تغییرات عنصری طی بنتونیتی‌شدن، در یک سیستم باز انجام شده است.

۶- بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که بنتونیت‌ها دارای ترکیب اولیه داسیتی، ریوداسیتی تا تراکی آندزیتی هستند.

۷- براساس داده‌های عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر، پیشنهاد می‌شود که طی فرآیند تبدیل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن به این نهشته‌ی بنتونیتی، رفتار این عناصر در این ذخیره‌تابعی از عواملی نظیر دگرسانی و هیدرولیز فلدسپارهای سنگ اولیه، هتروژنی پروتولیت، تلفیق ساختاری و قرارگیری در موقعیت‌های بین لایه‌ای کانی‌های رسی بازماندی بوده است.

قدردانی:

از همکاری و همراهی‌های بی دریغ آقای مهندس شاهین پورمند، مدیریت محترم آزمایشگاه تجزیه‌کنندگان کانسارهای بلورین آمیتست شرق مشهد و آقای مهندس حمید حافظی، مسئول کارگاه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد که در پیشبرد اهداف این پژوهش مساعدت فرمودند و نیز گروه محترم زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد که امکان بازدید و نمونه‌برداری از منطقه‌ی مورد مطالعه و مطالعات میکروسکوپی متعاقب آن را فراهم نمودند، نهایت سپاسگزاری و قدردانی خویش را اعلام می‌نماییم.

منابع:

۱- ظهراب، ا.، حدادان، م.، ۲۰۱۰، برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ نوده (شماره‌ی برگه: ۷۸۵۸)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۲- نخعی، م.، کریم پور، ح.، ابراهیمی، خ.، ۱۳۸۱، ژئوشیمی و کانی‌شناسی بنتونیت‌های خراسان و مطالعه مصرف آن‌ها در صنعت ریخته‌گری (در مناطق فردوس، بیرجند، قاینات و طبس)، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد گرایش زمین‌شناسی اقتصادی، صفحات ۲۴ تا ۴۶.

۳- مهوری، ر.، نقره‌ئیان، م.، مکی زاده، م.، کوهساری، الف.ج.، جعفری، ر.، ۱۳۸۷، آلتراسیون‌های هیدروترمال (بنتونیت زایی و سیلیس‌زایی) در سنگ‌های ولکانیک و پیروکلاستیک، گردنه‌ی ملا احمد، جنوب غرب نائین، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، صفحات ۱ تا ۶.

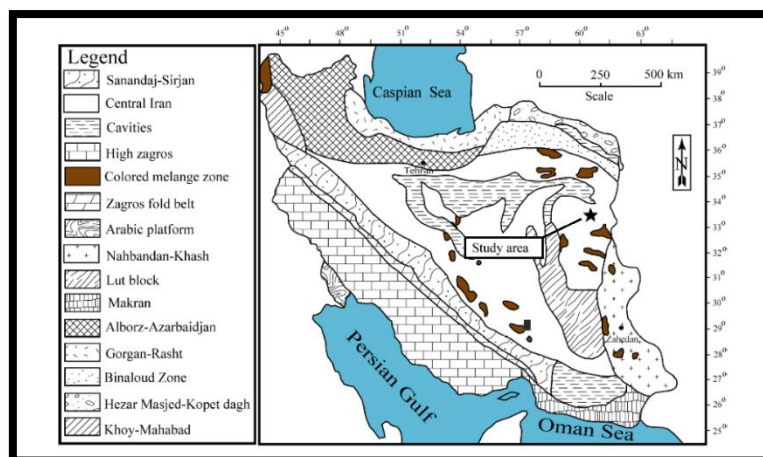
[4] Grim R. E., Guven N., "Bentonites, geology, mineralogy, properties and uses", Development in Sedimentology 24: Elsevier Amsterdam. (1978).

۵- آقا نباتی، س.ع.، ۱۳۸۹، زمین‌شناسی ایران، چاپ سوم، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

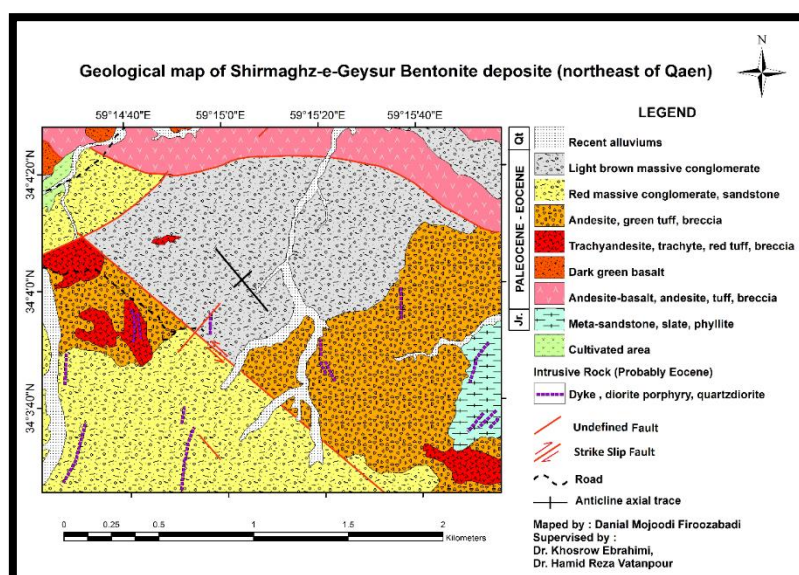
۶- گودرزی، م.، محمدی، س.س.، زرین کوب، م.ج.، ۱۳۹۳، سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری سلم آباد (جنوب شرق سربیشه) شرق ایران، مجله‌ی زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۶، شماره‌ی ۲، صفحات ۲۱۷ تا ۲۳۴.

۷- مکی پور، م.، محمدی، س.س.، زرین کوب، م.ج.، ۱۳۹۰، مطالعه‌ی زمین‌شناسی و کانی‌شناسی پهنه‌ی بنتونیتی گلاب (سربیشه، خاور ایران)، سومین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه شهید چمران اهواز.

- ۸- فتاحی، ش، کلاگری، ع.الف، عابدینی، ع، باقری، ه، ۱۳۹۴، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی ذخیره‌ی بنتونیت تمینان، جنوب باختر نایین، استان اصفهان، مجله‌ی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و سوم، شماره‌ی سوم، صفحات ۳۹۱ تا ۴۰۲.
- ۹- فلاحی، ج، زرین کوب، م، محمدی، س.س، ۱۳۹۰، زمین‌شناسی، پتروگرافی و دگرسانی واحدهای ولکانیکی شمال آراین‌شهر (شمال بیرجند)، دانشگاه شهید چمران اهواز، سومین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران.
- ۱۰- ملک محمودی، ف، خلیلی، م، ۱۳۹۱، بررسی رفتار عناصر در فرآیند دگرسانی آندزیت-بازالت به بنتونیت در کوه طشتاب خور، شمال شرق استان اصفهان، مجله‌ی زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۴، شماره‌ی ۱، صفحات ۱۰۹ تا ۱۲۱.
- [11] Moraes, D.S., Angelica, R.S., Costa, C.E.F., Rocha Filho, G.N., Zamian, J.R., 2010, Mineralogy and chemistry of a new bentonite occurrence in the eastern Amazon region, northern Brazil, Applied Clay Science 48: 475–480.
- [12] Allo, W.A., Murray, H.H., 2004, Mineralogy, chemistry and potential applications of a white bentonite in San Juan province, Argentina, Applied Clay Science 25: 237-243.
- [13] Mutakyahwa, M.K.D., 2002, Mineralogy and chemistry of bentonite (?) deposits at Minjingu, Lake Manyara, North Tanzania, Journal of African Earth Sciences 34: 213–221.
- [14] Bankovic, P., Milutinovic-Nikolic, A., Mojovic, Z., Jovic-Jovicic, N., Perovic, M., Spasojevic, V., Jovanovic, D., 2013, Synthesis and characterization of bentonites rich in beidellite with incorporated Al or Al-Fe oxide pillars, Microporous and Mesoporous Materials 165: 247–256.
- [15] Modabberi, S., Namayandeh, A., López-Galindo, A., Viseras, C., Setti, M., Ranjbaran, M., 2015, Characterization of Iranian bentonites to be used as pharmaceutical materials, Applied Clay Science 116–117: 193–201.
- ۱۶- کریم پور، م، سعادت، س، ۱۳۸۹، زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، چاپ چهارم، صفحات ۷۶ تا ۸۵.
- ۱۷- پیروان، ج.ر، غیومیان، ج، امینی، ص، لطفی، م، ۱۳۸۲، شناسایی و تفکیک زون‌های آلتراسیون هیدروترمال و سنگ‌های ماگمایی با استفاده از فن و دانش سنجش از دور، مجله‌ی پژوهش و سازندگی، شماره ۶۰، صفحات ۸۰ تا ۸۷.
- ۱۸- جاویدی مقدم، م، کریم پور، م.ج، ابراهیمی، خ، ملک زاده شفارودی، الف، حیدریان شهری، م.ج، ۱۳۹۱، بارزسازی زون‌های آلتراسیون با استفاده از روش نقشه‌برداری زاویه‌ی طیفی و بررسی پتانسیل کانه‌زایی در منطقه‌ی چشمه خوری، خراسان جنوبی، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران.
- ۱۹- مهدیزاده شهری، ج، ربانی، م.ص، بازرگانی گیلانی، ک، ایراجیان، ع.الف، ۱۳۸۵، مطالعه‌ی بنتونیت‌ها و ژئولیت‌های منطقه‌ی معلم (جنوب دامغان)، با نگاهی به کانسار بنتونیت سوسن‌وار و ژئولیت گندی، مجله‌ی علوم زمین، سال شانزدهم، شماره ۶۱، صفحات ۱۲۴ تا ۱۳۹.
- ۲۰- سلیمانی متین، ع، عابدینی، ع، علیپور، ص، ۱۳۹۲، ژئوشیمی عناصر اصلی، فرعی، و جزئی ذخیره‌ی بنتونیت ورزقان ترکمان‌چای، شمال غرب میانه، استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران، اولین همایش زمین‌شیمی کاربردی ایران.
- ۲۱- خاتمی شال، ه، پاکزاد، ج.ر، انصاری اصل، م، ۱۳۹۱، مطالعه‌ی رفتار عناصر Be، Pb، Ni، Nb، Co، Cd در کانسار بنتونیت تاکدیس آبگرم (شمال شرق اصفهان)، سی و یکمین همایش علوم زمین.



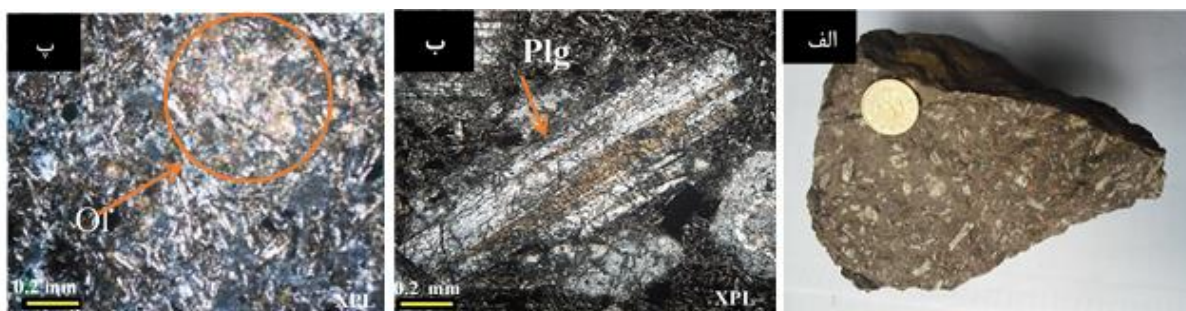
شکل ۱- موقعیت زمین‌ساختی منطقه‌ی مورد مطالعه (نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور)



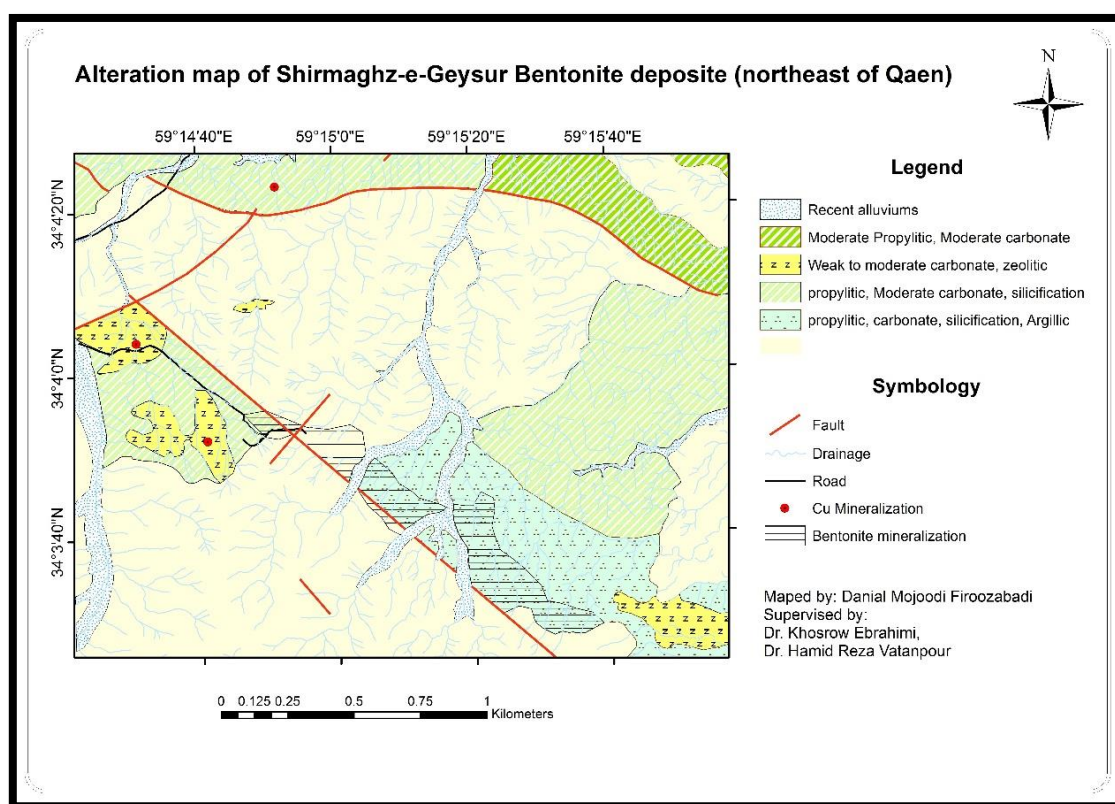
شکل ۲- نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۴۰۰۰ نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور (شمال شرق قائن)



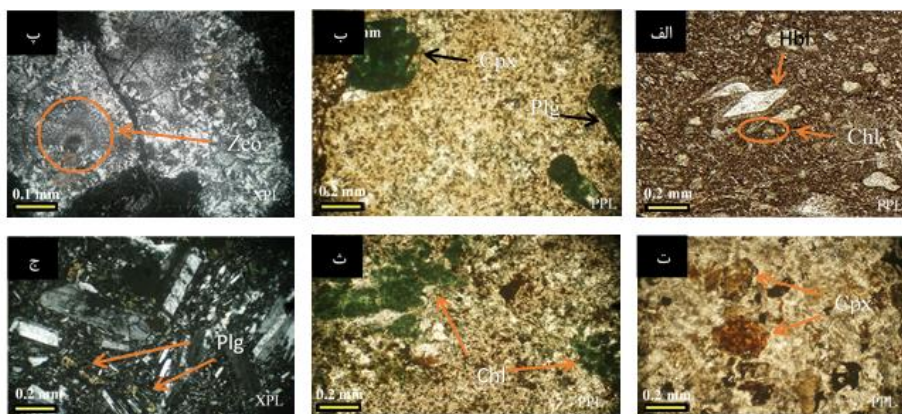
شکل ۳- الف- فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در پیروکسن دیوریت پورفیری، ب- دایک دیوریت پورفیری تزریق شده در واحد کنگلومرای، پ- بافت جریان‌ی در پیروکسن تراکیت و دگرسانی کربناتی شدن (رنگ قهوه‌ای).



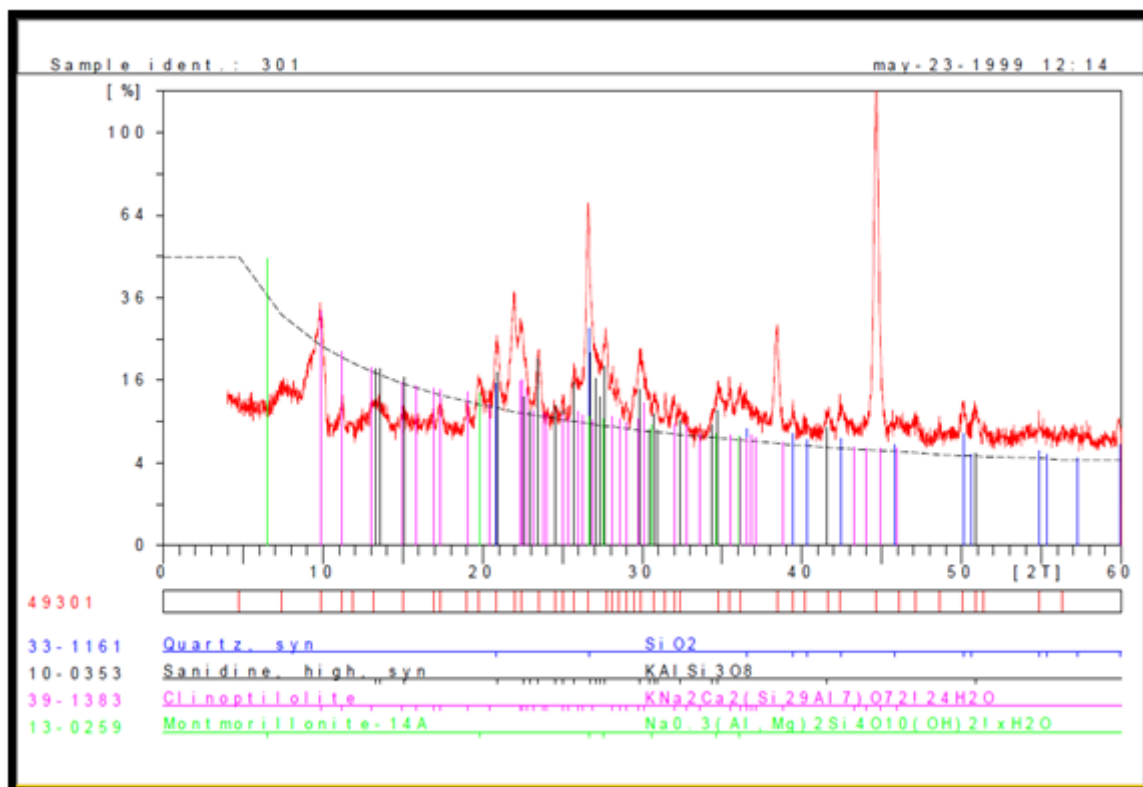
شکل ۴- الف- بافت بادامکی در بازالت، پرشدن حفرات با کانی ثانویه ی زئولیت و سیلیس، ب- مگاکریست های پلاژیوکلاز در زمینه ی میکروولیتی هورنبلند آندزیت، پ- کانی الیوین تخریب شده و رخ داد دگرسانی پروپلیتیک در بازالت.



شکل ۵- نقشه ی دگرسانی و کانی سازی ۱:۱۴۰۰۰ نهشته ی بنتونیتی شیرمغز گیسور (شمال شرق قائن).



شکل ۶- الف- بلورهای کشیده هورنبلند کربناته شده در هورنبلند بازالت و حضور کلریت در قالب دگرسانی پروپلیتیک، ب- دگرسانی پروپلیتیک، تبدیل پیروکسن و پلاژیوکلاز به کلریت، پ- دگرسانی زئولیتی در مقطع نازک بازالت، ت- دگرسانی کربناتی شدن در بلورهای شش وجهی پیروکسن، ث- دگرسانی پروپلیتیک در قالب کانی کلریت و فراوانی اکسید آهن (رنگ قهوه‌ای)، ج- تبدیل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به کربنات، شاخصی از دگرسانی کربناتی.

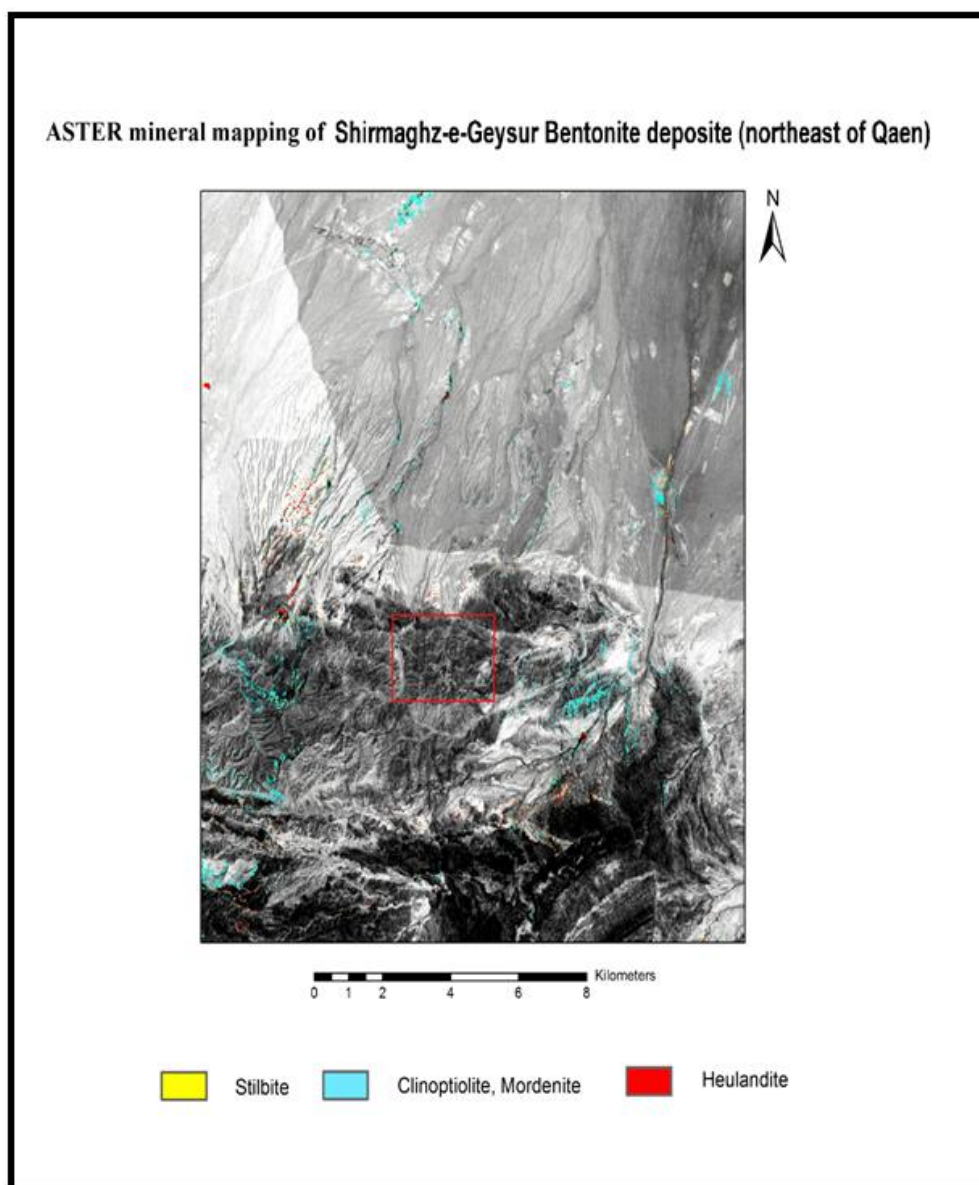


شکل ۷- گراف آنالیز کانی‌شناختی یکی از نمونه‌های بنتونیتی مورد مطالعه به روش XRD

ASTER mineral mapping of Shirmaghz-e-Geysur Bentonite deposit (northeast of Qaen)

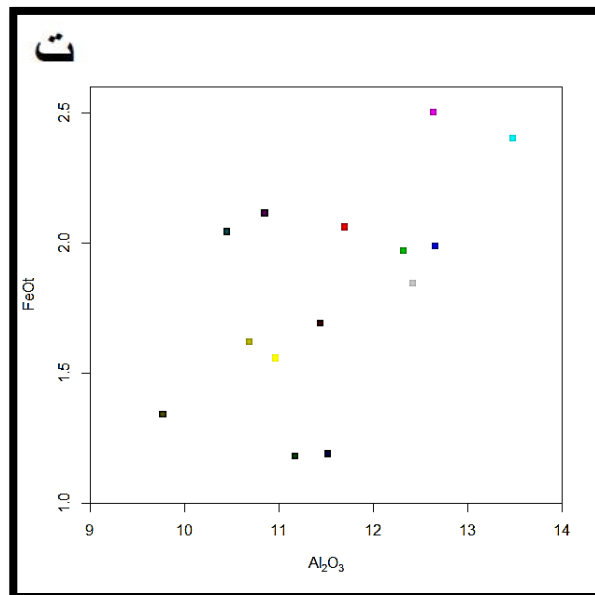
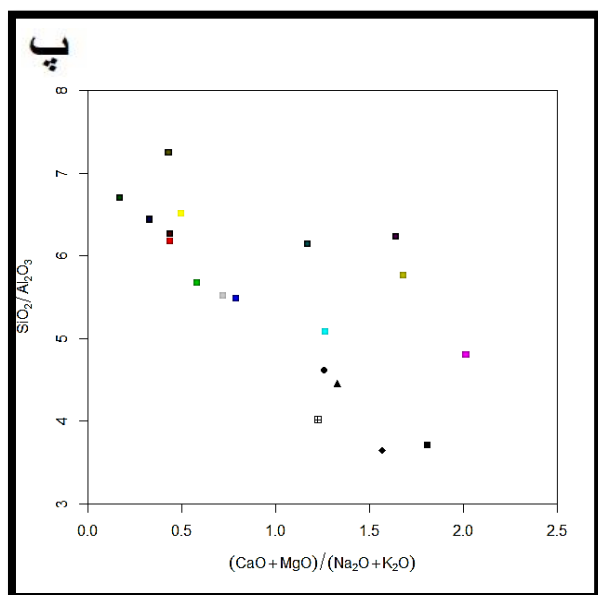
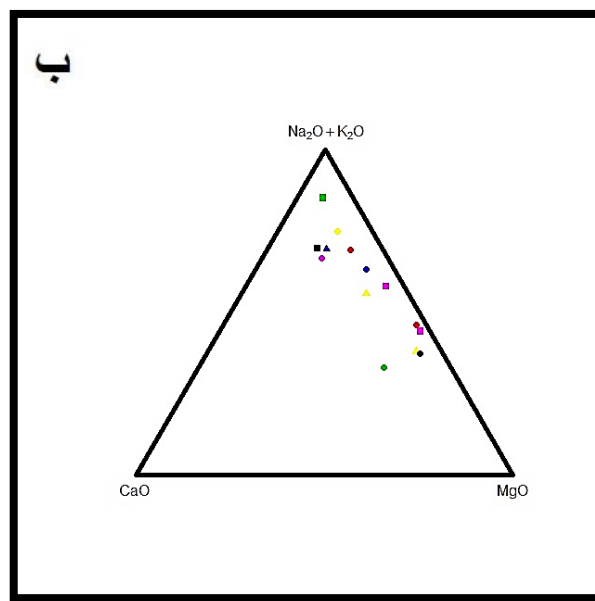
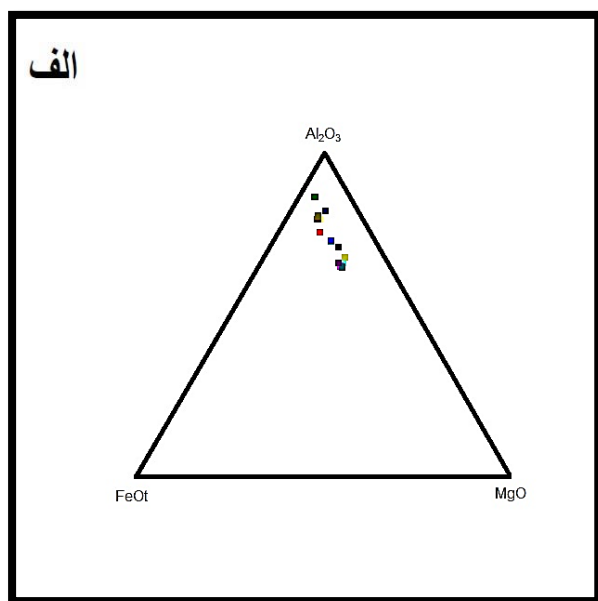


شکل ۸- بارزسازی کانی‌های رسی در تصویر ماهواره‌ای ASTER، پردازش شده با نرم افزار ENVI 4.5؛ چارگوش تقریبی نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور، با چهارضلعی قرمز رنگ مشخص شده است.

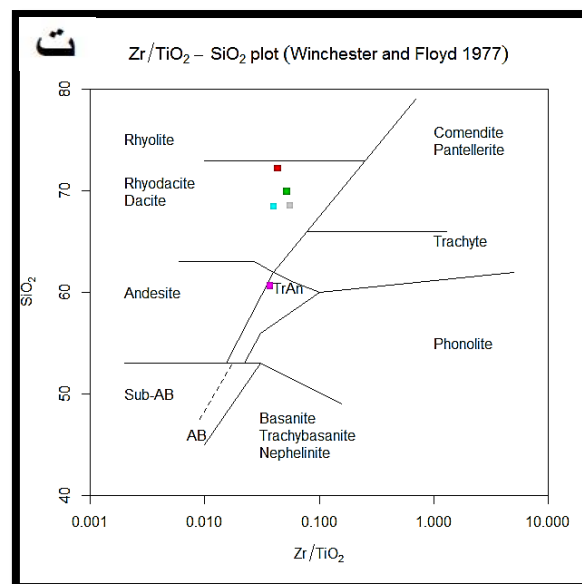
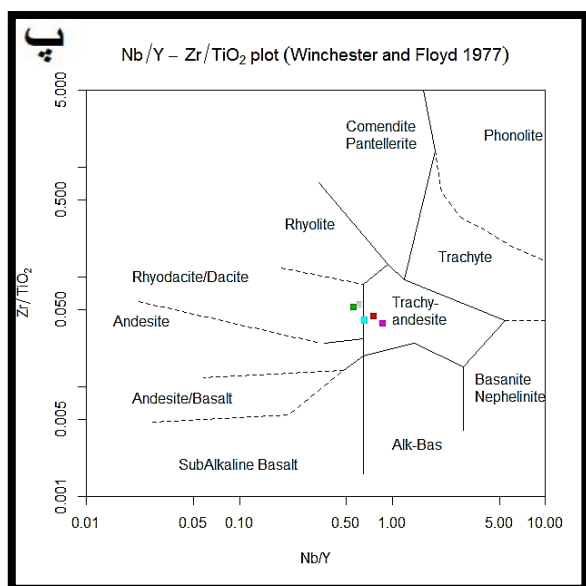
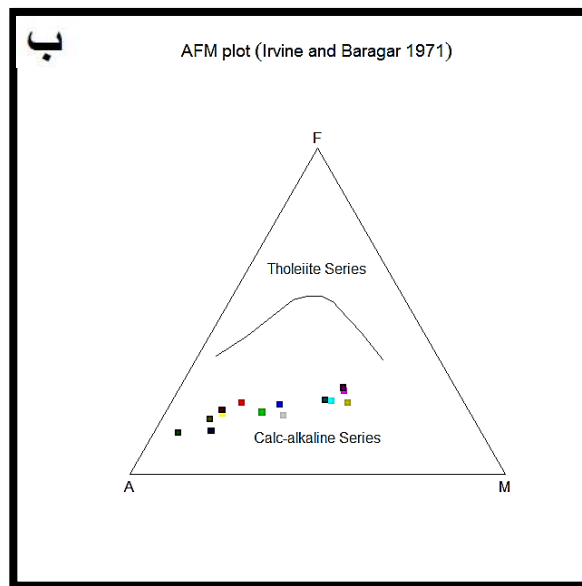
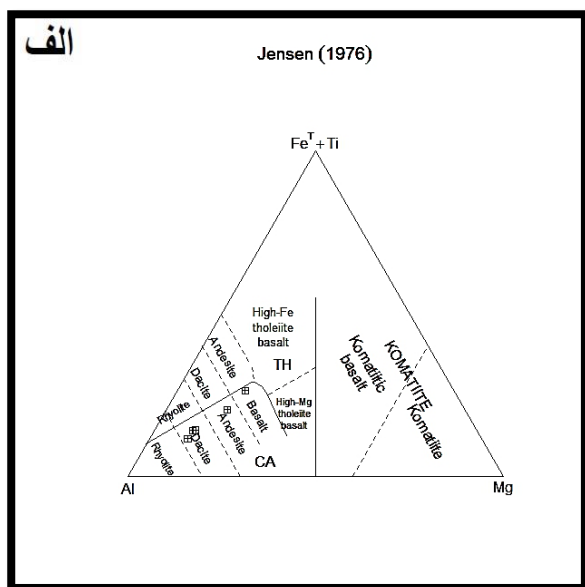


شکل ۹- بارزسازی کانی‌های خانواده‌ی زئولیت در تصویر ماهواره‌ای ASTER، پردازش شده با نرم افزار ENVI 4.5.

چارگوش تقریبی نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور، با چهارضلعی قرمز رنگ مشخص شده است.



شکل ۱۰- الف- نمودار سه تایی $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO}$ (AFM) [۱۹] و موقعیت نمونه‌های نهشته‌ی بنتونیتی شیرمغز گیسور، ب- نمودار سه تایی $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-CaO-MgO}$ [۱۹]، پ- نمودار دوتایی $(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)\text{-(CaO+MgO)/(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$ [۱۹]، ت- نمودار دوتایی $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (Christidis&Dunham, 1997) [۱۹].



شکل ۱۱-الف- نمودار سه تایی $FeO_T + TiO_2 \cdot MgO \cdot Al_2O_3$ (Jensen, 1976)؛ نمونه‌های سنگ مادر بنتونیت شیرمغز گیسور عمدتا در محدوده‌ی داسیتی قرار گرفته‌اند، ب- نمودار سه‌تایی AFM (Irvine & Baragar, 1971)؛ نمونه‌های سنگ مادر کانی‌سازی بنتونیت شیرمغز گیسور در موقعیت سری کالک آلکالن قرار گرفته‌اند، پ- نمودار دوتایی $SiO_2 - Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ ؛ نمونه‌های سنگ مادر کانی‌سازی بنتونیت شیرمغز گیسور در محدوده‌ی ریوداسیت/داسیت تا تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند. ت- نمودار دوتایی $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001 - Nb/Y$ ، نمونه‌های سنگ مادر کانی‌سازی بنتونیت شیرمغز گیسور، عمدتا در موقعیت ریوداسیت/داسیت قرار گرفته‌اند.

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی نمونه‌های بنتونیت شیرمغز گیسور به روش XRF (با دستگاه Philips Analytical X-Ray)

Sample	MB1	MB2	MB3	MB4	MB5	MB6	MB7	MB8	MB9	MB10	Average
SiO ₂ %	۶۸/۳۲	۷۲/۲۰	۶۹/۹۱	۶۹/۴۲	۶۸/۴۲	۶۰/۶۲	۷۱/۳۶	۷۱/۷۱	۷۴/۸۶	۶۴/۱۸	۶۹/۱
Al ₂ O ₃ %	۱۲/۴۲	۱۱/۷۰	۱۲/۳۲	۱۲/۶۶	۱۳/۴۸	۱۲/۶۴	۱۰/۹۶	۱۱/۴۴	۱۱/۱۷	۱۰/۴۵	۱۱/۹۲
Na ₂ O %	۳/۴۵	۲/۰۶	۳/۰۰	۱/۹۵	۳/۰۹	۲/۲۴	۱/۲۹	۱/۶۸	۰/۳۶	۲/۹۹	۲/۲۱
MgO %	۳/۳۰	۱/۷۹	۲/۶۹	۲/۷۶	۴/۵۸	۴/۳۵	۱/۳۰	۱/۲۹	۰/۶۲	۳/۷۰	۲/۶۴
K ₂ O %	۱/۶۸	۳/۵۰	۲/۷۴	۲/۶۷	۰/۶۸	۰/۶۹	۴/۲۳	۳/۹۸	۷/۱۸	۰/۳۱	۲/۷۷
TiO ₂ %	۰/۳۳	۰/۴۰	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۳۷	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۳۳
MnO %	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
CaO %	۰/۳۹	۰/۶۵	۰/۶۴	۰/۸۹	۰/۱۸	۱/۵۵	۱/۴۳	۱/۱۸	۰/۶۶	۰/۱۶	۰/۷۷
P ₂ O ₅ %	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۴
Fe ₂ O ₃ %	۲/۰۵	۲/۲۹	۲/۱۹	۲/۲۱	۲/۶۷	۲/۷۸	۱/۷۳	۱/۸۸	۱/۳۱	۲/۲۷	۲/۱۴
So ₃ %	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۶	۱/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۱۶
LOI %	۶/۲۹	۵/۰۴	۵/۲۵	۶/۸۱	۶/۰۲	۱۳/۵۱	۷/۰۸	۶/۲۰	۳/۴۰	۱۴/۲۴	۷/۳۸
Total	۹۸/۴۵	۹۹/۸۲	۹۹/۱۱	۹۹/۷۶	۹۹/۸۲	۹۹/۸۵	۹۹/۷۹	۹۹/۷۵	۹۹/۹	۹۸/۶۷	-

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر فرعی و جزئی نمونه‌های بنتونیت شیرمغز گیسور به روش ICP-MS برحسب ppm

Sample	MB1	MB2	MB3	MB5	MB6
As	۲/۹	۷/۲	۴/۱	۵/۶	۸/۷
Ba	۴۶	۸۷	۵۳	۶۴	۱۲۱
Be	۳	۳	۲	۲	۲
Bi	۰/۳۵	۰/۳	۰/۴	۰/۳۶	۰/۳۷
Cd	<۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	<۰/۰۲	۰/۰۳
Co	۵/۷	۶/۵	۶/۱	۵/۸	۶/۰
Cr	۴	۱۰	۷	۶	۱۲
Cu	۱۵/۲	۱۰/۲	۱۶/۴	۱۳/۹	۱۱/۶
Eu	۰/۵	۰/۴	۰/۷	۰/۸	۰/۶
La	۲۶/۶	۳۱/۱	۲۹/۱	۲۷/۸	۳۰/۳
Mo	۰/۱۸	۰/۱	۰/۲۲	۰/۳	۰/۲۷
Nb	۱۴/۸۸	۱۶/۱۳	۱۵/۴۶	۱۵/۱۱	۱۶/۵۷
Ni	۱۱/۴	۹/۸	۱۱/۹	۱۰/۸	۹/۱
Pb	۱۱/۰۷	۹/۹	۱۷/۲	۱۳/۱	۱۹/۴
Rb	۴۷/۶	۴۹/۱	۴۶/۴	۴۵/۸	۴۴/۷
S	۰/۱۱	۰/۲۶	۰/۵۱	۰/۳۹	۰/۶۵
Sb	۱/۳۲	۱/۱۶	۱/۹۳	۱/۶۱	۲/۱۳
Sc	۵/۶	۴/۷	۶/۱	۶/۹	۸/۲
Sn	۳/۸	۴	۳/۹	۳/۷	۳/۸
U	۴	۴/۵	۳/۳	۴	۳/۷
V	۱۷	۲۷	۲۲	۱۹	۲۵
W	۱/۴	۲	۱/۷	۱/۳	۱/۱
Y	۲۴/۱	۲۱/۴	۲۷/۶	۲۲/۹	۱۹/۱
Zn	۳۴/۲	۴۳/۶	۳۵/۴	۳۷/۳	۴۱/۲
Zr	۱۸۲/۸	۱۷۳/۹	۱۶۱/۸	۱۴۷/۳	۱۳۸/۶
Th	۲۲	۲۰/۱	۱۹/۵	۲۳/۸	۱۸/۹

جدول ۳- بررسی خواص فیزیکی بنتونیت نمونه‌ی BH1 جهت کاربرد در گل حفاری چاه‌های نفت و گاز

نتیجه آزمون	مقدار در نمونه	مقدار استاندارد	التزام
مردود	۵	حداقل ۳۰	قرائت گرانیروی سنج در دور ۶۰۰ بر دقیقه
قبول	۰/۵	حداکثر ۳	نسبت نقطه واروی (نقطه ییلد) به گرانیروی پلاستیک
مردود	۶۶	حداکثر ۱۵	حجم فیلترات (میلی لیتر)
مردود	۱۰/۶	حداکثر کسر جرمی ۴/۰ درصد	باقی مانده جامدات قطر بزرگ تر از ۷۵ میکرون

جدول ۴- نتایج اندازه گیری جذب آب و اندیس تورم نمونه BH1

Sample	Swell Index	Water Absorption Next 1 hour	Water Absorption Next 2 hours	Water Absorption Next 4 hours	Water Absorption Next 24 hours
		%	%	%	%
BH1	<8	176.81	171.87	184.81	188.65

جدول ۵- نتایج اندازه گیری آزمون های حجم فیلتر (Filterate Volume) و ضخامت کیک گل (Mud Cake Thickness) نمونه BH1

حجم فیلترات نمونه (ml)	ضخامت کیک گل (mm)	حجم فیلترات (ml)	نمونه
حداکثر ۱۵/۰	۱/۸۵	۶۶	BH1

جدول ۶- نتایج اندازه گیری آزمون های رفتاری سیالات غیر نیوتونی شامل گرانیروی پلاستیک و نقطه واروی نمونه BH1

نمونه	قرائت در دور ۳۰۰ بر دقیقه (R300)	قرائت نمونه استاندارد در دور ۶۰۰ بر دقیقه	قرائت در دور ۶۰۰ بر دقیقه (R600)
	۳	حداقل ۳۰	۵
	نسبت نقطه واروی به گرانیروی پلاستیک نمونه استاندارد	نسبت نقطه واروی به گرانیروی پلاستیک	نسبت نقطه واروی (ییلد) به گرانیروی پلاستیک
BH1	حداکثر ۳	۰/۵	۱
			۲

جدول ۷- بررسی خواص فیزیکی بنتونیت نمونه‌ی TOTAL جهت کاربرد در گل حفاری چاه‌های نفت و گاز

نتیجه آزمون	مقدار در نمونه	مقدار استاندارد	التزام
مردود	۵	حداقل ۳۰	قرائت گرانیروی سنج در دور ۶۰۰ بر دقیقه
قبول	۰/۵	حداکثر ۳	نسبت نقطه واروی (نقطه ییلد) به گرانیروی پلاستیک
مردود	۶۶	حداکثر ۱۵	حجم فیلترات (میلی لیتر)
مردود	۸	حداکثر کسر جرمی ۴/۰ درصد	باقی مانده جامدات قطر بزرگ تر از ۷۵ میکرون

جدول ۸- تست صنعتی (آنالیز فیزیکی) جهت تعیین کیفیت بنتونیت شیرمغز گیسور در صنعت ریخته‌گری و گندوله‌سازی آهن

ردیف	شرح آزمایش	نمونه	توضیحات
۱	اندیس تورم ۲ گرمی نمونه ساده	۲۶	
۲	اندیس تورم ۲ گرمی نمونه فرآوری شده	۲۷	
۳	اندیس تورم ۵ گرمی نمونه ساده	—	
۴	اندیس تورم ۵ گرمی نمونه فرآوری شده	—	
۵	اندیس ژله نمونه ساده پس از ۸ ساعت	۱۷	
۶	اندیس ژله نمونه ساده پس از ۲۴ ساعت	۱۸	
۷	اندیس ژله نمونه فرآوری شده پس از ۸ ساعت	۲۰	
۸	اندیس ژله نمونه فرآوری شده پس از ۲۴ ساعت	۲۵	
۹	PH نمونه ساده	۷/۵	
۱۰	PH نمونه فرآوری شده	۱۰	افزایش با فرآوری
۱۱	درصد موننت موریونیت نمونه ساده	۷۴	
۱۲	درصد موننت موریونیت نمونه فرآوری شده	۷۳	

**IRANIAN JOURNAL OF
GEMOLOGY AND INDUSTRIAL MINERALS**

Volum1

Number1

Farvardin 1405/2026

CONTENTS

Standardization of Neyshabur turquoise with the help of artificial intelligence and advanced gemological methods.

M.Razmara, M.Kariznoiee

Varieties of corundum (sapphire) occurrences in Iran, study on UV- VIS spectroscopy.

M.Ghadirpour, M.Mackizadeh, M. Ranjbar, Z. Alaminia.

Chondrite meteorites from Central Iran: preliminary researchs on petrography and mineralography.

M. Mackizadeh, M. Ghadirpour.

Geochemistry and origin of the Hamedan corundum deposit, northwestern Iran.

Z. Gholami, B. Etemadi.

The industrial mineralogy of Shirmaghz-e-Geysur bentonite deposit (North East of Ghaen – Eastern Iran) on the basis of geology, mineralogy, satellite data, geochemistry and industrial properties.

D. Mojoudi Firouzabadi, KH. Ebrahimi Nasrabadi.

Feasibility study of advanced refractory materials processing from the unusual series of hybrid metasomatic zones of northern Torbat-e Heydariyeh: their properties, advanced technologies and industrial applications.

M. Sharifimoghadam.

IRANIAN JOURNAL OF GEMOLOGY AND INDUSTRIAL MINERALS

This journal is the publication of the Iranian Society of Gemology and Industrial Minerals, which is published every three months, and is devoted to papers on all aspects of Gemology and Industrial Minerals in Persian or English.

EDITOR

M. Razmara and Kh. Ebrahimi

EDITORIAL BOARD

Dr.Kh. Ebrahimi, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad.

Dr.M. Razmara, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad.

Dr. B. Haj Alilou, Department of Geology, Faculty of Sciences, PayamNoor University , Tabriz Cener.

Dr. M. Mackizadeh, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan.

Dr. F. Aliani, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Haedan.

Dr. B. Etemadi, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Shiraz.

Dr.Z. Alaminia, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad.

Dr.A. Abedi, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Shahrood.

Dr.Z. Mokhtari, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Neishabour.

EDITING CONSULTANT

IJGIM address: Iranian Journal of Gemology and Industrial Minerals(IJGIM), Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Iran. Tel-Fax: (+98)5138805495

Email: gemiran@um.ac.ir Website: <https://gemiran.um.ac.ir>



GIMJ

The Gemological and
Industrial Minerals Journal



تأثیر عناصر و کانی‌های حیاتی بر آینده زندگی بشر

