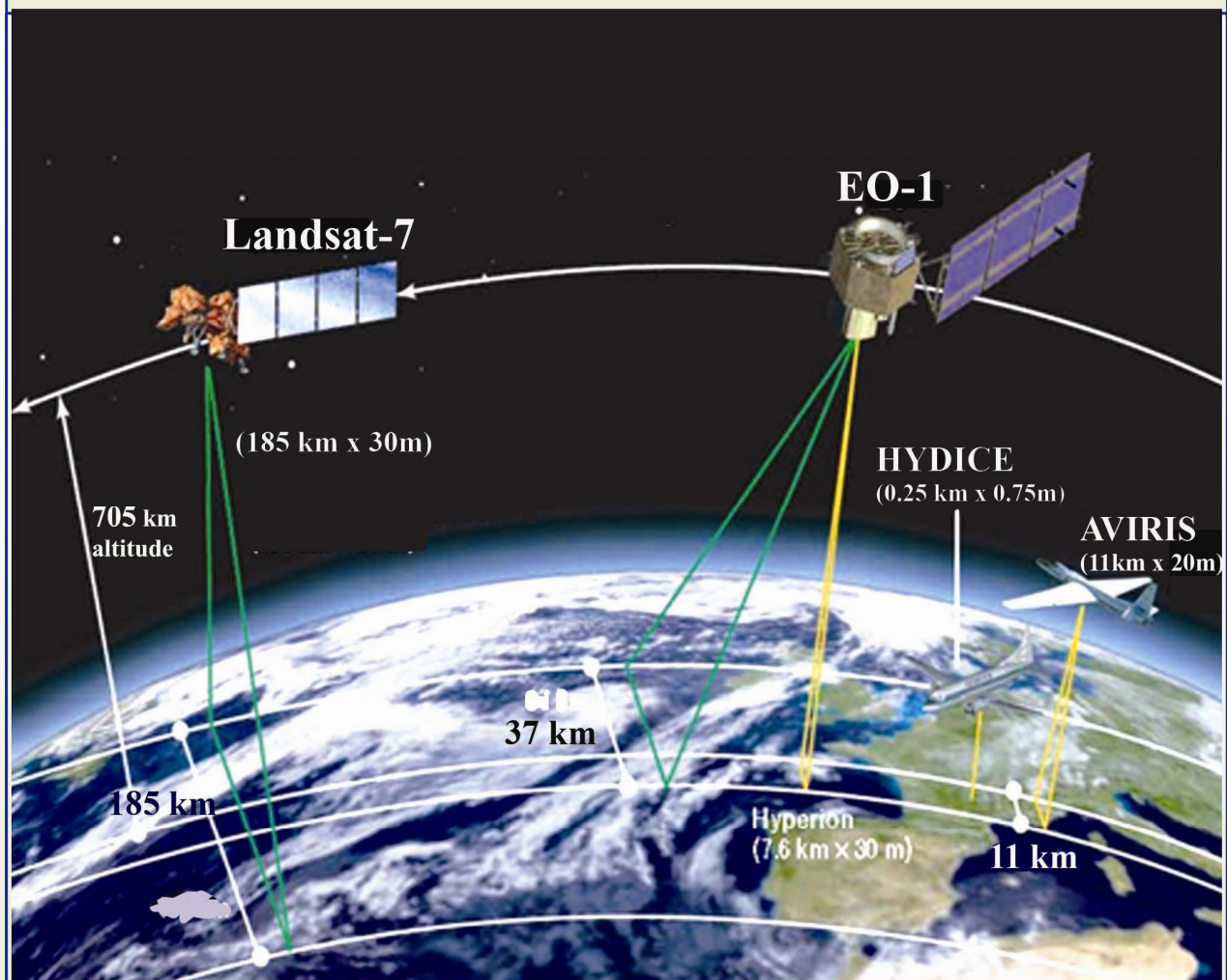


# زمین‌شناسی اقتصادی



بسم الله الرحمن الرحيم

**نشریه زمین‌شناسی اقتصادی**  
**دانشگاه فردوسی مشهد**

سال ۱۳۹۰، شماره ۲ (جلد ۳)

تاریخ انتشار

زمستان ۱۳۹۰

پروانه انتشار نشریه ۸۸/۷۹۳۱ - ۱۳۸۸/۹/۱۸

وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

بر اساس مجوز کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور طی شماره ۴۱۴۳ - ۸۹/۵/۹  
این نشریه دارای اعتبار علمی - پژوهشی است.

این نشریه در پایگاه‌های زیر نمایه شده است:

پایگاه استنادی علوم ایران (ISC) پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی (SID) پایگاه اطلاعات نشریات کشور (MAGIRAN)

# زمین‌شناسی اقتصادی

سال ۱۳۹۰، شماره ۲ (جلد ۳)

با شماره پروانه ۸۸/۷۹۳۱ از معاونت امور مطبوعاتی و اطلاع رسانی  
وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد

مدیر مسئول و سردبیر: دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

اعضای هیأت تحریریه:

دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عبدالمجید یعقوب‌پور، استاد (دانشگاه تربیت معلم تهران)

دکتر محمد حسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، دانشیار (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، دانشیار (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید احمد مظاهری، دانشیار (دانشگاه فردوسی مشهد)

ناشر: گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد  
شمارگان: ۵۰۰ نسخه

امور فنی و چاپ: مؤسسه چاپ و انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

حق اشتراک سالانه مجله با احتساب هزینه پست برای اشخاص و مؤسسات دانشگاهی ۲۰۰۰۰۰ ریال و برای دانشجویان ۱۰۰۰۰۰ ریال است. لطفاً وجه اشتراک را به حساب سپرده شماره ۶۴۶۶۴ بانک تجارت شعبه دانشگاه فردوسی مشهد کد ۴۲۵۰ به نام مجله زمین‌شناسی اقتصادی واریز فرمائید.  
تلفن دفتر مجله: ۰۵۱۱-۸۸۰۴۰۵۰ نمابر دفتر مجله: ۰۵۱۱-۸۷۹۷۲۷۵

پست الکترونیک: [econg@um.ac.ir](mailto:econg@um.ac.ir)

نشانی وب سایت: <https://jm.um.ac.ir/index.php/econg>

## مشاوران علمی این شماره:

- دکتر جمشید شهاب پور، استاد - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شهید باهنر کرمان)
- دکتر علی اصغر کلاگری، استاد - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تبریز)
- دکتر سید مسعود همام، دانشیار - پترولوژی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر بیژن اعتمادی، دانشیار - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شیراز)
- دکتر علیرضا زراسوندی، دانشیار - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شهید چمران اهواز)
- دکتر خسرو ابراهیمی، دانشیار - کانی شناسی صنعتی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر مجید قادری، استادیار - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت مدرس تهران)
- دکتر سعید علیرضایی، دانشیار - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شهید بهشتی)
- دکتر محمدحسن کریم پور، استاد - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر علیرضا مظلومی بجستانی، استادیار - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه پیام نور واحد مشهد)
- دکتر محمدرضا حیدریان شهری، دانشیار - ژئوفیزیک (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر عبدالمجید یعقوب پور، استاد - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت مدرس تهران)
- دکتر آزاده ملک زاده سفارودی، استادیار - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر محمد حسین زرین کوب، دانشیار - پترولوژی (دانشگاه بیرجند)
- دکتر سید احمد مظاهری، دانشیار - پترولوژی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار متن فارسی: مهندس مصطفی کدکنی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار متن انگلیسی: دکتر مجید قادری (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

مدیر اجرایی: دکتر آزاده ملک زاده سفارودی (دانشگاه فردوسی مشهد)

صفحه آرایی و تایپ: مهندس اکبر اسفندیارپور (گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد)

نشانی: مشهد، پردیس دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دفتر مجله زمین شناسی اقتصادی. کد پستی ۴۸۹۷۴ - ۹۱۷۷۹

## با سلام

۲۱ شهریور ۱۳۸۹ روز تأسیس انجمن زمین‌شناسی اقتصادی را به اساتید، پژوهشگران و دانشجویان رشته زمین‌شناسی اقتصادی و رشته‌های مرتبط در سراسر کشور صمیمانه تبریک و شادباش می‌گوییم. ضمن استعانت از خداوند قادر متعال برای تحقق اهداف این انجمن، برای همکاران محترم آرزوی سلامت، موفقیت، همدلی و تلاش در جهت ارتقای جایگاه زمین‌شناسی اقتصادی ایران را دارم.

مواد معدنی در ادوار گذشته همواره نقش مهم و اساسی در زندگی انسان ایفا نموده است. میزان و نوع استفاده از مواد معدنی در تقسیمات زمانی، رابطه مستقیم با دانایی انسانها داشته است. امروزه مواد معدنی و معادن، جایگاهی ویژه در اشتغال، اقتصاد، صنعت و استقلال کشورها دارند. پایدارترین اشتغال و درآمد مربوط به بخش معدن است. برای مثال، معدن مس پورفیری بینگام واقع در ایالت یوتای آمریکا، از ۱۰۴ سال قبل تاکنون در حال بهره‌برداری است و حدود ۴ نسل در این معدن شاغل بوده‌اند. معدن مذکور نقش مهمی در تولید مس و اقتصاد آمریکا در تمامی این سالها داشته است. کشورهای توسعه‌یافته، برنامه‌های ویژه و توجه جدی به اکتشاف و استخراج مواد معدنی دارند؛ از جمله می‌توان کشورهای استرالیا، کانادا، آمریکا و چین را نام برد.

زمین‌شناسان اقتصادی و رشته‌های مرتبط، مسئولیت شناسایی، اکتشاف و مدیریت ذخایر معدنی را در کشورهای توسعه‌یافته برعهده دارند. موفقیت در کشف ذخایر معدنی، مرهون زمین‌شناسان اقتصادی باتجربه، کارآمد، ماهر و برخوردار از آخرین یافته‌های دانش زمین‌شناسی اقتصادی است. با نگاهی به گذشته، می‌توان دریافت که ایرانیان در کشف و ذوب فلزات، دارای تاریخچه درخشان و با قدمت چندین هزار ساله‌اند. نخستین آلیاژ (برنز) توسط ایرانیان اختراع شد. بنابراین، ایران در زمینه کشف مواد معدنی، مهد دانایی، استعداد، توانمندی و تلاش بوده و انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران با توجه به پتانسیل بسیار ارزشمند و بالای کشور در خصوص مواد معدنی، تلاش خواهد نمود تا از طریق آموزش، تحقیقات و اصلاحات قانونی، بهترین جایگاه را در کشف ذخایر معدنی برای کشور مهیا سازد.

انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران مصمم است با همدلی و تلاش اساتید، پژوهشگران، دانشجویان و دستگاههای اجرایی مرتبط با برنامه‌ریزی، گامهای مهمی در راستای تحقق جایگاه مناسب اکتشاف ذخایر معدنی در کشور فراهم کند. موارد زیر در دستور کار انجمن قرار گرفته است:

- ۱- هدفمند نمودن تحقیقات و پژوهشها در زمین‌شناسی اقتصادی (اکتشافات ذخایر معدنی). با توجه به پتانسیل و شرایط زمین‌شناسی و اولویتهای تحقیقاتی - اکتشافی در خصوص اکتشاف ذخایر معدنی در مناطق مختلف کشور؛ این امر با مشارکت اساتید، پژوهشگران و دستگاههای اجرایی مشخص خواهد شد. اساتید، پژوهشگران، دانشجویان دوره‌های عالی دانشگاهها و مراکز تحقیقاتی، مجری طرحهای مزبور خواهند گردید.

در خصوص تعیین اولویتهای، مولفه‌های متعددی مورد توجه قرار خواهد گرفت: ۱- تأمین مواد اولیه برای توسعه صنعت کشور، ۲- توسعه اشتغال در مناطق کم‌برخوردار با کشف ذخایر معدنی، ۳- تأمین مواد اولیه برای مصالح سبک و عایقهای حرارتی با توجه به افزایش نرخ انرژی، ۴- افزایش سهم صادرات مواد معدنی با تأکید بر ارزش افزوده، ۵- توجه

جدی به مسائل زیست‌محیطی اکتشاف و استخراج معادن، ۶- نوآوری در دانش و فناوری اکتشاف، ۷- اکتشاف مواد راهبردی و ...

۲- رصد نمودن آموزش و تحقیقات زمین‌شناسی اقتصادی در کشورهای توسعه‌یافته و بومی‌سازی و به‌روز رسانی آموزش و پژوهش زمین‌شناسی اقتصادی در ایران.

۳- برنامه‌ریزی برای برگزاری کارگاه‌های آموزشی و تخصصی.

۴- خوشبختانه مجله زمین‌شناسی اقتصادی با کسب مجوز علمی- پژوهشی، زمینه چاپ تحقیقات و پژوهش‌های زمین‌شناسی اقتصادی را در کشور فراهم نموده است. با عنایت به این مهم که این نشریه نمادی است از متخصصان زمین‌شناسی اقتصادی ایران، از تمامی اساتید، پژوهشگران و دانشجویان دکتری درخواست می‌شود مقاله‌های علمی- پژوهشی برتر خود را برای چاپ در این مجله ارسال نمایند.

## فهرست

- 97 ..... رابطه زایشی میان کانه‌زایی اسکارنی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک (جنوب غرب استان یزد) .....  
فرید مَر، صالح دیمِر و بتول تقی‌پور
- 111 ..... بررسی منشأ کرومیت و عناصر گروه پلاتین در افیولیت شمال نائین .....  
رضا شمسی‌پور دهکردی، مریم صادقی و زهره غلامی‌فشارکی
- 127 ..... ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd، سن‌سنجی زیرکن U-Pb و پتروژنز باتولیت گرانودیوریتی-  
گرانیتی نجم‌آباد، گناباد .....  
محراب مرادی نقندر، محمدحسن کریم‌پور، ج لنگ فارمر و چالرز استرن
- 147 ..... مطالعات هیدروژئوشیمیایی و پرتوسنجی مواد رادیواکتیو در مناطق آبرکان و چشمه شتری (شمال شرق  
استان اصفهان) .....  
مصطفی اسماعیلی وردجانی، رضا شمسی‌پور دهکردی، کاوه پازند و داوود رهی
- 165 ..... سیماهای ژئوشیمیایی ذخیره کائولن کجل، شمال غرب هشتجین، استان اردبیل .....  
علی عابدینی، رحیم معصومی و علی اصغر کلاگری
- 183 ..... بررسی ژئوشیمی کانی‌سازی جیوه و تأثیر زیست محیطی آن بر منطقه طوره، باختر شهرستان خوی .....  
علی امام‌علی‌پور و جعفر عبدالهی شریف
- 193 ..... معدن فیروزه نیشابور: نخستین کانی‌سازی مس - طلا - اورانیم - عناصر نادر خاکی سبک نوع IOCG در ایران .....  
محمدحسن کریم‌پور، آزاده ملک‌زاده شفارودی، اکبر اسفندیارپور و حسن محمدنژاد
- 217 ..... مطالعه کانه‌زایی کانسار مگنتیت دهبید فارس با استفاده از داده‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی .....  
محمدعلی رجب‌زاده و صغری راستی
- 231 ..... رفتار عناصر اصلی، فرعی و جزئی (شامل عناصر نادر خاکی) در طی فرایندهای کائولینیتی شدن در کانسار  
زنوز، شمال شرق مرنده، استان آذربایجان شرقی .....  
وحیده علیپور و علی عابدینی





## رابطه زایشی میان کانه‌زایی اسکارنی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک (جنوب غرب استان یزد)

فرید مَر، صالح دیمَر\*، بتول تقی پور

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۳/۲، پذیرش: ۱۳۹۰/۸/۲۰

### چکیده

بیشتر ذخایر اسکارنی دارای ارتباط مستقیم با فعالیت ماگمایی هستند و همبستگی معناداری میان ترکیب شیمیایی پلوتون مادر و محتوای فلزی اسکارن مرتبط با آن وجود دارد. کانسار دره‌زرشک در جنوب غرب یزد واقع شده است. مطالعات سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک نشان می‌دهد که ترکیب سنگ‌شناختی از گرانیت تا کوارتز دیوریت تغییر می‌کند و مانند بسیاری از گرانیتوئیدهای اسکارنی دیگر جهان دارای ماهیت کم‌قلیایی، کلسیمی-قلیایی و کم‌آلومینیم تا آلومینیم بالاست. این پژوهش نشان می‌دهد که ویژگیهای زمین‌شیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی دره‌زرشک مشابه گرانیتوئیدهای ذخایر اسکارن Cu-Fe میلستریم کانادا، اسکارن Fe بریتیش کلمبیا و اسکارن‌های Cu-Au کمربند طلای ریونارسیا در اسپانیاست. شباهت الگوی رفتاری عناصر REE بین توده نفوذی و اسکارن‌های دره‌زرشک نیز مؤید رابطه زایشی قوی میان فرآیندهای ماگمایی و اسکارن‌زایی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید، اسکارن، زمین‌شیمی، دره‌زرشک، جنوب غرب یزد، ایران.

### مقدمه

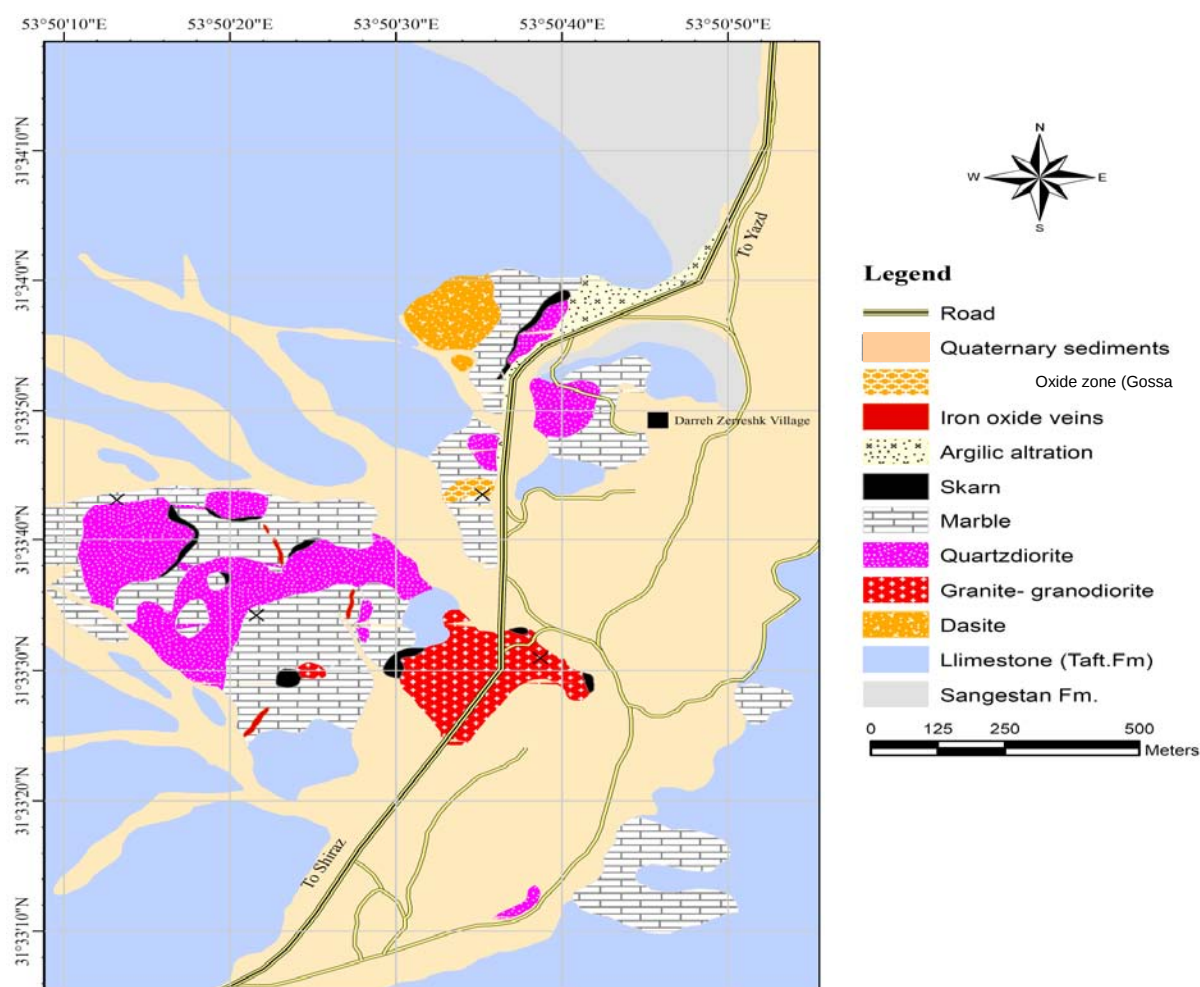
روی نمودارهای هارکر رسم کردند. با به کارگیری این شیوه چندین کانسار اسکارنی در آناتولی مرکزی ترکیه کشف و استخراج گردید [۲]. در منطقه دره‌زرشک که به عنوان یک سامانه پورفیری-اسکارن مس شناخته می‌شود تاکنون مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی زیادی انجام شده است که از آن جمله می‌توان به کار زراسوندی [۴] اشاره کرد که به نقش کنترل کننده‌های ساختاری و ماگمایی در تشکیل ذخایر مس پورفیری علی‌آباد و دره‌زرشک پرداخته است. در مطالعات پیشین تمرکز محققان بر بخش پورفیری یا اسکارنی این ذخیره بوده است و به ارتباط زایشی و زمین‌شیمیایی بین این دو پرداخته نشده است. از این رو هدف از انجام این پژوهش بررسی ویژگیهای زمین‌شیمیایی توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک به منظور بررسی محتوای فلزی و ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی اسکارن همراه با آن می‌باشد.

ارتباط بین ترکیب شیمیایی توده نفوذی و نوع اسکارن با توجه به محتوای فلزی آن توسط محققان زیادی بررسی شده است [۱]. مبنای این تحقیقات بر این اصل استوار است که ممکن است ارتباطی بین ترکیب توده نفوذی و نوع اسکارن وجود داشته باشد. دلیل چنین ارتباطی، رابطه زایشی بین فرآیندهای ماگمایی و کانه‌زایی است. کاسکو و همکاران [۲] برای شناسایی پتانسیل معدنی اسکارن‌های آناتولی مرکزی ترکیه، مطالعات و تجزیه‌های زمین‌شیمیایی فراوانی بر روی توده‌های نفوذی مرتبط با این اسکارن‌ها انجام داده و سپس داده‌های زمین‌شیمیایی توده‌های نفوذی را بر روی نمودارهای مختلف هارکر رسم کرده‌اند. همچنین، داده‌های زمین‌شیمیایی مربوط به ذخایر اسکارنی بزرگ دنیا و میانگین داده‌های زمین‌شیمیایی مربوط به اسکارن‌های Au, Fe, Cu, W و Mo را که ماینرت [۳] برای انواع ذخایر اسکارنی ارائه کرده است بر

## زمین‌شناسی منطقه

ذخیره دره‌زرشک در استان یزد، در فاصله ۸۰ کیلومتری جنوب‌غرب شهر یزد و در گستره جغرافیایی  $37^{\circ} 50' 53''$  طول شرقی و  $31^{\circ} 33' 30''$  عرض شمالی واقع شده است. این منطقه در تقسیمات زمین‌ساختی ایران بر روی کمربند

تکتونوماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه سازند آواری سنگستان به سن کرتاسه زیرین می‌باشد که توسط سنگهای آهکی سازند تفت به سن کرتاسه میانی تا بالایی پوشانده شده است (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی دره زرشک و موقعیت اسکارنها بر روی آن.

## روش مطالعه

در این پژوهش برای انجام مطالعات کانی‌شناختی و کانه‌زایی از تعداد ۲۳ مقطع نازک و صیقلی استفاده شده است. انتخاب نمونه‌های مورد نیاز برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، با توجه به اهداف پژوهش و پراکندگی واحدهای نفوذی و زون‌های اسکارنی در منطقه صورت گرفته است. به منظور مطالعه زمین‌شیمی توده نفوذی دره‌زرشک تعداد ۶ نمونه از بخش‌های مختلف توده برداشت و به منظور تعیین غلظت عناصر اصلی،

این واحدهای رسوبی توسط سنگهای آذرین ائوسن و الیگو-میوسن قطع شده‌اند. نفوذ استوک پورفیری دره‌زرشک با ترکیب گرانیت-گرانودیوریت-کوارتزیدیوریت در سازند آهکی تفت باعث اسکارن‌زایی و تشکیل اسکارن مس-آهن دره‌زرشک در زمان الیگو-میوسن شده است. از دیدگاه زمین‌ساختی این ذخیره متأثر از عبور گسل دهشیر-بافت و شاخه‌های فرعی وابسته به آن است که خود در پیدایش و تکامل آن نقش مهمی ایفا کرده‌اند [۴].

مرمر، رنگ قهوه‌ای روشن و گاهی اوقات سبز دارند و دارای ناهمسانگردی متوسط و در برخی موارد همسانگرد هستند و به ترکیب گراسولار نزدیک‌ترند.

مطالعه میکروسکوپی زون‌های مختلف اسکارن نشان می‌دهد که فرآیند اسکارن‌زایی در دو مرحله اصلی و متوالی به وقوع پیوسته است (شکل ۳): (۱) مرحله پیشرونده، (۲) مرحله پسرونده.

در مرحله پیشرونده همزمان با جایگیری توده نفوذی در سنگهای کربناتی سازند تفت سنگ میزبان دچار دگرگونی هم شیمیایی شده و در اثر وجود ناخالصی در آن سیلیکات‌های کلسیمی بای‌متاسوماتیسمی از جمله گارنت، پیروکسن و اپیدوت در شرایط هم شیمیایی به وجود آمده‌اند (شکل ۳).

در ادامه با ورود سیالات متاسوماتیسمی حاصل از برون رست فاز فرآر از ماگما به درون سنگ میزبان دگرگون شده، اسکارن متاسوماتیسمی و مجموعه‌های کلسیمی-سیلیکاتی بی آب به ویژه گارنت نوع گراندایتی و پیروکسن نوع دیوپسید-هیدرنبریتی پدید آمده‌اند (شکل ۲ الف، ب و پ). با توجه به روابط پاراژنزی و بافتی میان مجموعه کانیهای اسکارنی مرحله پسرونده به نظر می‌رسد که این مرحله از فرآیند اسکارن‌زایی دست کم در دو زیر مرحله رخ داده باشد: (۱) پسرونده پیشین، (۲) پسرونده پسین. در مرحله پسرونده پیشین در اثر برهمکنش سیال گرمایی با مجموعه‌های کلسیمی-سیلیکاتی مرحله پیشرونده، حجم زیادی فازهای سیلیکاتی (کوارتز) و کلسیمی-سیلیکاتی آبدار (اپیدوت، اکتینولیت) به همراه سولفیدها (پیریت، کالکوپیریت و بورنیت)، اکسیدها (مگنتیت و هماتیت) و کربنات‌ها پدید آمده‌اند (شکل ۲ ت و ث). اپیدوت رایج‌ترین محصول دگرسانی این مرحله است و عمدتاً از طریق جانشینی گارنت تشکیل شده است (شکل ۲ ث). در مرحله دگرسانی پسرونده پسین، بر اثر ورود سیالات نسبتاً دما پایین، مجموعه‌های کلسیمی-سیلیکاتی بی‌آب و آبدار پیشین به مجموعه‌های ریزدانه شامل کلریت، کلسیت، کوارتز و کانیهای رسی دگرسان شده و عمدتاً در مسیر شکستگی‌ها متمرکز شده‌اند. مرزهای جانشینی کلریت با اپیدوت-آمفیبول نشان می‌دهد که کلریت جانشین این کانیها شده است (شکل ۲).

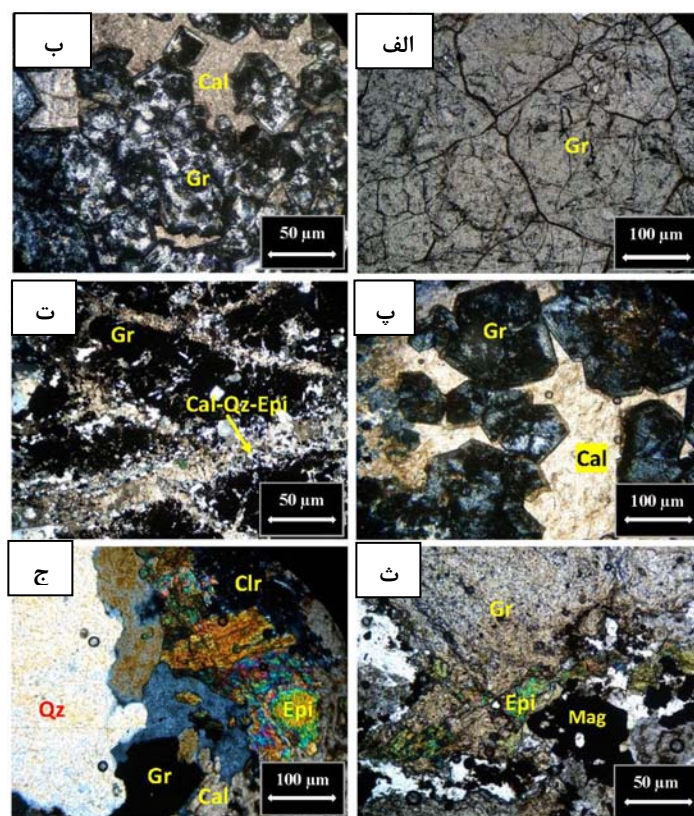
جزئی و نادر خاکی به آزمایشگاه SGS کشور کانادا ارسال شد. تعیین مقدار عناصر اصلی به روش ICP-AES و تعیین مقدار ۱۴ عنصر نادر خاکی به همراه ۱۹ عنصر جزئی نیز به روش ICP-MS انجام شده است. در فرآیند آماده‌سازی نمونه‌ها از روش ذوب SODIUM PEROXIDE استفاده شده است. برای بررسی الگوی عناصر کمیاب خاکی در زون‌های اسکارنی و مقایسه آنها با توده نفوذی نیز تعداد ۲ نمونه از زون‌های اسکارنی برداشت و با استفاده از روشهای تجزیه‌ای ICP-AES و ICP-MS و به روش ذوب SODIUM PEROXIDE عناصر اصلی، جزئی و کمیاب خاکی آنها اندازه‌گیری شد. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های تجزیه شده در جدول (۱) آورده شده است. رسم نمودارهای زمین‌شیمیایی با استفاده از نرم‌افزارهای Microsoft، KWareMagma، Minpet 2.02، Excel و AutoCad انجام شده است.

#### اسکارن‌زایی و کانه‌زایی

نفوذ استوک گرانیته‌ی دره‌زرشک در واحدهای رسوبی سازند آهکی تفت با فرآیندهای دگرگونی مجاورتی، مرمری شدن و تشکیلات اسکارنوئید هورنفلس همراه بوده است. به موازات تبلور توده نفوذی، برون‌رست و خروج سیالات متاسوماتیسمی از توده نفوذی باعث ایجاد شکستگی‌های ریز و متعدد در سنگ میزبان شده و دگرسانی متاسوماتیسمی و تشکیل اسکارن با ورود سیالات فلزدار در سنگ میزبان رخ داده است. بر اساس شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی اسکارن دره‌زرشک شامل دو زون درون اسکارن به صورت محدود و برون اسکارن به صورت گسترده است. برون اسکارن زون اصلی اسکارنی و کانسنگی اسکارن دره‌زرشک است. پیروکسن، گارنت، اپیدوت، اکتینولیت، کلریت، کلسیت، کوارتز، کانیهای رسی و کانیهای کدر سازهای اصلی این زون هستند. گارنت کانی غالب زون برون اسکارن است و فراوانی آن به حدی است که می‌توان سنگ را گارنتیت (اسکارن سرشار از گارنت) نامید (شکل ۲ الف). گارنت‌های مترکم نزدیک به همبری توده نفوذی به رنگ قهوه‌ای قرمز تا تیره و درشت بلور هستند و ناهمسانگردی شدید، زون‌بندی شعاعی و هم مرکز از خود نشان می‌دهند و با توجه ویژگیهای نوری بیشتر ترکیب آنداریتی دارند (شکل ۲ ب و پ). اما گارنت‌های ریزبلور و پراکنده نزدیک به همبری

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های گرانیتوئیدی و اسکارنی دره‌رزشک به روش ICP-MS و ICP-AES.

| Rock type                      | Granitoid | Granitoid | Granitoid | Granitoid | Granitoid | Granitoid | Skarn  | Skarn  |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|--------|--------|
| Sample                         | DI05      | DI13      | DI15      | DI16      | DI19      | DI20      | DS03   | DS08   |
| (wt%)                          |           |           |           |           |           |           |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | ۶۵        | ۶۵        | ۶۲٫۱      | ۶۶٫۹      | ۶۲٫۸      | ۶۱٫۹      | ۲۹٫۲   | ۴۳٫۶   |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰٫۴۵      | ۰٫۴۳      | ۰٫۴۸      | ۰٫۳۸      | ۰٫۴۷      | ۰٫۵۸      | ۰٫۰۸   | ۰٫۰۸   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱۷٫۳      | ۱۷٫۶      | ۱۹٫۱      | ۱۷٫۲      | ۱۷٫۵      | ۱۸٫۱      | ۱٫۱۵   | ۱٫۱۳   |
| TFeO                           | ۴٫۱۶      | ۳٫۲۴      | ۲٫۵۲      | ۳٫۵۲      | ۴٫۳۸      | ۴٫۵۳      | ۲۸٫۶   | ۲۵٫۶   |
| MnO                            | ۰٫۰۲      | ۰٫۰۴      | ۰٫۰۷      | ۰٫۰۱      | ۰٫۰۸      | ۰٫۰۹      | ۰٫۵    | ۰٫۹۵   |
| MgO                            | ۱٫۳       | ۰٫۷۵      | ۱٫۲۳      | ۰٫۴۴      | ۱٫۴۶      | ۱٫۱۶      | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۲   |
| CaO                            | ۳٫۱۱      | ۵٫۰۲      | ۷٫۰۷      | ۳٫۰۵      | ۵٫۷۱      | ۶٫۳۲      | ۲۳٫۸   | ۲۴٫۴   |
| Na <sub>2</sub> O              | ۴٫۶       | ۵٫۳       | ۵٫۱       | ۴٫۷       | ۴٫۵       | ۵٫۴       | <۰٫۱   | <۰٫۱   |
| K <sub>2</sub> O               | ۲٫۲۹      | ۱٫۶۸      | ۲٫۷۴      | ۲٫۸       | ۲٫۳۵      | ۲٫۱۱      | <۰٫۰۱  | <۰٫۰۱  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰٫۲۳      | ۰٫۲۲      | ۰٫۲۶      | ۰٫۱۹      | ۰٫۲۲      | ۰٫۲۷      | ۰٫۱    | ۰٫۱۷   |
| L.O.I                          | ۲٫۰۵      | ۱         | ۰٫۹۵      | ۱٫۷       | ۱٫۳۸      | ۱٫۴۴      | ۱٫۶۷   | ۳٫۴۸   |
| Total                          | ۱۰۰٫۵۱    | ۱۰۰٫۳۸    | ۱۰۱٫۶۲    | ۱۰۰٫۸۹    | ۱۰۱٫۸۵    | ۱۰۱٫۹     | ۹۵٫۱۴  | ۹۹٫۴۳  |
| (ppm)                          |           |           |           |           |           |           |        |        |
| Ni                             | ۲۵        | <۵        | <۵        | <۵        | ۶         | <۵        | <۵     | <۵     |
| Ba                             | ۱۰۱۰      | ۸۴۰       | ۱۰۳۰      | ۱۰۵۰      | ۹۶۰       | ۱۰۶۰      | <۱۰    | ۱۰     |
| Rb                             | ۳۹٫۸      | ۳۷٫۳      | ۴۱٫۶      | ۳۶٫۹      | ۵۵٫۹      | ۴۴٫۷      | ۱٫۹    | ۱٫۱    |
| Sr                             | ۹۸۰       | ۹۴۰       | ۱۰۷۰      | ۹۶۰       | ۱۰۳۰      | ۱۴۲۰      | <۱۰    | <۱۰    |
| Zn                             | ۸۱        | ۱۰۶       | ۱۰۷       | ۶۶        | ۷۳        | ۷۷        | ۹۵     | ۱۰۰    |
| Zr                             | ۹۷        | ۱۰۳       | ۱۳۳       | ۱۳۱       | ۱۰۵       | ۱۱۲       | ۶٫۶    | ۱۲٫۸   |
| Y                              | ۸٫۹       | ۱۰٫۸      | ۱۵        | ۶٫۳       | ۱۰٫۹      | ۱۰٫۵      | ۴٫۹    | ۹      |
| Nb                             | ۱۱        | ۶         | ۷         | ۸         | ۶         | ۶         | ۵      | ۸      |
| Ga                             | ۲۲        | ۲۱        | ۲۲        | ۲۱        | ۲۱        | ۲۳        | ۶      | ۶      |
| Co                             | ۴۰        | ۴۹٫۸      | ۶۷٫۸      | ۴۷٫۵      | ۶۰٫۸      | ۶۲٫۵      | ۴۱٫۲   | ۵۵     |
| Cu                             | ۶۵۲       | ۹۵۴       | ۴۳۴       | ۹۹۹       | ۲۷        | ۴۹        | >۱۰۰۰۰ | >۱۰۰۰۰ |
| Mo                             | <۲        | <۲        | <۲        | <۲        | <۲        | <۲        | ۲      | <۲     |
| Cs                             | ۰٫۷       | ۰٫۲       | ۰٫۴       | ۰٫۴       | ۰٫۷       | ۰٫۹       | ۰٫۲    | ۰٫۱    |
| Hf                             | ۳         | ۳         | ۳         | ۳         | ۳         | ۳         | <۱     | <۱     |
| Sn                             | ۲         | ۱         | ۲         | ۲         | ۱         | ۱         | ۳۲     | ۴۶     |
| Ta                             | ۱٫۲       | ۱٫۷       | ۱٫۷       | ۱٫۴       | ۱٫۵       | ۱٫۷       | ۱٫۲    | ۱٫۷    |
| Th                             | ۹٫۹       | ۷٫۱       | ۸٫۶       | ۱۳٫۱      | ۷٫۹       | ۱۲٫۵      | ۴٫۴    | ۴٫۸    |
| Tl                             | <۰٫۵      | <۰٫۵      | <۰٫۵      | <۰٫۵      | <۰٫۵      | <۰٫۵      | <۰٫۵   | <۰٫۵   |
| U                              | ۱٫۷۷      | ۲٫۲۴      | ۲٫۸۲      | ۲٫۲۳      | ۲٫۸       | ۴٫۷۵      | ۱۵٫۲   | ۲۸     |
| V                              | ۶۰        | ۸۱        | ۸۸        | ۶۴        | ۹۰        | ۱۰۵       | ۴۹     | ۳۹     |
| W                              | ۶۷۷       | ۱۱۹۰      | ۱۲۰۰      | ۷۷۴       | ۱۰۳۰      | ۱۱۶۰      | ۱۰۰۰   | ۱۳۸۰   |
| La                             | ۲۰        | ۲۲٫۴      | ۲۶٫۶      | ۱۸٫۵      | ۲۲٫۱      | ۳۲٫۳      | ۳۲٫۵   | ۳۸٫۷   |
| Ce                             | ۳۳٫۶      | ۳۹٫۴      | ۴۹٫۱      | ۳۳٫۱      | ۳۹٫۸      | ۵۷٫۹      | ۱۰۵    | ۱۲۰    |
| Pr                             | ۴٫۱۲      | ۴٫۵۸      | ۵٫۶۲      | ۳٫۸۴      | ۴٫۵۸      | ۶٫۵۲      | ۱۲٫۳   | ۱۴٫۹   |
| Nd                             | ۱۵٫۴      | ۱۷٫۶      | ۲۲        | ۱۴٫۸      | ۱۷٫۶      | ۲۴٫۶      | ۳۹٫۳   | ۵۷     |
| Sm                             | ۲٫۸       | ۳٫۳       | ۳٫۸       | ۲٫۴       | ۳٫۲       | ۴٫۱       | ۳٫۶    | ۸٫۱    |
| Eu                             | ۰٫۶۶      | ۰٫۷۹      | ۱٫۰۵      | ۰٫۶۸      | ۰٫۸۳      | ۱٫۰۵      | ۱٫۶۶   | ۳٫۱۱   |
| Gd                             | ۲٫۱۵      | ۲٫۴۵      | ۲٫۹۴      | ۱٫۷۱      | ۲٫۳۵      | ۲٫۹۷      | ۱٫۶۴   | ۴٫۰۲   |
| Tb                             | ۰٫۲۹      | ۰٫۳۳      | ۰٫۴۳      | ۰٫۲۴      | ۰٫۳۲      | ۰٫۳۳      | ۰٫۱۷   | ۰٫۴۳   |
| Dy                             | ۱٫۵۴      | ۱٫۸       | ۲٫۳۹      | ۱٫۱       | ۱٫۷۵      | ۱٫۹۴      | ۰٫۹۷   | ۱٫۹۴   |
| Ho                             | ۰٫۲۸      | ۰٫۳۵      | ۰٫۴۹      | ۰٫۲۲      | ۰٫۳۵      | ۰٫۳۳      | ۰٫۱۶   | ۰٫۳    |
| Er                             | ۰٫۸۷      | ۰٫۹۵      | ۱٫۴۹      | ۰٫۶۶      | ۱٫۰۳      | ۰٫۹۲      | ۰٫۴۸   | ۰٫۸۱   |
| Tm                             | ۰٫۱۱      | ۰٫۱۴      | ۰٫۲۱      | ۰٫۰۸      | ۰٫۱۵      | ۰٫۱۳      | ۰٫۰۶   | ۰٫۰۹   |
| Yb                             | ۰٫۷       | ۰٫۸       | ۱٫۴       | ۰٫۷       | ۱         | ۰٫۹       | ۰٫۴    | ۰٫۵    |
| Lu                             | ۰٫۰۹      | ۰٫۱۴      | ۰٫۲۳      | ۰٫۰۹      | ۰٫۱۳      | ۰٫۱۱      | ۰٫۰۶   | ۰٫۰۸   |



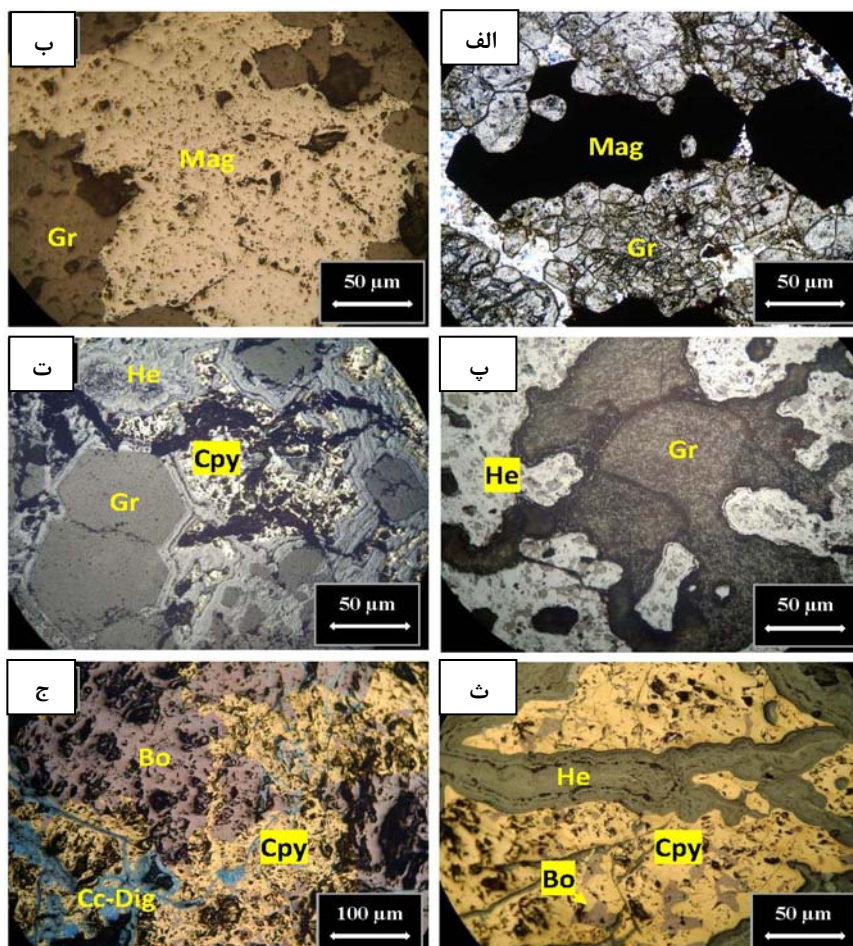
شکل ۲. (الف) بافت موزائیکی با پیوستگاه بین بلوری ۱۲۰ درجه نشانگر تبلور در شرایط تعادل بلورهای گارنت (Gr)، (ب و پ) گارنت با زون‌بندی نوسانی (ب) و شعاعی (پ) در زمینه کلسیت (Cal) در اسکارن پیش‌رونده، (ت) قطع شدگی داربست مانند اسکارن پیش‌رونده توسط اسکارن پس‌رونده، (ث) جانشینی گارنت با اپیدوت (Epi) و مگنتیت (Mag) در مرحله پس‌رونده پیشین، (ج) جانشینی اپیدوت با کلریت (Clr) در مرحله پس‌رونده پسین.

| کانی ها   |                    | مرحله<br>دگرگونی- بی<br>متاسوماتیسم (I) | دگرسانی متاسوماتیسمی و کانه زایی |                        |                 | مرحله<br>دگرسانی<br>برونزاد |
|-----------|--------------------|-----------------------------------------|----------------------------------|------------------------|-----------------|-----------------------------|
|           |                    |                                         | مرحله<br>پیشرونده (II)           | مرحله پسرونده          |                 |                             |
|           |                    |                                         |                                  | پسرونده<br>پیشین (III) | پسرونده<br>(IV) |                             |
| سیلیکاتها | گارنت (گرانادیت)   |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | دیوپسید- هدنبرژیت  |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | ترمولیت- اکتینولیت |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | اپیدوت             |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | کلریت              |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | کوارتز             |                                         |                                  |                        |                 |                             |
| سولفیدها  | پیریت              |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | کالکوپیریت         |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | بورنیت             |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | کالکوسیت           |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | دیژنیت             |                                         |                                  |                        |                 |                             |
| اکسیدها   | مگنتیت             |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | هماتیت             |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | گوئیتیت            |                                         |                                  |                        |                 |                             |
| کربناتها  | کلسیت              |                                         |                                  |                        |                 |                             |
|           | مالاکیت- آزوریت    |                                         |                                  |                        |                 |                             |

شکل ۳. توالی پاراژنزی مجموعه‌های کانیاپی در اسکارن دره‌زرشک.

بین سیال گرمایی با کانیه‌های اولیه اسکارنی و در واقع تأثیرکنترل بافتی و شیمیایی بر روی کان‌زایی باشد، چرا که خنثی سازی (افزایش pH) سیال کان‌دار در اثر برخورد با کلسیت و تا حدودی سیلیکات‌های کلسیمی بی‌آب، ناپایداری کمپلکس‌های عمدتاً کلریدی را به همراه داشته و باعث می‌شود تا سیال بار خود را به صورت کانسنگ اکسیدی و سولفیدی بر جای بگذارد. در پی اسکارن‌زایی و کان‌زایی همزمان با آن، کان‌سازی اکسیدی (هماتیت- گوتیت)، سولفیدی (کالکوسیت و دیژنیت) (شکل ۴ ج) و کربناتی مس (مالاکیت-آزوریت) در طی فرآیندهای سوپرژن در اسکارن دره‌زرشک رخ داده است. توالی پاراژنزی مجموعه‌های کان‌یابی شناسایی شده در اسکارن دره‌زرشک در شکل (۳) آمده است.

به نظر می‌رسد نهشت کان‌ها با شروع مرحله دگرسانی پسرونده آغاز شده باشد به طوری که مگنتیت به شکل شکافه پرکن در فضای بین بلورهای گارنت (شکل ۴ الف و ب) و در برخی نمونه‌ها به صورت توده‌ای جانشین گارنت شده است. هماتیت در پی تشکیل مگنتیت و در اثر دگرسانی پسرونده کانیه‌های اولیه اسکارنی (گارنت و پیروکسن) (شکل ۴ پ) و یا در ادامه از طریق دگرسانی مگنتیت و کانیه‌های سولفیدی مس تشکیل شده است (شکل ۴ ت و ث). پیریت، کالکوپیریت و بورنیت اغلب در حفرات و شکستگی‌های اسکارن اولیه دیده می‌شوند (شکل ۴ ث)، این امر نشان‌دهنده نهشت کانیه‌های سولفیدی در مرحله دگرسانی پسرونده و نقش عوامل ساختاری در نهشت آنهاست. نهشت کان‌ها در زون اسکارن گارنت می‌تواند نتیجه واکنش

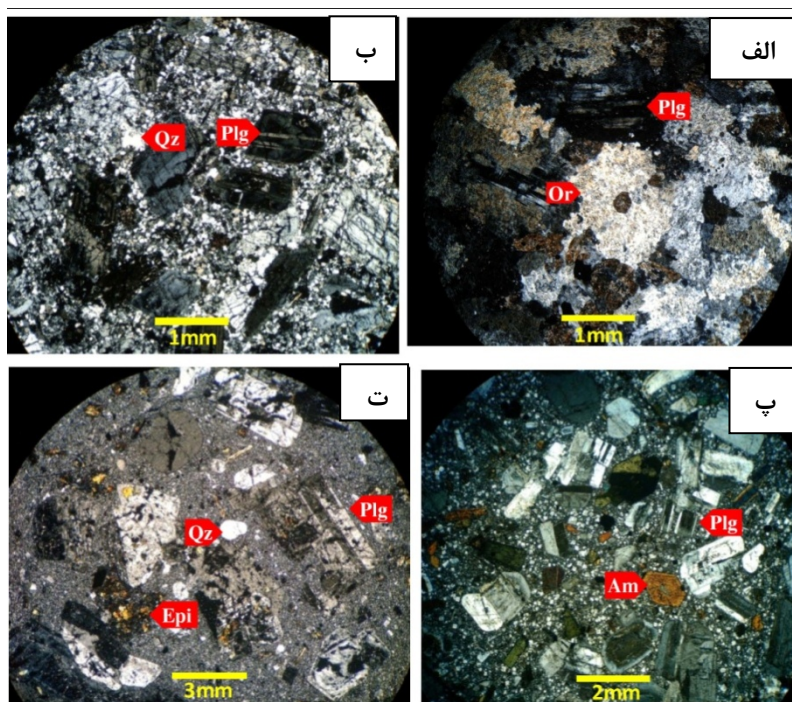


شکل ۴. (الف و ب) مگنتیت (Mag) به صورت شکافه پرکن در فضای بین بلورهای گارنت، (پ) تشکیل هماتیت (He) به خرج گارنت، (ت) کالکوپیریت (Cpy) به شکل شکافه پرکن در فضای بین بلورهای گارنت و جانیشینی کالکوپیریت از حاشیه توسط هماتیت، (ث) جانیشینی کالکوپیریت با هماتیت به صورت بافت کلوئیدی، (ج) هم رشدی بورنیت (Bo) با کالکوپیریت و قطع شدن آن با رگچه‌های کالکوسیت- دیژنیت (Cc-Dig) در مرحله دگرسانی سوپرژن.

## پetroگرافی و زمین شیمی توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک

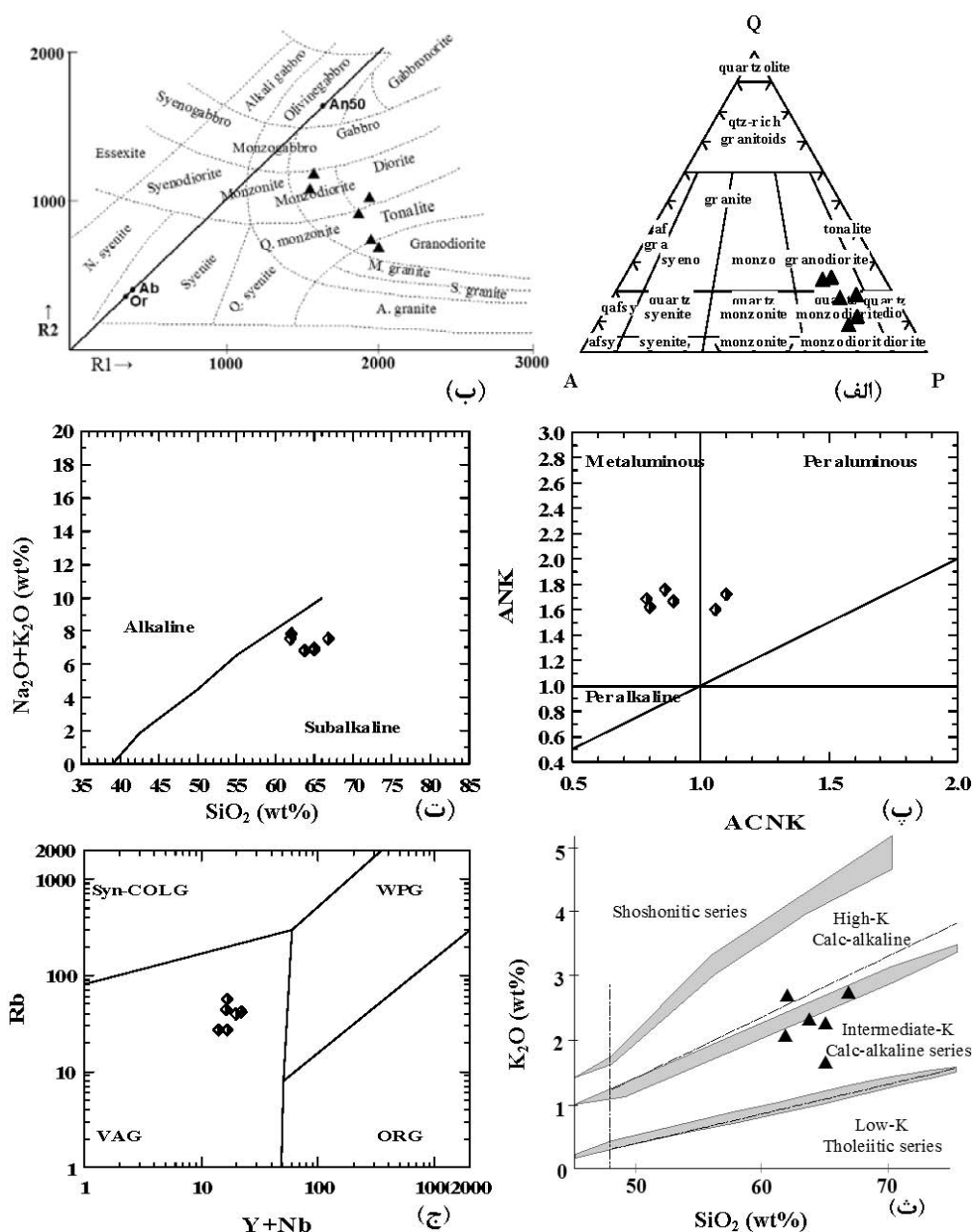
در منطقه دره‌زرشک یک توده نفوذی اصلی وجود دارد که تحت عنوان استوک پورفیری دره‌زرشک شناخته می‌شود. بر اساس مشاهدات میدانی و میکروسکوپی در مجموعه این استوک طیف وسیعی از سنگهای آذرین با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت و کوارتزادیوریت به چشم می‌خورد (شکل ۵). نامگذاری سنگهای گرانیتوئیدی منطقه با استفاده از نمودار QAP اشتريکایزن [۵] نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای دره‌زرشک در محدوده کوارتزمونودیوریت تا گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). برای پرهیز از این انتقاد که داده‌های درصد وزنی اکسید به خوبی توزیع کاتیون‌ها در یک نمونه را نمی‌نمایاند، برخی پژوهشگران ترجیح می‌دهند که ترکیب سنگ را بر حسب کاتیون‌ها محاسبه کنند [۶]. بر این اساس نمودار R1-R2 دولارش [۷] که یک نمودار جامع برای رده‌بندی سنگهای آذرین نفوذی بر پایه نسبت‌های کاتیونی بر حسب میلی کاتیون است، ترسیم شد (شکل ۶ ب). مزیت استفاده از این نمودار نسبت به دیگر نمودارهای طبقه‌بندی سنگهای آذرین استفاده از شیمی تمام عناصر اصلی سنگ در رده‌بندی است. بر اساس این نمودار، گرانیتوئید دره‌زرشک در محدوده‌های سنگ شناختی دیوریت، مونودیوریت، تونالیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرد (شکل ۶ ب). یکی از روشهای مطالعه توده‌های نفوذی

مرتبط با کانه‌زایی، بررسی توده‌های والد از نظر درجه سیرشدگی از آلومینیم است. درجه سیرشدگی مذاب از آلومینیم به ویژه در تعیین منشأ ماگمای گرانیتوئیدی به عنوان یک عامل مهم پذیرفته شده است. در نمودار A/CNK در برابر A/NK ماینار و پیکولی [۸] که برای تعیین درجه سیرشدگی ماگما از آلومینیم به کار می‌رود، نمونه‌های دره‌زرشک در محدوده آلومینیم متوسط تا پُرآلومینیم قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب). در نمودار تمایزی سری ماگمایی (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) در برابر SiO<sub>2</sub> ایروین و بارگار [۹] که محدوده کم قلیایی را از قلیایی جدا می‌کند، نمونه‌های دره‌زرشک در محدوده کم قلیایی و در نمودار تمایز سری ماگمایی کم قلیایی K<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub> لومتر و دیگران [۱۰] (خطهای شکسته جدا کننده محدوده‌های K بالا/متوسط/کم) و ریکوود [۱۱] (نام‌های درون پرانتز) تمامی نمونه‌ها در محدوده سنگهای سری کلسیمی-قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶ ت و ث). نمودار دو متغیره Rb در برابر (Y+Nb) پیرس و همکاران [۱۲] به گونه مؤثری گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) را از گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG) متمایز می‌کند. بر اساس این نمودار نمونه‌های دره‌زرشک در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۶ ج).



شکل ۵. طیف سنگهای آذرین موجود در منطقه Plg: پلاژیوکلاز - Or: اورتوکلاز - Qz: کوارتز - Am: آمفیبول - Epi: اپیدوت.

(الف) گرانیت، (ب) گرانودیوریت، (پ) کوارتز دیوریت و (ت) داسیت.



شکل ۶. الف و ب) رده بندی سنگ‌شناختی، پ) درجه سیر شدگی از آلومینیم، ت و ث) سری ماگمایی، ج) جایگاه زمین‌ساختی سنگهای آذرین منطقه دره زرشک

## بحث و بررسی

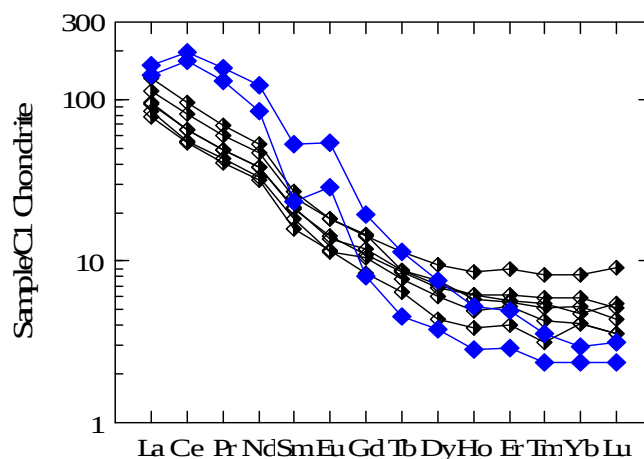
### زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی

طی متاسوماتیسم اسکارنی معمولاً غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی (REEs) رخ می‌دهد [۱۳]. از این رو بررسی عناصر کمیاب خاکی در اسکارنها کمک زیادی به شناخت منشأ سیالات و فرایندهای دگرسانی تشکیل‌دهنده اسکارن می‌کند. رفتار عناصر REE طی برهمکنش سنگ با سیال و تشکیل اسکارن بسیار پیچیده است. از همین رو مطالعات دقیقی برای

درک صحیح رفتار عناصر REE در سامانه‌های اسکارنی لازم است. توزیع عناصر کمیاب خاکی در فرایندهای اسکارن‌زایی عمدتاً توسط سه عامل کنترل می‌شود [۱۴]: (۱) غلظت REE در سنگ اولیه، (۲) غلظت REE در سیال گرمایی و (۳) قابلیت آزادسازی و تحرک این عناصر طی فرایند دگرسانی. مدل‌ها و مطالعات تجربی نشان داده است که تحرک عناصر REE تا حد زیادی به نسبت بین آب و سنگ (یا ماگما) و حضور آنیونهای

با توجه به پایین بودن محتوای REE ها در سنگهای آهکی و شباهت الگوی رفتاری این عناصر در توده نفوذی و اسکارن‌های همراه با آن می‌توان گفت که منشأ REE ها در اسکارن‌ها عمدتاً توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک بوده است. بی‌هنجاری مثبت و بالای Eu در اسکارن‌های دره‌زرشک به محیط و شرایط اکسایشی محلولهای گرمابی مربوط می‌شود. این بی‌هنجاری به شکل بسیار خفیف در الگوی REE های توده نیز دیده می‌شود. شواهد پتروگرافی و مجموعه‌های کاناییبی نیز گویای شرایط نسبتاً اکسایشی محیط تشکیل اسکارن دره‌زرشک هستند. تفاوت اساسی در الگوی عناصر کمیاب خاکی میان توده و اسکارن همراه با آن، بالاتر بودن نسبت LREE/HREE در اسکارن نسبت به توده است. غنی‌شدگی بیشتر LREE در اسکارن نسبت به توده را می‌توان در ارتباط با تحرک بالاتر و غنی‌شدگی بیشتر این عناصر در سیال گرمابی دانست. بی‌هنجاری مثبت و بالاتر Eu در اسکارن نسبت به توده را می‌توان به شرایط اکسایشی‌تر محیط تشکیل اسکارن نسبت داد. ممکن است باز بودن سیستم در شرایط متاسوماتیسم و مشارکت آبهای جوی (که دارای شرایط اکسایشی‌تری هستند) در سیال متاسوماتوز کننده دلیل اکسایشی بودن محیط تشکیل اسکارن باشد.

کمپلکس‌ساز موثر مانند کربنات، فسفات و فلورید در محلول وابسته است [۱۵]. پیش‌بینی رفتار Eu در سیالات گرمابی در مقایسه با سایر عناصر کمیاب خاکی به دلیل الکترووالانس متغیر آن دشوارتر است. به همین دلیل تفسیر بی‌هنجاریهای Eu در کانیه‌های گرمابی بحث‌برانگیز است. کریزی [۱۶] نقش شرایط اکسایش- کاهش محلولهای گرمابی را در پیدایش بی‌هنجاری Eu در اسکارن‌ها بسیار مهم می‌داند. بر اساس مطالعات ایزوتوپی [۱۷] و میانبارهای سیال [۱۸] سیالات گرمابی مسؤول تشکیل اسکارن‌ها و کانسارهای همراه دارای منشأ عمدتاً ماگمایی هستند. بر این اساس و با توجه به این واقعیت که محتوای REE سنگهای آهکی پایین است، و نیز این مساله که REE اسکارن‌ها تغییرات منظمی را از سمت توده به خارج نشان می‌دهند، می‌توان گفت که REE اسکارن‌ها و توده‌های همراه عمدتاً از منبع ماگمایی نشأت گرفته‌اند. مقایسه الگوی عناصر کمیاب خاکی در زون اسکارن با الگوی این عناصر در توده نفوذی دره‌زرشک گویای شباهت الگوی رفتاری این عناصر در هر دو سنگ است. به طوری که مجموع REE ها در هر دو بالا و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREEs) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREEs) مشاهده می‌شود (شکل ۷).



شکل ۷. مقایسه الگوی رفتاری عناصر کمیاب خاکی میان گرانیتوئید و اسکارن (♦) دره‌زرشک.

نفوذی مرتبط با اسکارن‌های مس، آهن و طلا بر اساس ماینرت [۳] ترسیم شده‌اند.

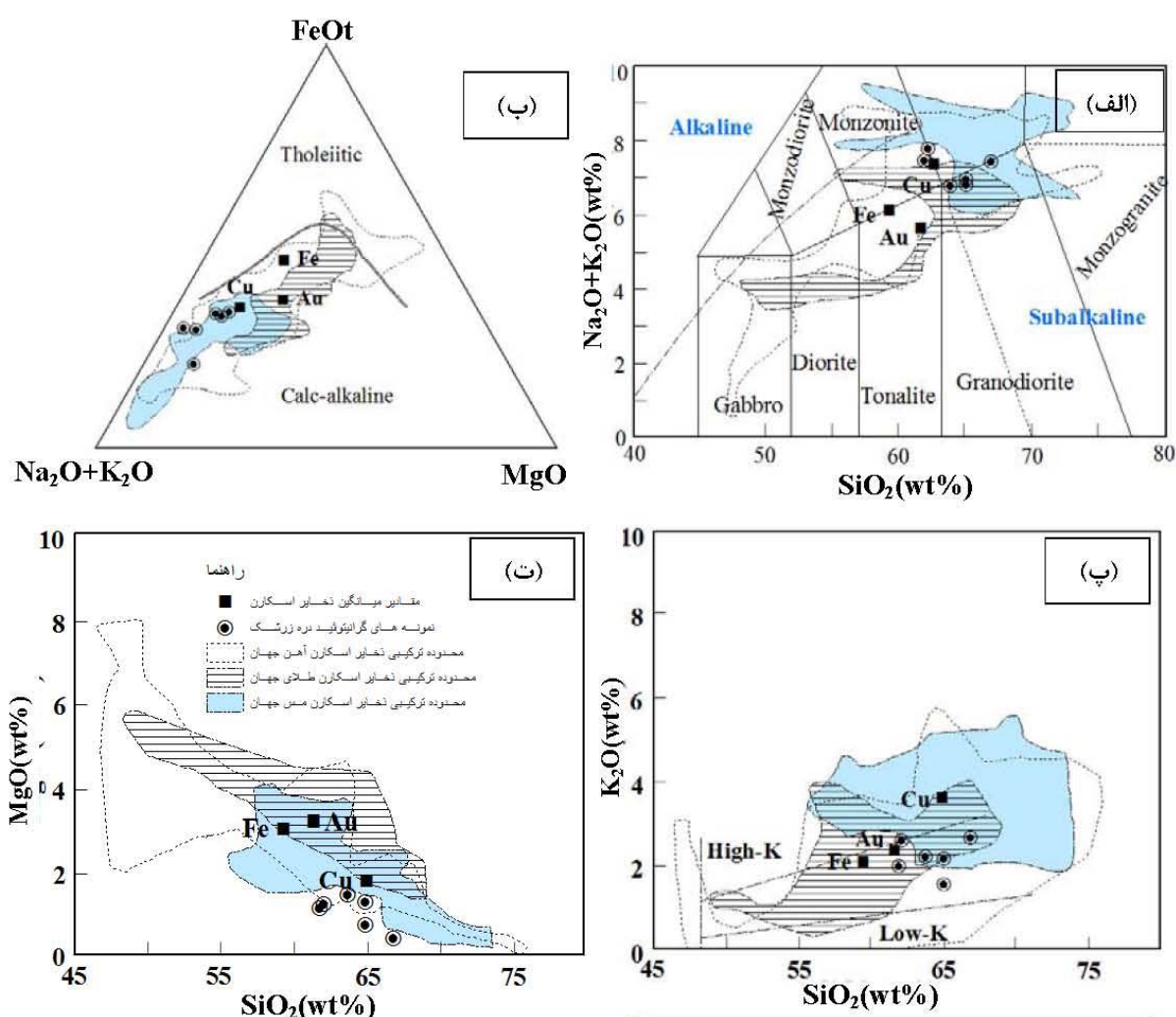
در نمودار  $(Na_2O + K_2O)$  در برابر  $SiO_2$  میدلموست [۱۹] نمونه‌ها در محدوده مونزونیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف). در این نمودار وقتی ترکیب توده نفوذی را با پلوتون‌های همراه با اسکارن‌های فلزات پایه مقایسه می‌کنیم

مقایسه زمین‌شیمیایی گرانیتوئید دره‌زرشک با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی جهان از نظر پتانسیل کانه‌زایی

داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و فرعی توده نفوذی دره‌زرشک بر روی نمودارهای مختلف هارکر رسم شدند. در این نمودارها مقادیر میانگین و محدوده‌های ترکیبی توده‌های

همراه با اسکارن‌های مس و آهن دارای محتوای  $K_2O$  متوسط تا بالا هستند (شکل ۸ پ). غنی‌شدگی کم در محتوای  $K_2O$  از ویژگی توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های مس است [۳]. در نمودار  $MgO$  در برابر  $SiO_2$  (شکل ۸ ت)، توده نفوذی دره‌زرشک دارای مقدار  $MgO$  شبیه به توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های مس و آهن است.

تمام نمونه‌ها در محدوده پلوتون‌های همراه با اسکارن‌های مس، طلا و آهن قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار AFM ابروین و بارگار [۹] سنگ‌های نفوذی منطقه کلسیمی-قلیایی هستند. این ویژگی مشخصه بیشتر پلوتون‌های همراه با ذخایر اسکارن می‌باشد [۳]. در این نمودار نیز گرانیتوئید دره‌زرشک در محدوده اسکارن‌های مس و آهن قرار می‌گیرد (شکل ۸ ب). تمام نمونه‌های گرانیتوئید دره‌زرشک همانند توده‌های نفوذی



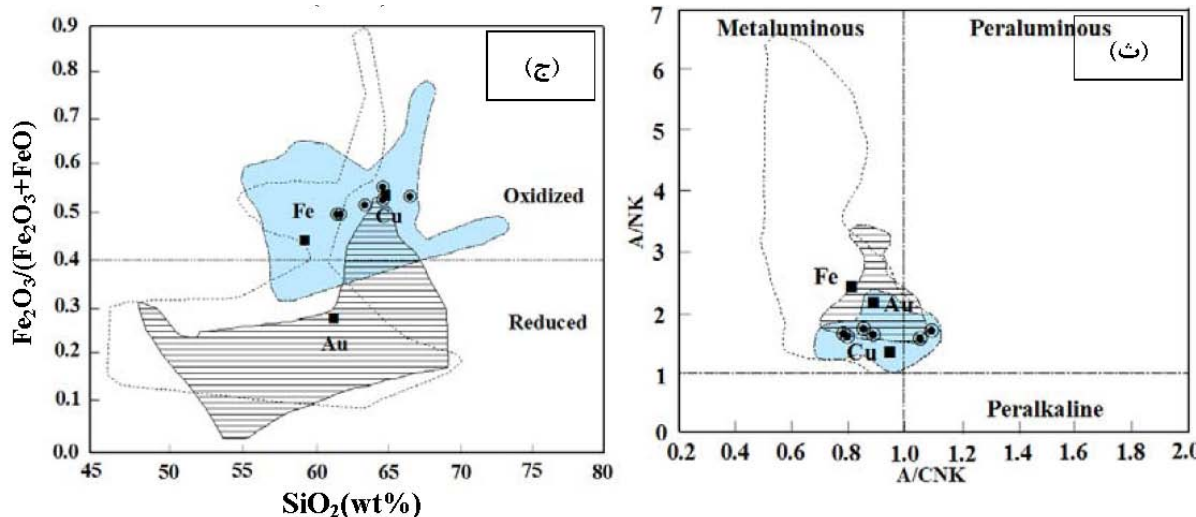
شکل ۸. الف تا ت) موقعیت توده نفوذی دره‌زرشک در محدوده گرانیتوئیدهای اسکارن‌های مس، آهن و طلا در نمودارهای عناصر اصلی؛ محدوده‌های ترکیبی توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های مس، طلا و آهن بر گرفته از ماینرت [۱۳] هستند و برای مقایسه آورده شده‌اند.

مختلف از نظر شرایط اکسایش و کاهش با هم متفاوتند. مقایسه میانگین توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌ها نشان می‌دهد که توده‌های همراه با اسکارن‌های Au بیشتر کاهیده و توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های Fe و Cu بیشتر اکسیده هستند (شکل ۸ ج). در نمودار  $(Fe_2O_3)/(Fe_2O_3+FeO)$

در نمودار A/NK در برابر A/CNK ماینر و پیکولی [۸] نمونه‌های دره‌زرشک در مجاورت خط تقسیم کننده توده‌های نفوذی آلومینیم متوسط و پراآلومینیمی قرار می‌گیرند و از این نظر مشابه توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های مس، طلا و آهن هستند (شکل ۸ ت). گرانیتوئیدهای اسکارن‌های عناصر

می‌گیرد (شکل ۸ ج).

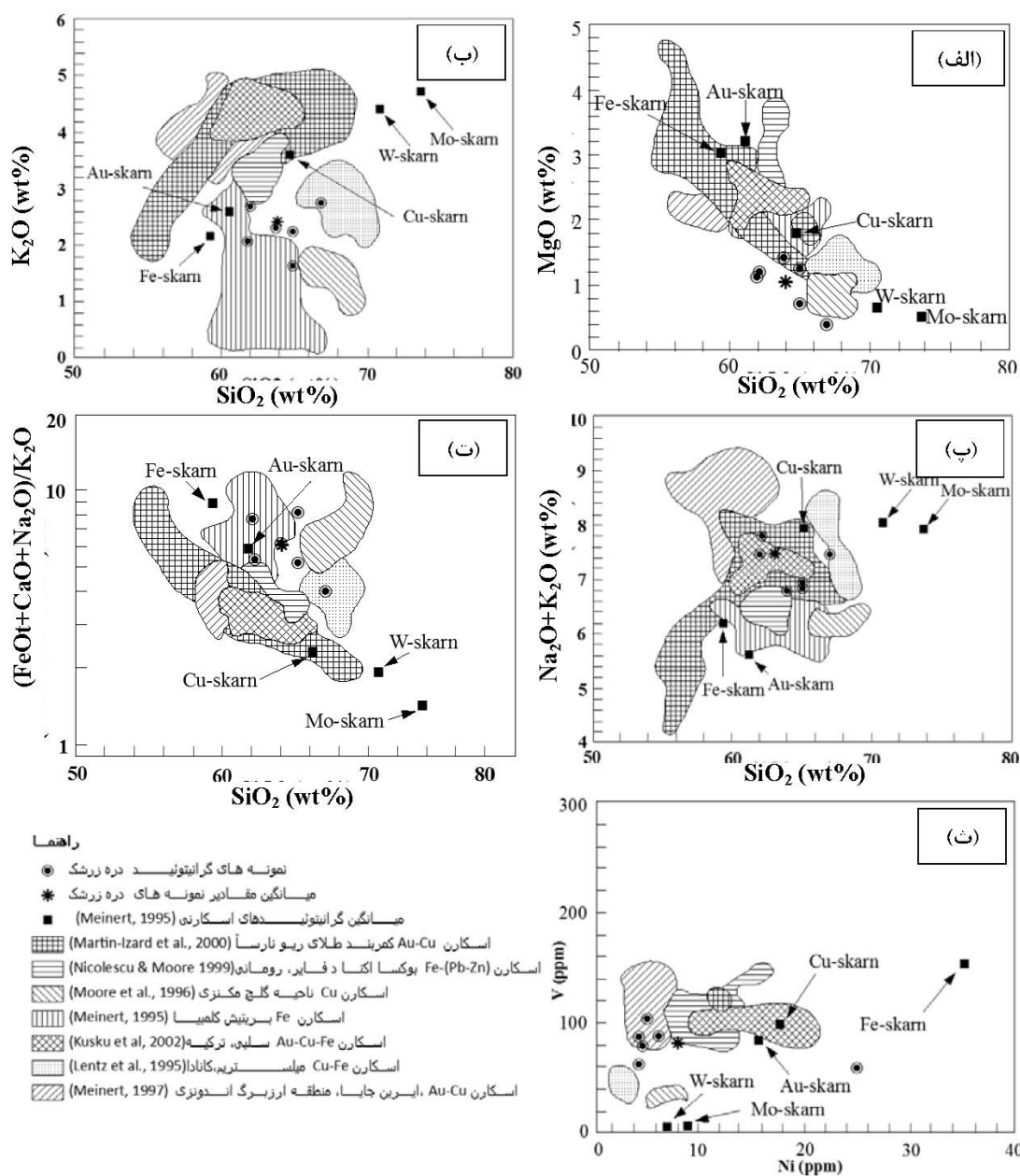
برابر  $\text{SiO}_2$ ، الگوی پراکندگی نمونه‌های گرانیتوئیدی دره‌زرشک در محدوده اکسیدی و نزدیک به اسکارن‌های مس و آهن قرار



شکل ۸. ث و ج) موقعیت توده نفوذی دره‌زرشک در محدوده گرانیتوئیدهای اسکارن‌های مس، آهن و طلا در نمودارهای عناصر اصلی؛ محدوده‌های ترکیبی توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های مس، طلا و آهن بر گرفته از ماینرت [۱۳] هستند و برای مقایسه آورده شده‌اند.

به ترتیب  $2.1\%$ ،  $3.6\%$  و  $2.5\%$  گزارش شده است [۳]. میانگین  $\text{K}_2\text{O}$  توده نفوذی دره‌زرشک  $2.32\%$ ، یعنی نزدیک به میانگین اسکارن‌های طلاست. الگوی پراکندگی داده‌ها در نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  پیرامون اسکارن‌های Fe و Fe-Cu است (شکل ۹ ب). بنابراین با توجه به فراگیری نمونه‌ها در نزدیکی میانگین اسکارن‌های طلا، اسکارن‌های دره‌زرشک ممکن است علاوه بر Fe و Cu از نظر پتانسیل طلا نیز حائز اهمیت باشند. در نمودار مجموع قلیایی‌ها ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) در برابر  $\text{SiO}_2$ ، الگوی پراکندگی نمونه‌های دره‌زرشک در محدوده اسکارن‌های Au-Cu و Au-Cu-Fe قرار می‌گیرد (شکل ۹ پ). میانگین ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) نمونه‌های دره‌زرشک حدود  $7.26\%$  است و از این نظر قابل مقایسه با اسکارن‌های مس می‌باشد (میانگین مجموع قلیایی‌ها در اسکارن‌های مس، آهن و طلا به ترتیب  $7.6\%$ ،  $6.1\%$  و  $5.6\%$  [۳] می‌باشد). بالا بودن محتوای قلیایی کل نمونه‌های دره‌زرشک می‌تواند ناشی از دگرسانی پتاسیک در توده نفوذی باشد. از نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$  گرانیتوئیدهای اسکارنی نیز می‌توان برای تشخیص نوع اسکارن‌ها استفاده نمود. این نسبت برای گرانیتوئیدهای اسکارنی Fe، Cu و Au به ترتیب  $2/9$  و  $1$  است [۳].

بر اساس مطالعات کاسکو و همکاران [۲] مشخص گردید که نمودارهای  $\text{MgO}$  در برابر  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$ ،  $(\text{FeO}+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  و V در برابر Ni بهترین تمایز بین گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن، مس، طلا، تنگستن و مولیبدن را نشان می‌دهند. بر همین اساس ترکیب شیمیایی و میانگین داده‌های زمین‌شیمیایی توده نفوذی دره‌زرشک بر روی نمودارهای مذکور ترسیم شد (شکل ۹) که در ادامه به تفسیر آنها پرداخته می‌شود. گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن در مقایسه با سایر اسکارن‌ها دارای  $\text{MgO}$  بالاتر و  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{SiO}_2$  کمتر هستند. میانگین  $\text{MgO}$  گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن، طلا و مس به ترتیب در حدود  $3\%$ ،  $3.2\%$  و  $1.8\%$  است [۳]. میانگین  $\text{MgO}$  توده نفوذی دره‌زرشک در حدود  $1\%$ ، یعنی نزدیک به اسکارن‌های مس قرار می‌گیرد (شکل ۹ الف). الگوی پراکندگی گرانیتوئیدهای دره‌زرشک در نمودار  $\text{MgO}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  نیز پراکنش آنها را پیرامون اسکارن‌های Cu و Au-Cu نشان می‌دهد (شکل ۹ الف). بنابراین می‌توان گفت که گرانیتوئیدهای دره‌زرشک می‌توانند همراه با اسکارن‌های مس یا مس-طلا باشند. میانگین  $\text{K}_2\text{O}$  گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن، مس و طلا



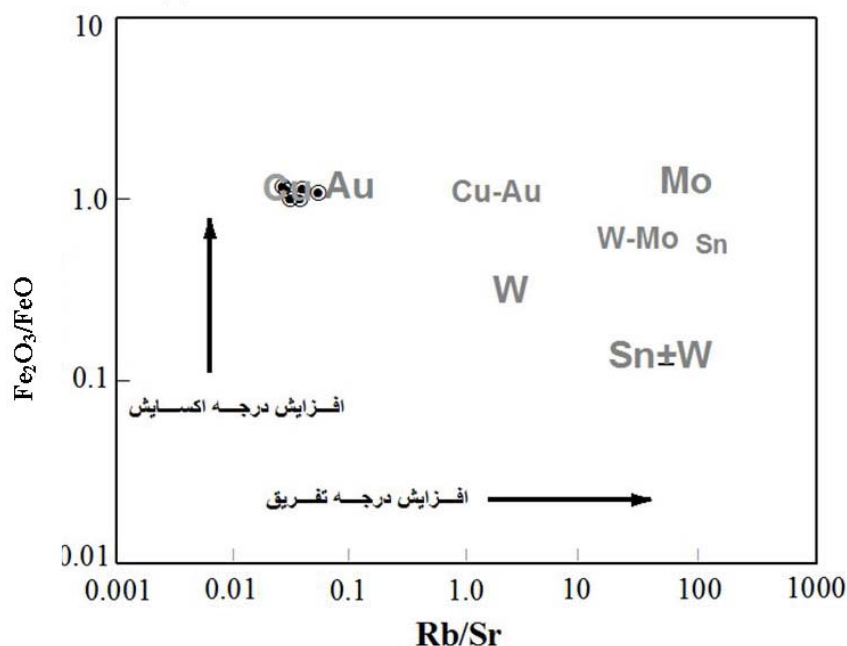
شکل ۹. الف تا ث) مقایسه گرانیتوئیدهای مولد اسکارن دره زرشک با گرانیتوئیدهای اسکارنی بزرگ دنیا در نمودارهای هارکر (مرجع میانگین‌ها و محدوده‌های اسکارنی در راهنمای شکل آورده شده است).

در اسکارن‌های مس، ۸۵ و ۱۶ و در اسکارن‌های طلا، ۹۹ و ۱۸ ppm است [۳]. میانگین مقادیر V و Ni در نمونه‌های دره زرشک در حدود ۸۱/۳۳ و ۹ ppm است و از این نظر نزدیک به اسکارن‌های مس و طلا است (شکل ۹ ث). فراوانی نسبی فلزی در ماگماها، و انواع کانسارهای مرتبط با توده‌های نفوذی، تابعی از تکامل ترکیبی، تفریق و حالت اکسایش است. برای مثال اسکارن‌های Cu-Au با سنگهای گرانیتوئیدی تکامل

این نسبت در گرانیتوئیدهای دره زرشک حدود ۲/۳۲ است که بسیار نزدیک به نسبتهای گرانیتوئیدهای اسکارنی مس و آهن است. در نمودار  $(\text{FeO}+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})/(\text{K}_2\text{O})$  در برابر  $\text{SiO}_2$  مقدار میانگین توده نفوذی دره زرشک نزدیک میانگین گرانیتوئیدهای اسکارنی طلا و الگوی پراکندگی نمونه پیرامون گرانیتوئیدهای اسکارن‌های Fe، Cu-Fe، و Cu است (شکل ۹ ث). میانگین V و Ni در اسکارن‌های آهن به ترتیب ۱۵۲ و ۳۵،

گرانیتوئیدهای اکسیده کمی تکامل یافته و در محدوده اسکارن‌های Au-Cu قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

نیافته همراهند [۲۰]. نمونه‌های گرانیتوئیدهای دره‌زرشک در نمودار  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  در مقابل Rb/Sr در ناحیه‌ی



شکل ۱۰. توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک در محدوده توده‌های نفوذی با درجه تفریق پایین و اکسیده قرار می‌گیرد و می‌تواند همراه با ذخایر مس و طلا باشد [۲].

### نتیجه‌گیری

مجموعه کانی‌شناختی نسبتاً اکسیدی اسکارن‌های دره‌زرشک (گارت آن‌درادیتی، پیروکسن دیوپسیدی، مگنتیت و هماتیت)، مقایسه ترکیب شیمیایی گرانیتوئید دره‌زرشک با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی و بی‌هنجاری مثبت و بالای Eu در زون‌های اسکارنی و تا حدودی در توده نفوذی مولد اسکارن نشان می‌دهد که اسکارن‌های دره‌زرشک در محیطی اکسایشی و طی دگرسانی متاسوماتیسمی تشکیل شده‌اند.

### منابع

- [1] Kuscu I., "Geochemistry and mineralogy of skarns in the Celebi district (Kirikkale, Turkey)", Turkish Journal of Earth Sciences 10 (2001) 121–13.
- [2] Kuscu I., Kuscu G.G., Meinert L.D., Floyd P.A., "Tectonic setting and petrogenesis of the Celebigranitoid, (Kirikkale-Turkey) and comparison with world skarngranitoids" Journal of Geochemical Exploration 76 (2002) 175–194.
- [3] Meinert L.D., "Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits—chemical evidence for a genetic connection

توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک دارای ماهیت کم‌قلیایی، کلسیمی قلیایی و پر آلومینیم تا آلومینیم متوسط است که در یک موقعیت زمین‌ساختی کمان ماگمایی جایگیری شده است. این توده دارای ترکیب سنگ‌شناختی گرانودیوریتی تا کوارتز دیوریتی است. این ویژگیها، مشخصه‌ی بسیاری از گرانیتوئیدهای اسکارنی جهان هستند.

مقایسه الگوی عناصر کمیاب خاکی در زون‌های اسکارنی با الگوی این عناصر در توده نفوذی دره‌زرشک گویای شباهت الگوی رفتاری این عناصر در هر دو سنگ است، به طوری که در هر دو مجموع REE‌ها بالا و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREEs) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREEs) مشاهده می‌شود. بر این اساس می‌توان گفت که REE اسکارن‌ها دارای خاستگاه ماگمایی هستند.

ویژگیهای زمین‌شیمیایی گرانیتوئید دره‌زرشک مشابه بسیاری از گرانیتوئیدهای اسکارنی، مس، مس-آهن و مس-طلاست. این نشان می‌دهد که اسکارن‌های دره‌زرشک می‌توانند از نظر پتانسیل مس، آهن و طلا حائز اهمیت باشند.

- [12] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25 (1984) 956-983.
- [13] Smith M., Henderson P., Long J., Williams C.T., "REE and Uranium in Skarn Garnets and Other Phases: Constraints on the Transport of U and REE in Skarn Forming Fluids", *Journal of Conference Abstracts* 5 (2000) 941.
- [14] Alderton D.H.M., Pearce J.A., Potts P.J., "Rare earth element mobility during granite alteration: Evidence from southwest England", *Earth Planet. Sci. Lett* 49 (1980) 149-165.
- [15] Taylor R.P., Fryer B.J., "Rare earth element lithogeochemistry of granitoid mineral deposits", *Rare Earth Geochemistry* 76 (1983) 74-84.
- [16] Cressey G., "Skarn formation between metachalk and agglomerate in the central Ring Complex, Isle of Aran, Scotland", *Mineral Mag. J* 51(1987) 231-246.
- [17] Liu Y., Cao L., Li Z., "Elements Geochemistry", Beijing: Science Press (1984) 6-215.
- [18] Ling Q., Liu C., "Behavior of the REE and other trace elements during fluid-rock interaction related to ore-forming processes of the Yiishan transitional deposit in China", *Geochemical journal* 46(2002)433-463.
- [19] Middlemost E., "Naming materials in the magma/igneous rock system", *Earthscience Reviews* 37 (1994) 215-224.
- [20] Blevin P.L., "Metallogeny of granitic rocks-The Ishihara Symposium: Granites and Associated Metallogenesis", *Geoscience Australia* (2004) 1-4.
- between petrogenesis and mineralization", Thompson, J.F.H. (Ed.), Mineralogical Association of Canada. Short Course Series 23 (1995) 401-418.
- [4] Zarasvandi A. R., "Magmatic and structural controls on localization of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Yazd province, Iran", Ph.D. thesis, university of Shiraz (2005) 235.
- [5] Streckeisen A., Le Maitre R.w., "A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks", *Neues Jahrb. Mineral. Abh* 136 (1979) 169-206.
- [6] Rollinson H. R., "Using geochemical data", Longman Scientific & Technical (1993).
- [7] De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis – its relationships and current nomenclature", *Chemical geology* 29 (1980) 183-210.
- [8] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discriminations of granitoids", *Geological Society of America Bulletin* 101(1989) 636-643.
- [9] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (1971) 523-548.
- [10] Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.r., Zanettin B., "A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms", Blackwell, Oxford (1989).
- [11] Rickwood P.C., "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements", *Lithos* 22 (1989) 247-263.



## بررسی منشأ کرومیت و عناصر گروه پلاتین در افیولیت شمال نائین

رضا شمسی پور دهکردی<sup>۱</sup>، مریم صادقی<sup>۲</sup>، زهره غلامی فشارکی<sup>۲\*</sup>

(<sup>۱</sup>) استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

(<sup>۲</sup>) عضو باشگاه پژوهشگران جوان دانشگاه آزاد اسلامی - واحد خوراسگان

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۵/۲۴، پذیرش: ۱۳۹۰/۹/۸

### چکیده

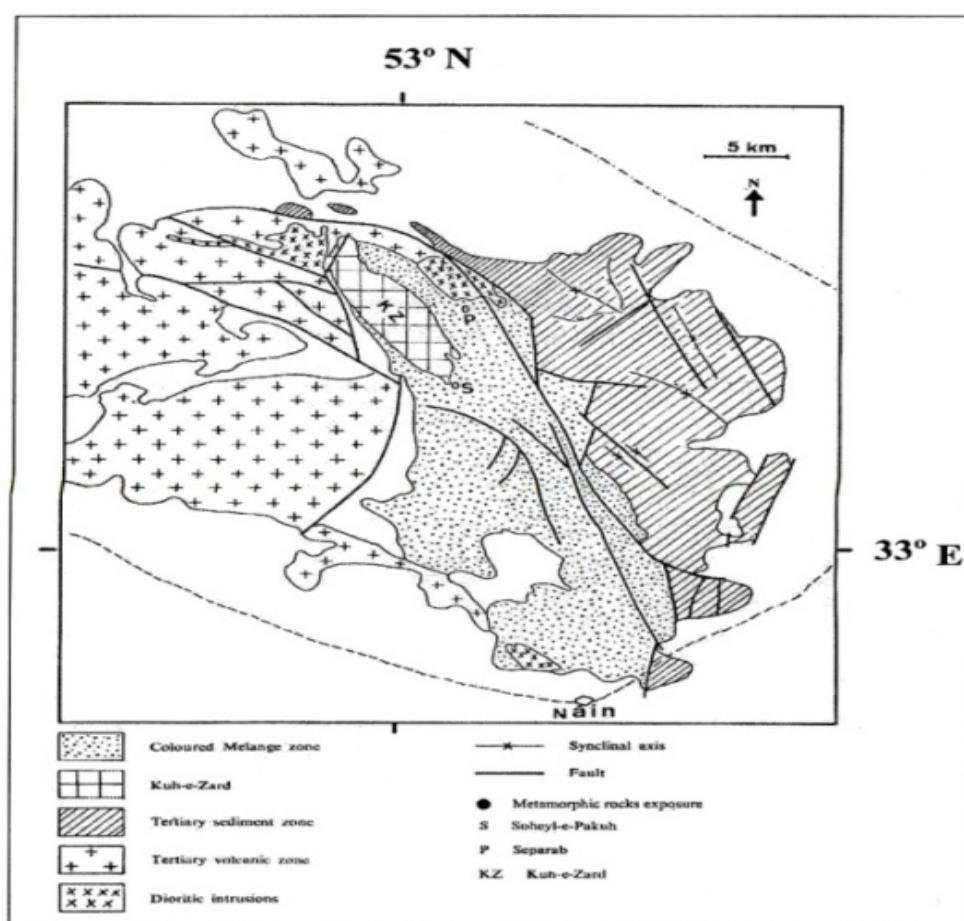
افیولیت ملانژ نائین در ۱۴۰ کیلومتری شرق اصفهان واقع است. از نظر مطالعات زمین‌شناسی، افیولیت این منطقه یکی از افیولیت‌های مزوزئیک مربوط به میکروپلیت غرب ایران مرکزی در پهنه ارومیه - دختر محسوب می‌گردد. سنگ حاکم منطقه پریدوتیت و پریدوتیت سرپانتینی شده است. این پریدوتیت‌ها از لرزولیت، هارزبورژیت و دونیت‌های جایگزینی تشکیل شده و متعلق به رخساره اسپنیل پریدوتیت می‌باشند. پارائز کانه‌ها در پریدوتیت کرومیت، ایرارسیت، مگنتیت، هماتیت، پنتلاندیت، میلریت، کالکوپریت، پیریت و کوولین می‌باشند. شواهد ژئوشیمی سنگ میزبان و کرومیت نشان‌دهنده سری ماگمایی تولیتی می‌باشد و تیپ این کرومیت آلپی است. عناصر گروه پلاتین (Ir, Pt, Pd, Os) در کرومیت غنی‌شدگی دارند. الگوی نمودار عنکبوتی REE تاییدی دیگر بر فرآیند ذوب بخشی و وجود سری بونینیتی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: نائین، کرومیت، عناصر گروه پلاتین، افیولیت.

### مقدمه

ناحیه شمال نائین با وسعتی حدود ۲۵۰۰ کیلومترمربع از نظر تقسیم‌بندی ساختاری بخشی از ایران مرکزی است و به چهار واحد زمین‌شناسی به شرح زیر تقسیم می‌شود [۱]: ۱- آمیزه رنگین ۲- رسوبات ترشیری ۳- ولکانیک ۴- نفوذی‌ها (شکل ۱). از نظر سنگ‌شناسی از سطح به عمق [۲]: ۱- آهک‌های پلاژیک، آهک ماسه‌ای و رادیولاریت کرتاسه بالایی ۲- بازالت‌ها با ساخت بالشی و توده‌ای ۳- دایک‌های صفحه‌ای با ترکیب دلریتی ۴- پلاژیوگرانیت‌ها که در زیر دایک‌ها و روی گابروها قرار دارند ۵- خانواده گابروها که شامل (نوریت، گابروهای نوریتی، گابروها می‌باشد)، ۶- سنگهای پریدوتیتی با بافت کومولا شامل هارزبورژیت، ورلیت، دونیت، ۷- سنگهای پریدوتیتی با بافت تکتونیت شامل هارزبورژیت ورلیت - دونیت. این سنگها گاهی توسط دایک‌های رودنژیستی قطع شده‌اند. پلاژیوگرانیت‌های موجود در افیولیت نائین از نوع ساب

آلکان بوده و در محدوده توله‌ایت جزائر قوسی قرار دارد [۳]. نهشته‌های کرومیتی موجود در دونیت‌ها از نوع کرومیت‌های انبانی (پادیفرم) غنی از کروم می‌باشند [۴]. پریدوتیت‌های موجود در منطقه مربوط به بخش گوشته‌ای لیتوسفر اقیانوس بوده و شواهد ناحیه بالای زون فرورانس را نشان می‌دهد [۴]. افیولیت نائین در بلوک یزد قرار گرفته است. این بلوک‌ها در میکروپلیت ایران مرکزی توسط گسل‌های شمالی- جنوبی با شیب ملایم به سمت شرق از یکدیگر جدا می‌گردند [۵]. افیولیت ملانژ نائین دارای سن مزوزوئیک بوده و دایک دیابازی و گدازه‌های بالشی آن سن کرتاسه دارند. سن جایگیری تمام افیولیت‌های مزوزئیک ایران را که افیولیت نائین نیز جزئی از آنها می‌باشد، قبل از پالئوسن بیان می‌کنند. افیولیت نائین توسط رسوبات پالئوسن- ائوسن پوشیده شده است. به همین دلیل باید دارای سنی بیشتر از پالئوسن باشد [۶].



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال ناین [۱].

۱۱ عدد نمونه سنگی سالم، جهت انجام آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS chemex کانادا و تعداد ۵ عدد نمونه سنگی، جهت انجام آنالیز شیمیایی به روش XRF در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان، تعداد ۵ عدد نمونه جهت انجام آنالیز شیمیایی عناصر گروه پلاتین به روش ICP-MS در آزمایشگاه شهرکرد و از کانیهای تشکیل‌دهنده سنگها ۵ نقطه در آزمایشگاه EDS دانشگاه آزاد اسلامی واحد شهر مجلسی مورد مطالعه قرار گرفت. تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی با استفاده از نرم‌افزارهای Minpet, Icpet, Excel, Coreldraw به منظور تعیین منشأ کرومیت و عناصر گروه پلاتین انجام شد.

سه مورد آنالیز  $Ar^{40}/Ar^{39}$  که اخیراً بر روی گابروهای هورنبلنددار موجود در این افیولیت صورت پذیرفته است، سنهای  $99 \pm 1/2$  و  $99/7 \pm 0/9, 101/1/2 \pm 0/9$  را که با آلبین فوقانی مطابقت دارند برای این افیولیت پیشنهاد می‌کند [۷]. پس بطور کلی می‌توان سن جایگیری افیولیت ناین را اواخر کرتاسه در نظر گرفت [۸-۹-۱۰].

#### روش مطالعه

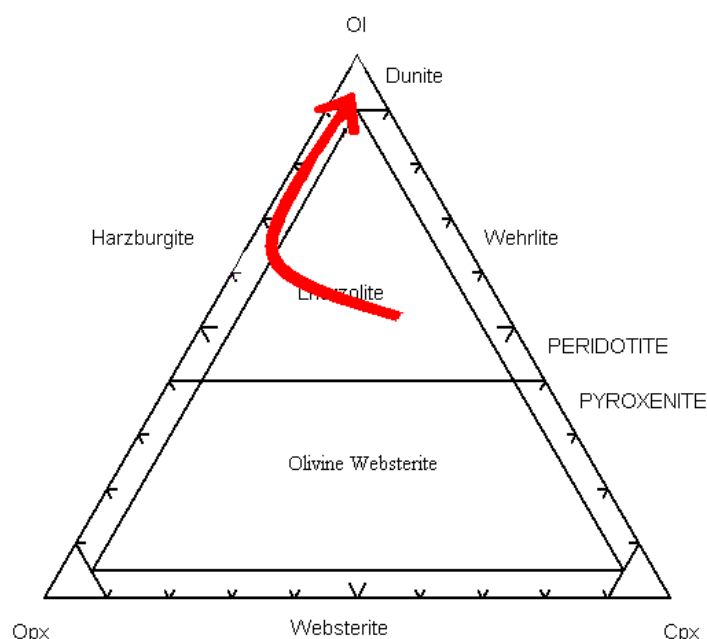
در این تحقیق بیش از ۴۰ مقطع نازک و ۲۰ مقطع صیقلی از نمونه‌های سنگی مختلف تهیه و با میکروسکوپ الپوس Bx60 (نور عبوری و انعکاسی) مطالعه شد که نوع کانیها، بافت سنگها و انواع دگرسانی‌های موجود بررسی گردید. تعداد

## بحث و بررسی

## مطالعات سنگ شناسی

ملانژ افیولیتی نائین از نظر واحدهای سنگی دارای سکانس تقریباً کاملی از سنگهای الترامافیک تا اسیدی همراه با بخشهای رسوبی و واحدهای دگرگونی می باشد. بر اساس مشاهدات صحرایی این سنگها در سه گروه اصلی شامل هارزبورژیت لرزولیت، دونیت، قرار می گیرند همچنین دونیت های سرپانتینی و کرومیت ها در منطقه برونزد دارند. قرار گرفتن کروم اسپینل های منطقه در لرزولیت به سمت

هارزبورژیت و سپس دونیت می باشد. این تغییرات سنگ شناسی دلیلی بر واکنش مذاب/سیال با لیتوسفر اقیانوسی علاوه بر وقوع ذوب بخشی، می باشد که با روندی که در شکل (۲) مشاهده می شود، مطابقت دارد



شکل ۲. سیر تحولات سنگ شناسی حاصل از مذاب سنگ/ مذاب در گوشته.

بر اثر ذوب کلینوپیروکسن ها مذاب بازالتی تولید شده و  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  وارد مذاب می گردد. بر اثر پیشرفت واکنش ارتوپیروکسن نیز دچار ذوب نامتجانس شده و الیوین های جایگزینی طی واکنش زیر در حاشیه این کانی تشکیل می شوند:

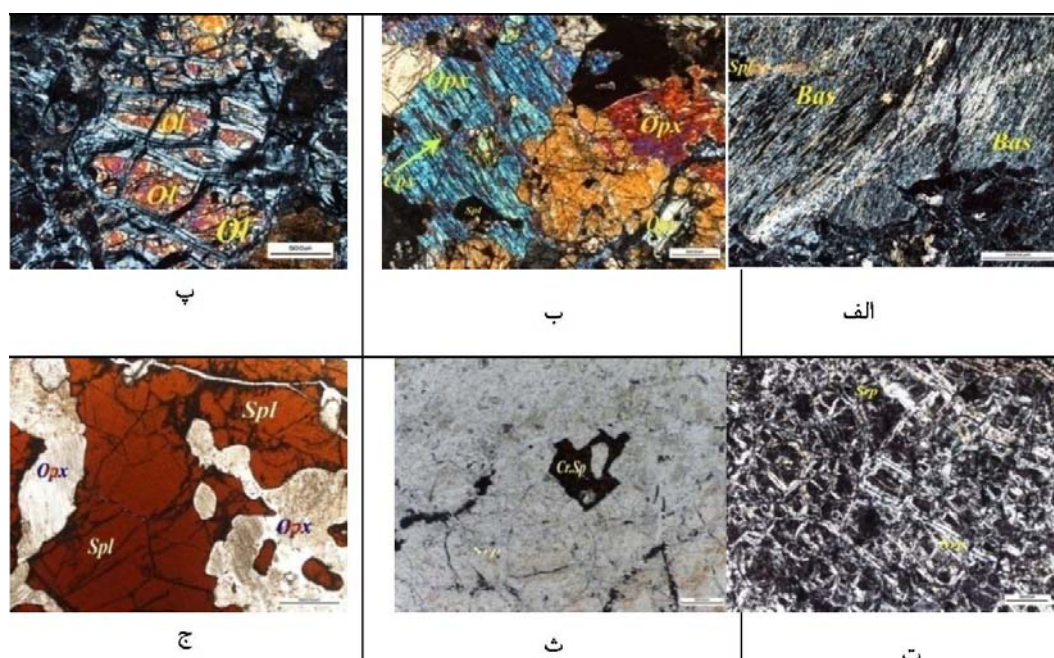


سنگهایی که مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفتند، شامل دونیت، هارزبورژیت، لرزولیت و سرپانتینیت ها می باشند. کانیهای اصلی در این سنگها شامل الیوین، ارتوپیروکسن و کانیهای فرعی کلینوپیروکسن، اسپینل کروم دار می باشند که اغلب موارد مگنتیتی شده اند. الیوین ها فراوان ترین کانی

تشکیل دهنده سنگها، اغلب به شدت سرپانتینی شده اند، که به دلیل شدت سرپانتینی شدن تشخیص بافت اولیه در این سنگها، چندان میسر نیست ولی بافت گرانوبلاستیک و پورفیروکلاستیک وجود دارند. با این وجود سرپانتین های حاصل از دگرگونی الیوین ها بافت مشبک را ایجاد کرده اند (شکل ۳پ). ارتوپیروکسن ها نیز از نوع انستاتیت و برونزیت می باشند که به نوعی سرپانتین به نام باستیت تجزیه شده اند (شکل ۳ الف). الیوین ها به صورت بی شکل و ریز دانه بدون زونینگ و دگرشکلی قابل مشاهده اند. ارتوپیروکسن دارای حاشیه ای با فرورفتگی (خلیج خوردگی) می باشند که به وسیله الیوین ها پر شده اند. گاهی اسپینل های کروم دار به صورت نواری شکل در اطراف ارتوپیروکسن ها دیده می شود که نشانه

واکنش مذاب/گوشته در این سنگها می باشد [۱۱]. در این حالت اسپینل‌ها خود به وسیله الیوین‌های بدون استرین احاطه می‌گردند. در حالی که معمولاً فواصل بین این اسپینل‌ها و پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن به وسیله الیوین‌های جایگزینی پر می‌گردد [۱۱]. ارتوپیروکسن‌های موجود به صورت پورفیروکلاست‌ها نمایان هستند که بر اثر آلتراسیون تبدیل به باستیت شده است. این کانیه‌ها در برخی مقاطع میکروسکوپی دارای خوردگی خلیجی بوده، که در فضاها فرو رفته، توسط دانه‌های الیوین جایگزینی و گاهی با اسپینل‌های بسیار دانه ریز پر شده‌اند. بعضی از ارتوپیروکسن‌ها دارای تیغه‌های جدایشی از کلینوپیروکسن می‌باشد (شکل ۳ ب). کاهش مرز دانه‌ای در سنگ می‌تواند باعث کاهش میزان انرژی آزاد داخلی گردد [۱۲]، که این کاهش انرژی آزاد داخلی

دلایل متفاوت دارد که یکی از مهمترین آنها، تغییر شکل می‌باشد. این تغییر شکل که به طور خاص با کاهش مرز دانه‌ای همراه است در محیط‌هایی با دمای بالا مشخص می‌شود [۴، ۱۳]. اسپینل‌ها به صورت نیمه‌شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای تیره تا قرمز بوده و دارای حاشیه سیاه رنگ مگنتیتی هستند (شکل ۳ ج). در برخی مناطق سنگ خرد و در جهات مختلف با رگه‌های سرپانتین و اسپینل‌های کروم‌دار پر شده است (شکل ۳ ث). دونیت‌ها به دلیل شدت سرپانتینی شدن به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳ ت). در واقع سرپانتین به صورت ثانویه و رگه‌ای در مقاطع و نمونه دستی مشاهده می‌گردد. بافت اصلی موجود در این سنگها پورفیروکلاست می‌باشد که به دلیل شدت سرپانتینی شدن و حضور سرپانتین بافت مشبک را نشان می‌دهند.



شکل ۳. الف) تصویر ارتوپیروکسن باستیتی شده در نور XPL، ب) تصویری از یک لرزولیت که ارتوپیروکسن موجود در آن با تیغه‌های عدم آمیزشی کلینوپیروکسن دیده می‌شود در نور XPL، پ) تصویر اولیوین‌های سرپانتینی شده با بافت مشبک در نور XPL، ت) سرپانتینیت در نور PPL، ث) اسپینل کروم‌دار در دونیت سرپانتینی شده در نور PPL، ج) اسپینل کروم‌دار موجود در هارزبورژیت که توسط ارتوپیروکسن‌ها احاطه شده است در نور PPL.

#### مطالعات کانه‌نگاری

پاراژنز کانه‌ها در این کانسار عبارتند از: کرومیت ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ )، ایرارسیت  $(\text{Ir,Ru,Rh,Pt})\text{AsS}$ ، پنتلاندیت  $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ ، میلریت  $(\text{NiS})$ ، کالکوپیریت  $(\text{CuFeS}_2)$ ، پیریت  $(\text{FeS}_2)$ ، کولیت  $(\text{CuS})$ ، مگنتیت  $(\text{Fe}_3\text{O}_4)$ ، هماتیت  $(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ . بافت

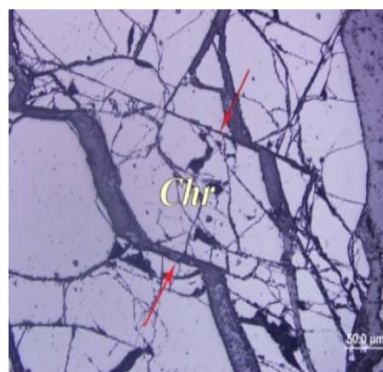
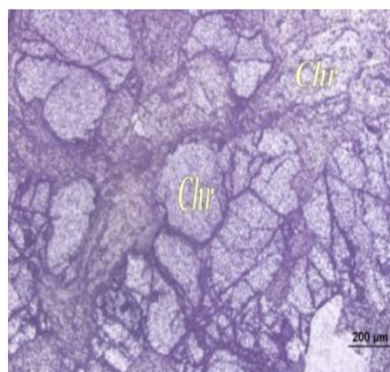
کانه‌ها به دو دسته اولیه و ثانویه تقسیم می‌شوند، که بافت‌های اولیه همزادی کانه با سنگ درونگیر را نشان می‌دهند و بافت‌های ثانویه حاصل تغییرات پس از کانه‌زایی هستند. مشخصات هر یک از این کانه‌ها که در صحرا و زیر میکروسکوپ دیده شدند، به شرح زیر می‌باشد:

سنگها دارای شکستگی بوده و زمینه‌ی آن از اولیوین، کلریت، سرپانتین و گاهی مگنتیت تشکیل شده‌اند. کرومیت‌ها غالباً بافت برشی و کاتاکلاستیک نشان می‌دهد که ناشی از فعالیت تکتونیکی در منطقه است. گاهی کرومیت‌ها حالت کشیدگی دارند که این نشان از گذراندن چندین مرحله تکتونیک در منطقه است و یا به صورت کروی دیده می‌شوند که احتمالاً از برخورد چهار گسل با یکدیگر در زمینه ایجاد شده است (شکل ۵). عناصر گروه پلاتین همراه این کانه به صورت ادخال دیده می‌شوند (جدول ۱).

**کرومیت  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ :** کانه‌ای که بیش از ۱۰٪ اسپینل کروم‌دار داشته باشد کرومیت نامیده می‌شود [۱۴]. مهمترین معادن کرومیت منطقه، در سهیل پاکوه و حسین‌آباد قرار دارند. در سطح دیواره معادن کرومیت، دانه‌های کروی شکل هونتیت به رنگ سفید و اندازه کمتر از ۱ سانتیمتر دیده می‌شوند (شکل ۴) و عدسیه‌های کرومیتی در زمینه پریدوتیت سرپانتینی کاملاً مشهود است (شکل ۴). در بررسی صحرایی، کرومیت‌ها به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند که به دلیل وجود اسپینیل‌های کروم‌دار از هارزبورژیت‌های موجود در منطقه تیره‌تر هستند. در مشاهدات میکروسکوپی دانه‌های اسپینل موجود در این



شکل ۴. عدسیه‌های کرومیتی و دانه‌های هونتیت حاصل از دگرسانی سرپانتینیت‌ها، دیواره معدن کرومیت.



شکل ۵. ریز گسل (درجهت فلش‌ها) در نور RXPL و کرومیت‌های کروی که در نور RXPL.

پلاتین را نشان می‌دهد که مقدار آنها بیشتر از مقادیرشان در کرومیت‌ها است که می‌توان وجود آنها را در فاز سیلیکات توجیه نمود (جدول ۲).

**ایرارسیت  $(\text{Ir}, \text{Ru}, \text{Rh}, \text{Pt})\text{AsS}$ :** کانی ایرارسیت در این کانسار همراه با کرومیت بافت اکسولوشن نشان می‌دهد، در نور انعکاسی بدون حضور آنالیزور رنگ خاکستری روشن

نتایج آنالیز کیفی EDS از کرومیت‌ها نشان می‌دهد که عناصر گروه پلاتین از جمله (Pt, Os, Ir, Rh, Pd) در آن وجود دارد، که مقدار عنصر Os در کرومیت‌ها در حدود ۵٪ Ir و حدود ۱۰٪، Pt به مقدار ۳٪ و مقدار Pd و Rh هر کدام ۰/۹٪ و ۰/۱٪ می‌باشند، پس می‌توان انتظار داشت که یک سری از کانیهای گروه پلاتین همراه با این کرومیت‌ها تشکیل شده‌اند. همچنین نتایج EDS از سیلیکات‌ها حضور تعدادی از عناصر گروه

### منشأ کرومیت

بیشتر توالیهای افیولیتی دارای ساخت منطقه‌ای مشابهی می‌باشند و به دو بخش جبه‌ای و پوسته‌ای تقسیم می‌شود. بخش جبه‌ای شامل هارزبورژیت است که در آن نیام‌ها و عدسیه‌هایی از دونیت قرار دارد. توالی پوسته‌ای از یک بخش ضخیم دونیت لایه‌ای تشکیل شده و در بالای آن توالی از دونیت، هارزبورژیت، پیروکسنیت و ورلیت وجود داشته است. در این مدل گوشته بالایی درمجاورت توده‌های بازالتی حاصل از ذوب گوشته، تحت تأثیر ذوب نسبی درجه بالا قرار می‌گیرند که ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن موجود در لرزولیت مربوط به گوشته بالایی، ذوب می‌شود و اولیوین در دیواره باقی مانده و به صورت پوششی در اطراف اتاق ماگمایی دونیت غلافی را تشکیل می‌دهد.

متماثل به آبی دارد و با حضور آنالیزور ایزوتروپ است. همراه این کانی بعضی از عناصر گروه پلاتین مثل ایریدیوم، روتنیوم، رودیوم و پلاتینیوم وجود دارند [۱۵].

پنتلاندیت  $(Fe,Ni)_8S_8$ : کانه پنتلاندیت در این کانسار، یکی از کانه‌های مهم فاز سولفیدی می‌باشد که غالباً همراه سنگهای فرابازی تشکیل شده است. در نور انعکاسی بدون حضور آنالیزور به رنگ زرد لیموئی دیده می‌شود و قدرت انعکاس پایینی دارد. این کانه بافتهای خلیج خوردگی، شعله‌ای، رگه و رگ‌چه‌ای و میله‌ای در میان سنگهای فرابازی نشان می‌دهد و اکثراً با سنگهای دونیت و هارزبورژیت همراه می‌شود. از عناصر گروه پلاتین روتنیوم در این کانه تمرکز می‌یابد [۱۵]. نتایج آنالیز EDS که در جدول (۳) دیده می‌شود وجود پنتلاندیت را در مقاطع صیقلی تأیید می‌کند، تصویر (۶) برای این آنالیز انتخاب شد.

جدول ۱. داده‌های حاصل از آنالیز کرومیت.

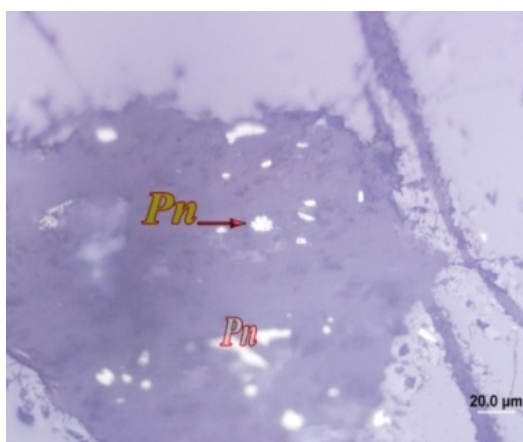
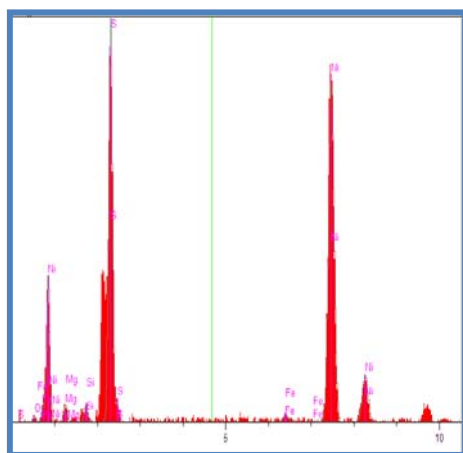
| Elt. | Conc   | Units |
|------|--------|-------|
| O    | ۸/۴۸۷  | wt. % |
| Mg   | ۱۰/۳۵۱ | wt. % |
| Al   | ۱۱/۰۱۴ | wt. % |
| Si   | ۵/۶۹۸  | wt. % |
| V    | ۰/۱۴۹  | wt. % |
| Cr   | ۳۵/۶۴۶ | wt. % |
| Fe   | ۱۵/۸۷۵ | wt. % |
| Ni   | ۱/۰۰۸  | wt. % |
| Rh   | ۰/۱۷۸  | wt. % |
| Pd   | ۰/۹۱۱  | wt. % |
| Os   | ۵/۰۷۲  | wt. % |
| Ir   | ۱/۹۰۸  | wt. % |
| Pt   | ۳/۷    | wt. % |
|      | ۱۰۰    | wt. % |

جدول ۲. داده‌های حاصل از آنالیز کرومیت.

| Elt. | Conc   | Units |
|------|--------|-------|
| C    | ۵۰/۲۰۲ | wt. % |
| Na   | ۲/۲۹۵  | wt. % |
| Mg   | ۱/۵۲۹  | wt. % |
| Al   | ۳/۴۶۸  | wt. % |
| Cr   | ۱۰/۹۸۱ | wt. % |
| Fe   | ۴/۰۷۷  | wt. % |
| Ni   | ۰/۴۶۴  | wt. % |
| Pm   | ۴/۵۹۷  | wt. % |
| Os   | ۷/۹۰۵  | wt. % |
| Ir   | ۶/۲۳۱  | wt. % |
| Pt   | ۸/۲۵۰  | wt. % |
|      | ۱۰۰    | wt. % |

جدول ۳. نتایج آنالیز EDS از پنتلاندیت.

| Label   | Pn14  |
|---------|-------|
| Mineral | Pn    |
| Ni      | ۶۸/۱۷ |
| S       | ۲۵/۷۵ |
| Fe      | ۰/۸۴۸ |
| Si      | ۱/۴۳۳ |
| O       | ۱/۴۱۶ |
| Mg      | ۲/۳۸۳ |



شکل ۶. تصویر پنتلاندیت آنالیز شده به روش EDS و پنتلاندیت در نور انعکاسی با بافت شعله‌ای.

شدیداً تهی شده، بوجود آیند. کرومیت‌ها همراه با سنگهای دونیتی و هارزبورژیتی قرار دارند، و به صورت توده‌های انبانی و غلافی می‌باشند. از مرکز کرومیت‌ها به سمت حاشیه، ابتدا دونیت، هارزبورژیت و در نهایت لرزولیت دیده می‌شوند. این تغییر تدریجی در ارتباط با توده‌های انبانی طی واکنش مذاب/گوشته و عبور آهسته مذاب صعود کننده از داخل درز و شکاف‌های پریدوتیتی‌های میزبان ایجاد می‌گردد [۱۴]. Cr# اسپینل‌های کرومیت‌های نائین از ۰/۷۷ تا ۰/۹۵ متغیر می‌باشند. Mg# آنها از ۰/۵۱ تا ۰/۷۷ می‌باشد و TiO<sub>2</sub> شان از (۰/۰۸ تا ۰/۱۹) درصد وزنی متغیر است. میزان TiO<sub>2</sub> کرومیت‌های افیولیتی معمولاً کمتر از ۲۵ درصد وزنی است [۱۶، ۱۷]. فاکتور Fe# که برابر با  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$  می‌باشد مقدار ۰/۴۴ دارد و مقدار MnO نیز کمتر از ۰/۲۴ درصد وزنی است. اسپینل‌های موجود در کرومیت‌های نائین با Cr# بالاتر از ۰/۸ در میدان پایداری کرومیت‌های افیولیت انبانی قرار دارند و در محدوده غنی از کروم

به سمت خارج، کلینوپیروکسن ذوب می‌شود آنچه باقی می‌ماند ارتوپیروکسن و اولیوین است که منطقه هارزبورژیتی را تشکیل می‌دهد و در بیرون غلاف دونیتی قرار دارد که با منطقه لرزولیتی احاطه شده است. ذوب نامتجانس پیروکسن، تولید SiO<sub>2</sub> می‌نماید و باعث ورود ماگمای بازالتی به داخل حوضه ثبات کرومیت می‌شود و در نهایت کرومیت متبلور می‌شود. اما کرومیت‌های غنی از Al که از یک ماگما با درجه ذوب بخشی کم به وجود آمده تنها به وسیله واکنش مذاب صعود کننده /گوشته قابل تفسیر است. در این مدل ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن موجود در سنگ میزبان بر اثر تماس با مذاب صعود کننده سریعاً دچار ذوب شده و تولید حاشیه دونیتی می‌نماید. کلینوپیروکسن موجود در سنگ میزبان کمی دورتر از ماگما دچار انحلال شده و تولید زون هارزبورژیت می‌دهد که در نهایت به سمت بیرون به لرزولیت میزبان ختم می‌شود. در نتیجه هر دو دسته کرومیت‌های غنی از Cr و غنی از Al می‌توانند در پریدوتیت‌های گوشته میزبان

می‌باشند (شکل ۷ الف) [۱۸]. بر اساس شکل (ب) [۱۹]، کرومیت‌های غنی از کروم نائین از ماگمایی شکل گرفته‌اند که به ترکیب بونینایتی (ماگمای غنی از منیزیم) بسیار نزدیک است که می‌توان نتیجه گرفت این کرومیت‌ها از نوع کرومیت‌های انبانی غنی از کروم هستند و طی فرایند مذاب صعود کننده با پریدوتیت‌های گوشته میزبان واکنش داده و باعث ذوب پیروکسن‌های موجود در آنها شده است. ذوب نامتجانس ارتوپروکسن تولید مذاب غنی از سیلیس می‌نماید که وارد محدوده پایداری کرومیت شده و در نتیجه کرومیت متبلور می‌شود. با بررسی‌های شیمیایی، بونینیت‌ها به طور جداگانه به عنوان سری ماگمایی رده‌بندی شده‌اند [۲۰]، زیرا سنگهای همراه آنها دارای محدوده وسیعی از MgO (۲-۲۵٪) هستند که به علت تفریق فشار پایین ارتوپروکسن می‌باشد. بر اساس نمودارهای زیر، کرومیت‌های این منطقه از نوع اسپینل کروم دار (شکل ۷ ث) [۲۱]، و پدیفرم (شکل ۷ الف) می‌باشند و در بالای زون فرورانش (شکل پ) [۱۸]، در محدوده افیولیت‌ها قرار می‌گیرند. در نتیجه بیشتر تفسیرها، کرومیت‌های نائین در محیط بالای زون فرورانش (SSZ) شکل گرفته‌اند و این در شرایطی بیان می‌شود که تا کنون هیچ کرومیت افیولیتی از محل زون‌های گسترش اقیانوسی گزارش نشده است [۲۲ تا ۲۶].

### عناصر گروه پلاتین (PGE)

عناصر گروه پلاتین (PGE) شامل Pt, Ir, Os, Pd, Rh, Ru هستند. این عناصر به دو گروه زیر تقسیم می‌شوند [۸]:

۱: گروه Ir یا IPGE که شامل Ru, Ir, Os است.

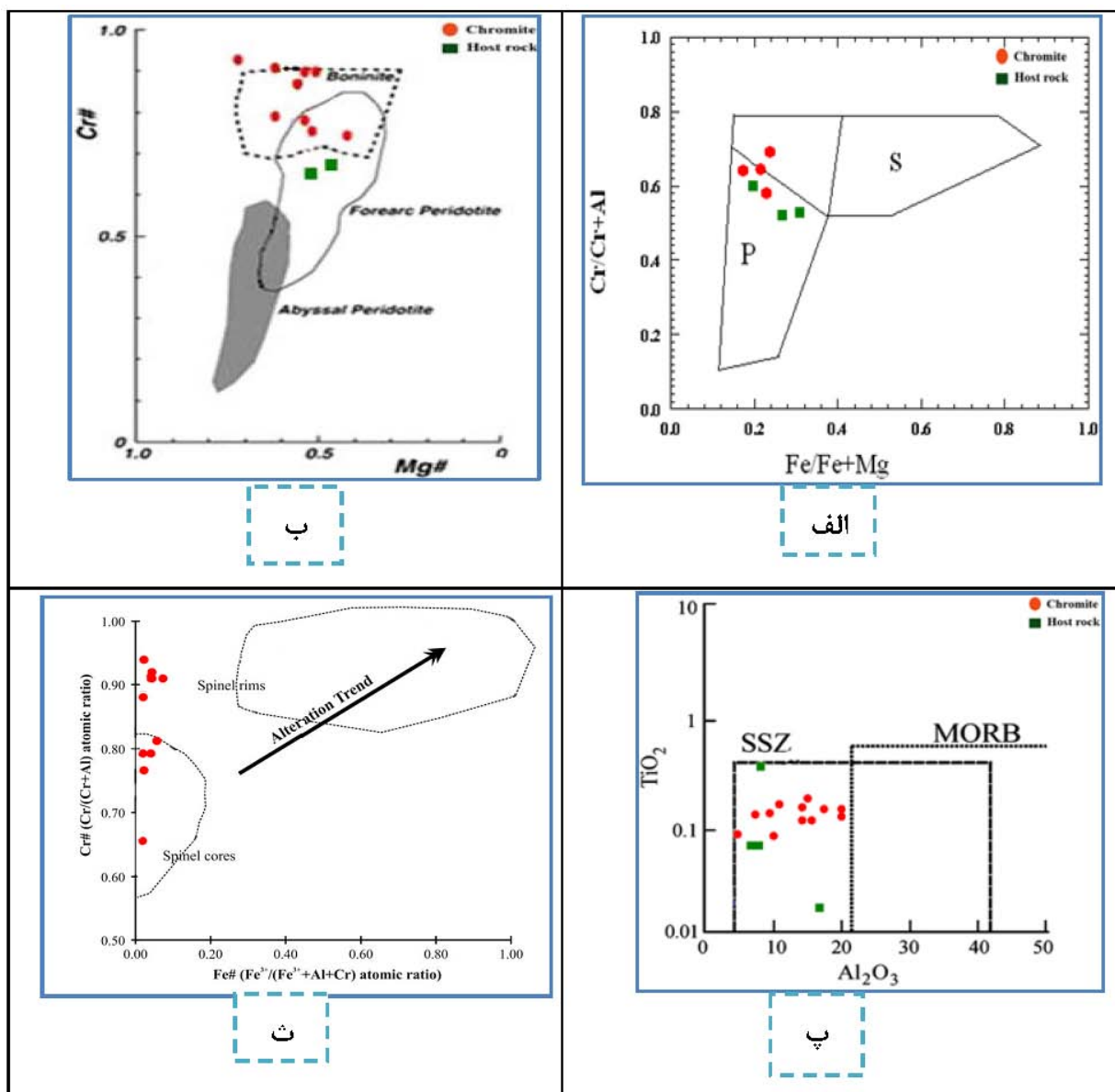
۲: گروه Pd یا PPGE که شامل Pd, Pt, Rh است.

به طور کلی IPGE در درجات بالای ذوب بخشی معمولاً به صورت سازگار عمل می‌کنند و معمولاً ۳۰ درصد ذوب بخشی نیاز است که بتوان عناصر گروه پلاتین و عنصر کروم را متحرک سازد و نهشته‌های کرومیتی بر جای گذارد. میزان ذوب بخشی در دونیت‌های گوشته افیولیت نائین حداکثر ۱۶/۵ درصد بوده [۴] که این میزان از ۳۰ درصد کمتر است. در نتیجه ذوب بخشی را نمی‌توان در تشکیل کرومیت‌های نائین مسئول دانست. بلکه ته‌نشست این توده‌های کرومیت نتیجه واکنش مذاب/سنگ دیواره است. کرومیت‌ها در اثر واکنش مذاب صعود کننده غنی از سیال با پریدوتیت‌های

میزبان شکل می‌گیرد. غنی از کروم بودن کرومیت‌های افیولیت ملانژ نائین نشانه تکرار واکنش‌های مذاب/سنگ دیواره می‌باشد در نتیجه دور از انتظار نیست که این کرومیت‌ها غنی از عناصر گروه پلاتین باشند. عناصر گروه پلاتین شدیداً به صورت فاز سولفیدی تفریق پیدا می‌کنند لذا می‌توانند سنجشی از درجه اشباع بودن گوگرد در مذاب باشند. همچنین شاخص خوبی برای ذوب بخشی در گوشته هستند. عناصر گروه IPGE همراه با کرومیت و به صورت آلیاژ یا سولفید در دونیت‌ها دیده می‌شوند در صورتی که عناصر گروه PPGE اغلب همراه با سولفیدهای Fe, Ni, Cu در نوریت‌ها، گابروها و دونیت‌ها یافت می‌شود [۲۷]. نهشته‌های لایه‌ای عناصر گروه پلاتین به صورت لایه‌های نفوذی به دو گروه اصلی طبقه‌بندی می‌شوند: ۱- آنهایی که به صورت به صورت استراتاباند هستند و ۲- آنهایی که به صورت استراتاباند نیستند [۲۸]. استراتاباندها نیز به زیر مجموعه‌های کوچکتری تقسیم می‌شوند، آنهایی که به نوعی با سولفیدها در ارتباط هستند (کمپلکس بوشولد در آفریقا و استیل واتر در آمریکا) و آنهایی که با کرومیت در ارتباط هستند (UG-2، کمپلکس بوشولد). کانی‌سازی PGE در آن هم به صورت رگه‌های کرومیتی و هم کانیهای سولفیدی است. اما به هر حال، کرومیت‌ها که در قسمتهای نفوذی پایینی رخ داده‌اند تنها مقادیر غیر اقتصادی این عناصر را شامل می‌شوند [۲۹] مدل ژنتیکی حاکی از جدایش و تفکیک از یک مایع غیر قابل امتزاج حاصل از یک ماگمای در حال تفریق می‌باشد که در لایه‌های غنی از سولفید یا در کف اتاقک ماگمایی تجمع یافته است (مدل ماگمای سولفیدی یا ارتوماگمایی). این مدل تصحیحات کانیایی وابسته بعد مرحله ماگمایی حاصل از سیالات گرمایی یا ماگمایی را می‌پذیرد. برعکس گروه دومی از محققان بر این ایده‌اند که تجمعات غنی PGE در لایه‌های غنی سولفیدی نتیجه حرکت سیالات گرمایی به طرف بالا است (مدل سیال گرمایی). در مدل ارتوماگمایی، مفاهیم بنیادی در تشکیل فلزات از ماگماهای سولفیدی عبارتند از: ۱- جدایش سولفیدی، هنگامی رخ می‌دهد که ماگما اشباع از سولفور می‌شود، عناصر گوگرد دوست از ماگما به خاطر ضریب توزیع بالای D بین مایع سولفیدی و سیلیکاتی غیر قابل امتزاج جدا می‌شوند، قطرات مایع سولفیدی یا مابین سیلیکات‌های در حال انجماد به دام انداخته می‌شوند و

جدا می شوند. ۳- مقادیر مطلق فلز و نسبت های فلزی در فاز سولفیدی متناسب با نسبت جرمی مایع سیلیکاتی به سولفیدی در حالت تعادل افزایش می یابد.

کانی سازی پراکنده را شکل می دهند و یا بطور مستقل جدا می شوند و ممکن است لایه های غنی از سولفید را بسازند. ۲- عناصر گوگرد دوست از ماگما به خاطر بزرگی مقادیر D مربوطه



شکل ۷. الف) مقدار Cr# در مقابل Fe# اسپینل های کروم دار کرومیت های گوشته افیولیت نائین. S: استراتیفرم، P: پدیفرم [۱۸] ب) ترکیب Cr# در مقابل Mg# کرومیت های گوشته افیولیت نائین که در محدوده میدان ماگمای بونیایتی قرار می گیرد [۱۹]. پ) نمودار TiO<sub>2</sub> در مقابل SSZ: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> بالای زون فرورانش، MORB: بازالت پشته میان اقیانوسی [۱۸] (ث) کرومیت های مورد بررسی از نوع اسپینل های غنی از کروم می باشند [۲۱].

#### عناصر گروه پلاتین در کرومیت های نائین

پلاتین و پالادیوم غالب کانیه های گروه پلاتین را در منطقه تشکیل می دهند. همچنین در سایر زون های سولفیدی به صورت غالب هستند. عمدتاً در منطقه پلاتین و پالادیوم درون

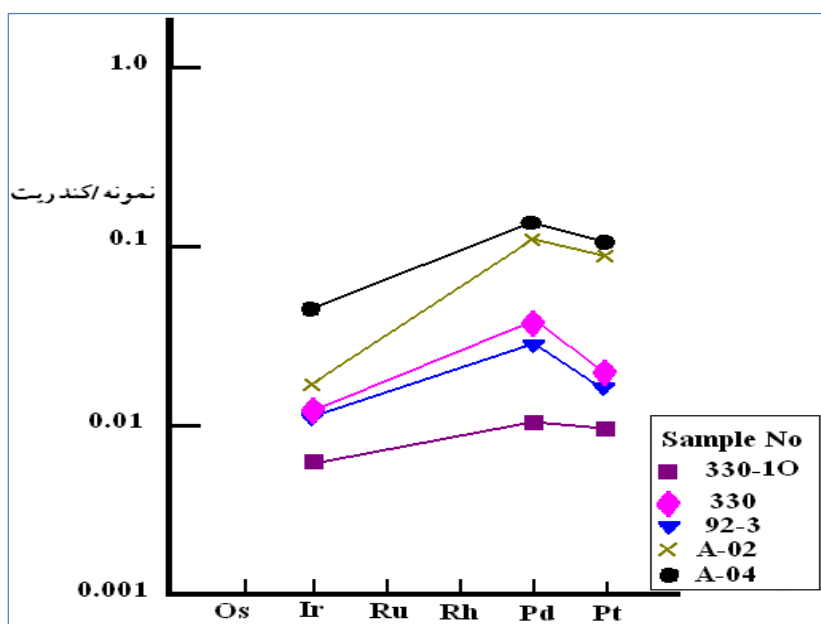
پیروتیت، کالکوپیریت و پنتلاندیت تمرکز دارند و هرگز همراه با پیریت یافت نمی شوند. تجمع عناصر گروه پلاتین در نهشته های کرومیت به این دلیل می باشد که عناصر به صورت

درباره فازهایی وجود دارد که در خلال سرد شدن ماگما، تبلور حاصل می‌کنند. معمول‌ترین فازهای به وجود آمده الیوین، کرومیت، سولفیدها و آلیاژهای عناصر گروه پلاتین هستند. تبلور پلاتین اندکی با کرومیت سازگار است، بر عکس Ru و Ir کمی با الیوین و یا آلیاژهایی که همراه با الیوین متبلور می‌شوند. PGE می‌توانند شاخص حساسی از اشباع اولیه سولفید در ماگما باشد بنابراین نشان دهنده داشتن سولفید غیر اشباع باقی مانده در طی ذوب بخشی، صعود، فوران و جابجایی و تبلور است [۳۱].

#### نمودار عناصر گروه پلاتین

اگر PGE نسبت به کندریت نرمالایز و بر اساس کاهش نقطه ذوب مرتب شوند منحنی یکنواختی شبیه الگوهای REE از خود نشان می‌دهند [۲۸] (شکل ۸).

مکانیکی با عنصر کروم در محدوده‌های دونیتی ناسازگار بوده و وارد فاز سیال می‌شوند و کرومیت‌ها همراه با این عنصر ته نشین می‌نماید [۳۰]. پایین بودن غیر عادی Mg و بالا بودن همزمان Ti در کرومیت حاکی از تغییر ترکیب شیمیایی است که شاید به به خاطر سیالات ماگمایی تأخیری رخ داده است. Pd از Pt و PGE ها از فلزات پایه به صورت واضحی جدا می‌شوند. چون عناصر گروه پلاتین (PGE) کالکوفیل یا سیدروفیل هستند، پس به صورت سولفید و آلیاژ دیر گداز در ماگمای گوشته این منطقه موجود بوده اند و ماگمایی که از چنین گوشته ای با میزان Pd و PGE قابل توجه منشأ گرفته است باید درجه ذوب بخشی کافی، برای مصرف اکثر و یا تمام سولفیدها داشته باشد. برای ماگمایی که حاوی مقادیر عمده Ir و PGE است درجه ذوب باید برای مصرف مقادیر عمده آلیاژهای IPGE مناسب باشد. در هر حال اختلافاتی درباره شناسایی فاز های میزبان PGE در گوشته و چگونگی ذوب آنها یا جابجایی آنها وجود دارد. و همین‌طور اختلاف نظر



شکل ۸. نمودار کندریت نرمالایز عناصر گروه پلاتین.

آنومالی منفی از خود نشان می‌دهند در این منطقه نیز به همین صورت می‌باشد. مقدار  $Pd\ N/Ir\ N$  برابر ۰/۳ می‌باشد که نشان دهنده شیب مثبت نمونه‌ها است.

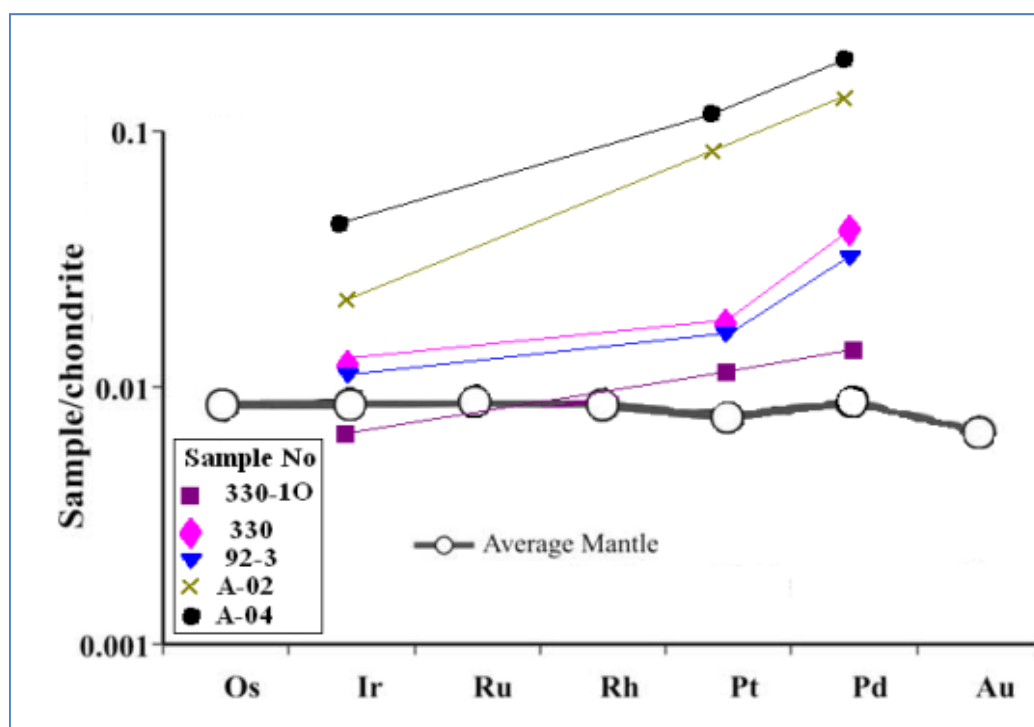
عناصر موجود در دو گروه IPGE و PPGE رفتارهای متفاوتی دارند: عناصر گروه Ir در هنگام ذوب بخشی رفتاری سازگار از خود نشان می‌دهند در صورتی که عناصر گروه Pd ناسازگار هستند. همانگونه که بارنز و همکاران [۱۳]، در مورد سنگهای بازیک و اولترامافیک نشان دادند که Pd آنومالی مثبت و Pt

## تفسیر الگوهای PGE در منطقه

در شکل (۹) عناصر PGE در نمونه‌های منطقه و گوشته نسبت به کندریت نرمالایز شده‌اند همانگونه که دیده می‌شود، در نمونه‌های منطقه، عناصر PGE فراوانی بیشتری نسبت به گوشته اولیه دارا می‌باشند. همچنین ترکیب عناصر PGE در نمونه‌های منطقه نسبت به گوشته نزدیکتر به ترکیب عناصر PGE در کندریت می‌باشد. بالا بودن مقدار PGE در افیولیت‌ها، دلیل بر وسعت و سرعت گسترش و در نهایت کانسارهای کرومیت غنی از کروم است. مقایسه مقدار کل PGE در افیولیت نائین با دیگر مناطق افیولیتی مهم مانند عمان، کالدونیا و ترکیه (جدول ۴) [۱۶، ۳۲]، نشان می‌دهد که این منطقه با بسیاری از مناطق افیولیتی که دارای پتانسیل‌های قابل ملاحظه کرومیت هستند، تقریباً شبیه باشد و از نظر پی‌جویی و اکتشاف کانسارهای کرومیت بسیار اهمیت داشته باشد.

## تفسیر نمودارهای چندعنصری

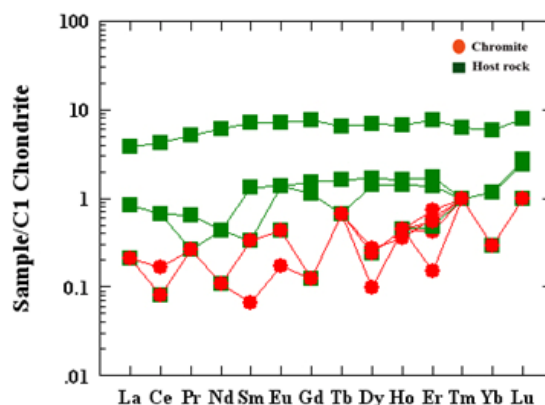
کرومیت‌ها و سنگ میزبان نسبت به کندریت (شکل ۱۰) [۳۳]، از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) غنی شده، در حالیکه از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) تهی شده می‌باشند. آنومالی Eu منفی است که حاکی از تفریق در این عنصر است. همچنین الگوی V باز شده یا تقعر رو به پایین در نمونه‌های کرومیت حاکی از تشکیل بازمانده‌ها در طی فرآیند ذوب متوالی غیر تعادلی است، یعنی مذاب با کانیه‌ها در تعادل نمی‌باشد. به عبارت دیگر تأیید کننده ذوب بخشی است [۳۴]. الگوی V باز شده REE یکی از نشانه‌های وجود سری بونینیتی در منطقه است [۲۰]. نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه نرمالایز شده که نوسانات در HREE‌ها زیاد است و آنومالی نشان می‌دهند ولی غنی‌شدگی از عناصر REE می‌تواند نشانگر هم منشأیی یا ذوب بخشی از گوشته اولیه باشد که این غنی‌شدگی کلی شاید توسط ذوب بخشی کنترل می‌گردد.



شکل ۹. مقایسه ترکیب عناصر گروه پلاتین نسبت به کندریت (گروه پلاتین را نسبت به گوشته میانی مقایسه می‌کنیم).

جدول ۴. جدول PGE در برخی از کانسارهای کرومیت مهم جهان و مقایسه آنها با منطقه نائین [۱۷-۳۲-۳۴].

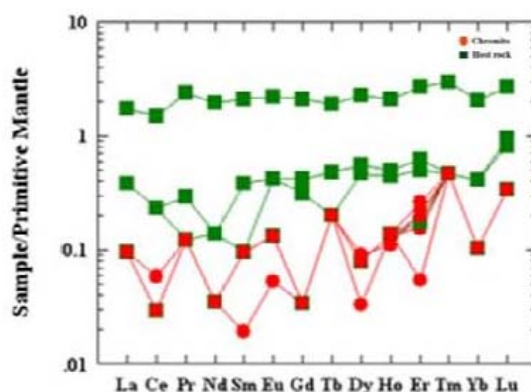
|            | Os     | Ir    | Ru    | Rh  | Pt    | Pd    | $\Sigma$ PGE | Pd/Ir |
|------------|--------|-------|-------|-----|-------|-------|--------------|-------|
| Turkey     | -      | ۳۷/۸  | ۸۲/۸  | ۸   | ۱۰/۲  | ۱۴/۱۷ | ۱۲۸/۶        | ۰/۴   |
| Caledonis  | ۴۶۲/۶  | ۳۲۴   | ۱۱۰/۴ | ۱۲  | ۷/۱۴  | ۵/۴۵  | ۴۴۶/۴        | ۰     |
| vourionos  | ۱۹/۵۳۲ | ۲۹/۷  | ۵۵/۲  | ۸   | ۱۶/۳۲ | ۱۶/۳۵ | ۹۲/۹         | ۰/۶   |
| Oman       | ۱۰۲/۸  | ۹۱/۸  | ۱۶۵/۶ | ۷   | ۲۶/۵۲ | ۹/۲۶۵ | ۲۶۴/۴        | ۰/۱   |
| Tedford    | ۳۳/۴۱  | ۳۵/۱  | ۳۴/۵  | ۴/۸ | ۱۱/۲۲ | ۱۶/۳۵ | ۷۴/۴         | ۰/۵   |
| Bushveld   | ۷/۱۹۶  | ۱۲۴/۲ | ۳۷۹/۵ | ۴۸۰ | ۱۵۳۰  | ۸۷۲   | ۹۸۳/۷        | ۷     |
| Stillwater | -      | ۱۰۸   | ۱۸۶/۳ | ۲۸۰ | ۵۸۱/۴ | ۸۱۷/۵ | ۵۷۴/۳        | ۷/۶   |
| Greece     | ۷۷/۱   | ۴۰/۵  | ۹۶/۶  | ۷   | ۲/۴۴۸ | ۳/۸۱۵ | ۱۴۴/۱        | ۰/۱   |
| Naein      | -      | ۱۵/۳  | -     | -   | ۶۱    | ۵۸/۸۴ | ۱۳۵/۱۴       | ۳/۸   |



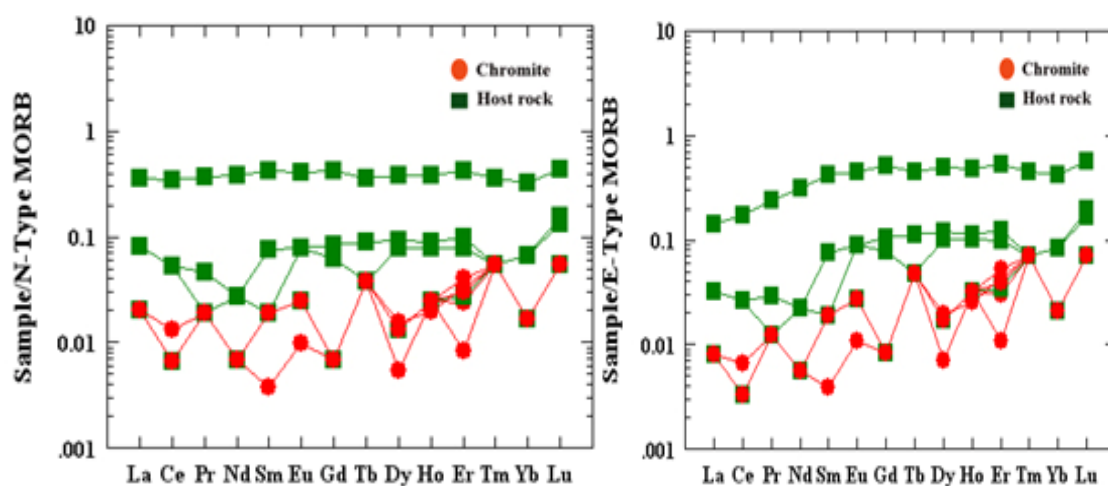
شکل ۱۰. مقادیر نرمالیز شده عناصر خاکی کمیاب کرومیت‌ها و سنگ میزبان نسبت به کندریت [۳۳].

E-MORB نرمالایز شده است که میزان غنی‌شدگی حداکثر ۴ برابر است. این روند شباهت بسیار زیاد ترکیب نمونه‌ها با N-MORB است. روند در کل افقی است که نشان از تولییتی بودن ماگما دارد. (شکل ۱۲) [۳۵].

برای La, Pr, Eu, Tm یک آنومالی مثبت و برای Ce, Ho, Yb یک آنومالی منفی داریم. روند در کل افقی است و ۳-۵ تا غنی‌شدگی داریم که غنی‌شدگی برای HREE تا ۱۰ برابر می‌رسد. حضور آنومالی Eu نشانگر تمرکز و کنترل توسط پلاژیوکلاز می‌باشد (شکل ۱۱) [۳۳]. نمونه‌ها نسبت به



شکل ۱۱. مقادیر نرمالیز شده عناصر خاکی کمیاب کرومیت‌ها و سنگ میزبان نسبت به گوشته اولیه [۳۳].



شکل ۱۲. مقادیر نرمالیز شده عناصر خاکی کمیاب کرومیت‌ها و سنگ میزبان نسبت به N-MORB و E-MORB [۳۵].

جدول ۵. ضریب همبستگی کروم با عناصر دیگر در منطقه.

| Element | Zn    | Cu    | Ni    | V     | Cr   | Co   | Mo |
|---------|-------|-------|-------|-------|------|------|----|
| Mo      | -۰/۵۳ | ۰/۵۸  | -۰/۵۴ | -۰/۵۴ | ۰/۶  | ۰/۹۵ | ۱  |
| Co      | ۰/۹۵  | -۰/۶۲ | ۰/۰۹  | ۰/۹۶  | ۰/۸۶ | ۱    |    |
| Cr      | ۰/۹   | -۰/۷۶ | ۰/۴۳  | ۰/۹۳  | ۱    |      |    |
| V       | ۰/۹۸  | -۰/۷۱ | ۰/۱۵  | ۱     |      |      |    |
| Ni      | ۰/۱   | -۰/۶۲ | ۱     |       |      |      |    |
| Cu      | -۰/۶۹ | ۱     |       |       |      |      |    |
| Zn      | ۱     |       |       |       |      |      |    |

جدول ۶. ضریب همبستگی کروم با عناصر گروه پلاتین در منطقه.

| Element | Cr   | Pt   | Pd   | Ir |
|---------|------|------|------|----|
| Ir      | ۰/۴۶ | ۰/۹۳ | ۰/۹۸ | ۱  |
| Pd      | ۰/۴۹ | ۰/۹۹ | ۱    |    |
| Pt      | ۰/۴۹ | ۱    |      |    |
| Cr      | ۱    |      |      |    |

عناصر در کنار هم نشان دهنده تمرکز آنها در سنگهای منطقه می‌باشد.

ضریب همبستگی عناصر در این کانسار طبق جداول (۵ و ۶) در این منطقه عناصر کروم، کبالت، نیکل، وانادیم و روی بیشترین همبستگی را دارند همچنین عنصر کروم با عناصر گروه پلاتین (ایراریسیت، پالادینوم و پلاتینیوم) ضریب همبستگی مثبت دارد که همراه بودن این

## برداشت

براساس مطالعات صورت گرفته بر روی افیولیت ملانژ شمال نائین می‌توان دریافت که نوع این افیولیت ملانژ از دسته افیولیت‌های هارزبورژیت (HOT) یا مدیترانه‌ای می‌باشند. پریدوتیت‌های گوشته این افیولیت ملانژ منشأ اقیانوسی دارند که کرتاسه بالایی در منطقه شمال نائین جای گرفته‌اند. تشکیل دونیت و وجود کروم اسپینل با  $Cr\#$  بالا در این پریدوتیت‌ها منحصراً حاصل ذوب بخشی نیستند بلکه بر اثر ذوب پریدوتیت‌ها در یک محیط آبدار باعث تولید مذاب بازالتی می‌شود که در واکنش مذاب با سنگ اولیه گوشته (لرزلیت) باعث ذوب کلینوپیروکسن و تبدیل آن به هارزبورژیت می‌شود. در ادامه‌ی واکنش باعث ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن و تبدیل آن به الیوین و سیلیس می‌گردد. تشکیل کروم اسپینل‌های با  $Cr\#$  بالا و همچنین وجود تغییرات رنگ اسپینل‌ها و تغییرات شکل آنها و روند تولییتی در نمودارهای REE نشان از واکنشهای سنگ/مذاب در یک محیط بالای زون فرورانش در کرومیت‌ها و پریدوتیت‌های گوشته افیولیت نائین را نشان می‌دهد. همچنین قرار گرفتن کرومیت‌های غنی از کروم شمال نائین از نوع پدیدفرم حاصل از ماگمایی با ترکیب بونانیتی (ماگمای غنی از منیزیم) می‌باشند که نشان از واکنش مذاب/سنگ می‌باشد.

## منابع

- Geological Society, London, Special Publication v 49(1990)797-831.
- [6] Lippard S. J. A., Shelton W., I. G. Gass., "Theophiolite of Northern Oman", Department of Earth Sciences, the Openmuniversity, Milton Keynes MK7 6AA, UK. Memoir v 11(1986).
- [7] Hassanipak A. A., Ghazi A. M., "petrochemistry, 40 Ar-39Ar ages and tectonics of the NaienOphiolite, Central Iran", GSA Annual Meeting, Reno Nevada (2000) 237-238.
- [8] Stocklin J., " Possible ancient continental margin in Iran", In: Burk C. A., Drake C.L. (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer, Berlin (1974)873-887.
- [9] Stoneley R., " Evoulution of the continental margins bounding a former southern Tethys", In : Burk C., Drake C.(Eds.), The Geology of Continental Margins: Springer, Berlin (1974)889-903
- [10] Stoneley R., "On the origin of ophillite complexes in the southern Tethys region", Tectonophysics V 25(1975)303-322.
- [11] Piccardo G. B. A., Zanetti E., Poggi G., Spagnolo O., Muntener, "Melt/peridotite interaction in the southern Lanzoperidotite", Field, textural and geolchemical evidence, Journal Lithos(2006)1-29.
- [12] Vernon R. H., " Metamorphic processes", Allen and Unwin , London(1976).
- [13] Barnes S. J., Naldrett A. J., Gorton M. P., "the origin of PGE in terrestrial magmachem", Geod V 53 (1985) 303-323.
- [14] Matsumoto L., Arai S., "Petrology of dunite /harzburgite with decimeter- scale stratification in a drill core from the Trai-Misaka ultramafic complex, southwestern japan", Journal of Mineralogy and Petreology Sciences v 96(2001)19-28.
- [15] Zaccarin F., "Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoyophiolite complex", central Urals (Russia), Ore Geology Reviews 33(2008)20-30.
- [16] Leblance M., Ceuleneer G., "Chromite crystallization in a multicellular magma flow: Evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite: Lithos, Elsevier Science Publishers", v 27 (1992) 231-257.
- [17] Leblance M., Nicolas A., "Les Chromititesophioliques", Chronique de la RechercheMiniere v 507 (1992) 3-25.
- [18] Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Davoudzadeh M., " Geology and Petrography of the Area North of Nain, Central Iran", Geological survey of Iran v 14 (1972).
- [۲] جباری ع، "زمین‌شناسی و پترولوژی افیولیت‌های شمال نائین"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه اصفهان(۱۳۷۶) ۱۶۲ ص.
- [۳] رضایی ز، "مطالعه پترولوژی پلاژیوگرانیت‌ها و سنگهای وابسته در/افیولیت نائین (ایران مرکزی)", پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان(۱۳۸۵) ۱۳۹ ص.
- [۴] پیرنیا نائینی ت، "پترولوژی پریدوتیت‌های گوشته افیولیت نائین (استان اصفهان)", پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۶) ۱۹۱ ص.
- [5] Sengor A. M.C., "A new model for the late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman", In : Robertson A.H.F., Searle M.P., Ries AC., (Eds.), The Geology and Tectonics of the Oman region :

- orogenic belts", *Geochimica et cosmochimica Acta* v 62(1998)677- 688.
- [27] Bons P. D., Urai J. L., "Syndeformental grain growth : microstructures and kinetics", *Journal of Structural Geology* v 14 (1992) 1101-1109.
- [28] Naldrett A. J., "Models for the formation of strata-bound concentrations of platinum-group elements in layered intrusions. In: Kirkham RV, Sinclair WD, Thorpe RI, Duke JM(eds) *Mineral deposit modeling*", *Geol Ass Can Spec* v 40(1993)373-387.
- [29] Slater D., "The effects of chemical composition upon the reducibility of Zimbabwe *Inst Mineral*", v 43(1980)1-39.
- [30] Buchl A., Brugmann G., Batanova V. G., "Formatin of podiformchromitite deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodoscomplec", *Cyprus* v 208 (2004) 217-232.
- [31] Wilson A. H., Murahwi C. Z, Coghill B. M., " the geochemistry of the PGE subzone in the Selukwesubchamber, Great Dyke: an in traformational layer model for platinum-group elements in layered intrusions", *Mineral Petrol* v 68(2000)115-140.
- [۳۲] حسینی پاک ع.ا.، "اکتشافات ذخایر طلا"، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۷۸) ۶۰۹ ص.
- [33] Taylor S. R., McLennan S. M., " *The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell*", Cambridge (1985) p 312.
- [34] Proenza J. A., Gervilla F., Melgarejo J. C., "Genesis of sulfide-rich chromite ores by the interaction between chromitite and pegmatitic olivine-norite dikes in the Potosi Mine, eastern Cuba, *Mineral*", *Deposita* v 36(2001)658-669.
- [35] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts", implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D., Norry M. J., (eds.), *Magmatism in ocean basins*, *Geol.Soc, London, Spec Pub* 42(1989) pp 313-345.
- Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", *J. Petrol* 42 (2001) 655–671.
- [19] LeMee L., Girardeau J., Monnier C., " Mantle segmentationalong the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge", *Nature* 432 (2004) 167–172.
- [20] Mitchell R. H., Keays R. R., "Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle", *GeochimicaCosmochimaActa* 45(1981)2425–2442.
- [21] Ahmed A. H., Arai S., Yaser M. A., Rahimi A., " Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the NeoproterozoicBouAzzerophiolite", *Anti-Atlas, Morocco Precambrian Research* 138 (2005) 225–234.
- [22] Arai S., " Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry": *Mineralogical Magazine* v 56(1992) 173-184.
- [23] Arai S., Abe N., " Possible presence of podiformchromitite in the arc mantle", Chromititexenolithes from the Takashima alkali basalt, south – west Japan arc *MineraliumDeposita* v 29(1994) 434-438.
- [24] Edwards S. J., Pearce J. A., Freeman J., " New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromite", In : Dilek Y., Moores E. M., Elthon D., Nicolas A., (Eds) *ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program, boulder : Geological Society of America, Special Paper, Colorado* v 349 (2000) 139-147.
- [25] Roberts S., "Ophioliticchromitite formation: a marginal basin phenomenon", *Economic Geology* v 83(1988)1034-1036.
- [26] Zhou M. F M., Sun R., Keays R., Kerrich R.W., " Controls of platinum – group element distributions of podiformchromitites: a case study of high – Cr and high – Al chromitites for Chinese





## ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd، سن‌سنجی زیرکن U-Pb و پتروژنز باتولیت گرانودیوریتی - گرانیتی نجم‌آباد، گناباد

محراب مرادی نقندر<sup>۱\*</sup>، محمدحسن کریم‌پور<sup>۱</sup>، ج لنگ فارمر<sup>۲</sup> و چالرز استرن<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

2-Department of Geological Sciences, University of Colorado, CB-399, Boulder, CO 80309-399, USA

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۸/۱۸، پذیرش: ۱۳۸۹/۱۰/۱۱

### چکیده

منطقه مورد مطالعه در شرق ایران و جنوب شهر گناباد قرار گرفته است. این منطقه در شمال پهنه برشی گسل دشت بیاض و نواحی جنوبی گسل درونه واقع شده است. حرکات این دو گسل موجب جابه‌جایی و تغییر مکان نسبتاً زیاد این بلوک شده است. باتولیت گرانودیوریتی - گرانیتی نجم‌آباد با روند شرقی - غربی دارای رخنمونی در حدود ۲×۸ کیلومتر است. کانی‌سازی منطقه در ارتباط با توده‌های گرانیتی و مونزونیتی می‌باشد. آلتراسیون در این توده‌ها شامل پروپلیتیک، سرسیتی، آرژیلیک و سیلیسی می‌باشد. باتولیت گرانیت - گرانودیوریت نجم‌آباد به لحاظ شاخص آلومینیوم، از نوع مت‌آلومینوس است. نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به بخش تحتانی پوسته قاره‌ای غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Rb، Cs، K و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) (La و Ce) و کاهیدگی عناصر Ba، Nb، Ta، Sr، Ti به خوبی دیده می‌شود. بر پایه پذیرفتاری مغناطیسی پایین (5 to  $11 \times 10^{-5}$  SI units)، گرانیت و گرانودیوریت متعلق به سری ایلمنیت هستند. سن باتولیت براساس روش U-Pb در کانی زیرکن ۱۶۱/۸۵ میلیون سال (ژوراسیک میانی کالوین) تعیین شد. براساس مقادیر ایزوتوپ اولیه  $\epsilon_{Nd} = -6.51$ ، نسبت ایزوتوپ  $^{87}Sr/^{86}Sr$  اولیه ۰/۷۰۹۱۳۱ و نسبت ایزوتوپ  $^{143}Nd/^{144}Nd$  اولیه به میزان ۰/۵۱۲۰۹۵، ماگمای گرانیت - گرانودیوریت نجم‌آباد از پوسته قاره‌ای منشأ گرفته است. در محدوده زمانی ژوراسیک میانی (قبل از کالوین) به دلیل تصادم و در نتیجه کوهزایی سنگهای تریاس فوقانی - ژوراسیک تحتانی تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای واقع شده‌اند. همزمان با کوهزایی ژوراسیک میانی (۱۶۴-۱۶۲ میلیون سال قبل) گرانیتوئیدهای احیایی (سری ایلمنیت ذوب پوسته قاره‌ای) در منطقه نجم‌آباد، شاه کوه و سرخ کوه تشکیل و در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای این مناطق نفوذ نموده‌اند.

واژه‌های کلیدی: نجم‌آباد، گرانیت، سن‌سنجی زیرکن، تصادم قاره، منشأ ماگما.

### مقدمه

مختلفی در مورد شکل‌گیری بلوک لوت وجود دارد. بیشتر آنها وجود یک چرخه کامل کوهزایی شامل ریفتی شدن، تشکیل اقیانوس کوچک بین بلوک لوت و افغان، فروانش پوسته اقیانوسی، بسته شدن اقیانوس و تصادم لوت و افغان را مطرح کرده‌اند [۲ - ۳]. برخی از تئوریهای دیگر تشکیل بلوک لوت را مربوط به شرایط کششی می‌دانند [۴]. در حال حاضر به دلیل وجود کانی‌سازیهایی مختلف از قبیل قلع و تنگستن پورفیری و وجود توده‌های نفوذی نوع S در منطقه می‌توان شرایط دیگری را برای مشخص کردن جایگاه بلوک لوت در نظر گرفت. به طور

محدوده مورد مطالعه در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب شهر گناباد در منطقه نجم‌آباد قرار دارد. منطقه مطالعاتی بخشی از بلوک لوت است که بلوک لوت خود بخشی از خرد قاره شرق مرکز ایران به شمار می‌آید. ماگماتیسزم بلوک لوت از ژوراسیک به بعد با نفوذ توده‌های نفوذی سرخ‌کوه و غیره آغاز شده و در ترشیاری به اوج خود رسیده است، به طوری که ضخامت واحدهای آتشفشانی ترشیاری در بلوک لوت حدود ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر تخمین زده شده است [۱]. نظریات تکتونیکی

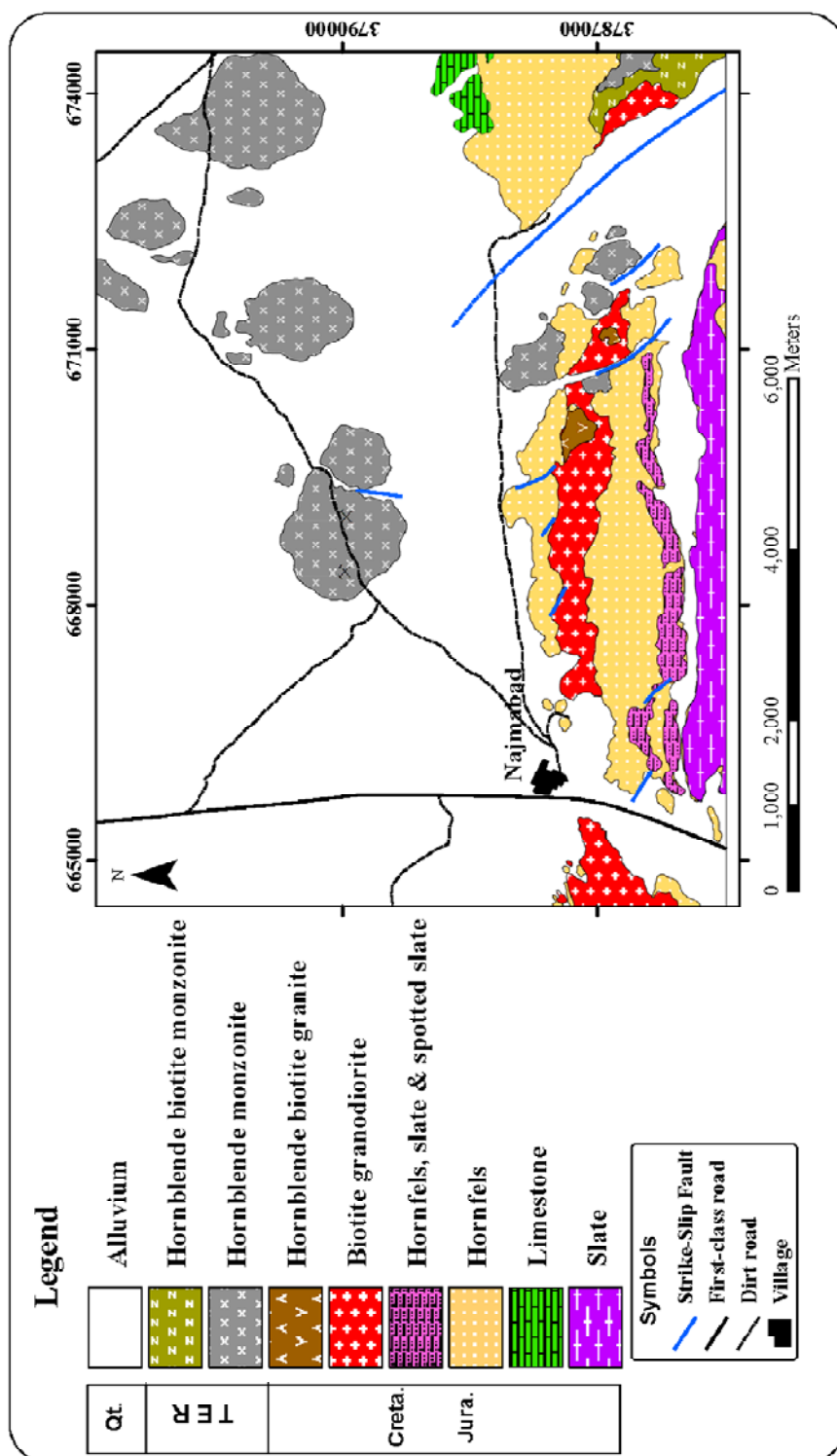
\*مسئول مکاتبات Mehramoradi61@gmail.com<sup>۱</sup>

کلی فعالیت‌های ماگمایی بلوک لوت از ژوراسیک آغاز شده، در کرتاسه ادامه داشته و در ترشیاری به اوج خود رسیده است. به طوری که سنگهای آتشفشانی ترشیاری، به ویژه ائوسن، با ضخامت حدود ۲۰۰۰ متر، بیش از نیمی از بلوک لوت را می‌پوشاند. ترکیان و همکاران [۵] قدیمی‌ترین توده نفوذی لوت مرکزی را توده گرانیته-گرانودیوریتی سرخ‌کوه به سن اواسط تا اواخر ژوراسیک در جنوب‌غربی بیرجند معرفی نموده‌اند. آقانباتی [۶] دو باتولیت بزرگ گرانیته شاه‌کوه و چهارفرسخ به سن ژوراسیک میانی را در بلوک لوت معرفی کرده است. ترکیان و همکاران [۵]، گرانودیوریت گزو در ۱۵ کیلومتری جنوب دیهوک را که همراه با کانی‌سازی مس است، به اواخر کرتاسه نسبت داده است. ترکیان [۵] همچنین گرانودیوریت بجستان را معادل گرانودیوریت گزو در نظر گرفته است. هدف از این تحقیق تعیین دقیق سن توده‌های نفوذی و منشأ، در ارتباط با ذخایر قلع پورفیری است که مطالعات در محدوده رخنمون باتولیت گرانودیوریتی-گرانیته نجم‌آباد انجام گرفت.

### زمین‌شناسی

شیل ماسه‌سنگهای ژوراسیک قدیمی‌ترین واحد سنگی در منطقه مطالعاتی است. این عضو شامل تناوبی از اسلیت، به رنگ خاکستری تیره و سنگ ماسه دگرگونه تیره رنگ نازک لایه تا متوسط لایه است. شیل‌های دگرگونه این قسمت به طور عمده، سیلتی آرژیل دارند که دارای میکا و سرسیت فراوان هستند. ماسه‌سنگها نیز به طور عمده کوارتز فلدسپاتیک هستند. فیلیت نیز به صورت میان لایه‌هایی نازک تا متوسط لایه همراه این عضو دیده می‌شود. کانیهای تورمالین، زیرکن و آپاتیت به عنوان کانیهای همراه در این عضو یافت می‌شود. این واحدهای سنگی دست کم در دو مقطع زمانی تحت تأثیر دگرگونی قرار گرفته‌اند (شکل ۱). عضو ماسه سنگ شمشک زیر نفوذ توده گرانیته قرار گرفته که سبب گردیده سنگ ماسه در مجاورت توده تحت تأثیر دگرگونی همبری قرار بگیرد. دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیبست سبز موجب تشکیل اسلیت و کوارتزیت شده است. در مرحله بعد اسلیت و کوارتزیت تحت تأثیر توده‌های گرانودیوریتی (دگرگونی همبری) و براساس موقعیت نسبت به توده به انواع شیبست و اسلیت لکه‌ای دگرگون شده‌اند. سنگ

آهک کرتاسه که در معرض دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین قرار گرفته، رخنمون کوچکی در شرق محدوده دارد (شکل ۱). مطالعات پالینولوژی بر روی نمونه‌های برداشت شده از این واحد، سن Rhaetian تا Liassic را برای آن مشخص می‌کند که این فسیل‌ها شامل؛ *Cycadopites*, *sp. Classopollis*, *Duplexixporites sp.* و *sp. Punctatosporites* می‌باشند [۷]. توده‌های نفوذی زیادی در این منطقه رخنمون دارد که می‌توان از مهمترین آنها به بیوتیت گرانودیوریت پورفیری، مونزونیت پورفیری، مونزونیت پورفیری شدیداً سیلیسی شده، هورنبلند مونزونیت پورفیری، کوارتز سینیت، بیوتیت هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری و بیوتیت گرانیته و بیوتیت مونزونیت پورفیری اشاره کرد (شکل ۱). واحد بیوتیت گرانودیوریت پورفیری بزرگترین توده نفوذی منطقه است که به صورت باتولیت با روند تقریبی شرقی-غربی در شیل‌ها و ماسه سنگهای دگرگون شده (اسلیت-کوارتزیت) نفوذ کرده است (شکل ۱). این واحد توسط گسل امتداد لغز با سنس حرکت چپ‌رو در محدوده شرقی قطع شده و آن را از گرانودیوریت قسمت غربی جدا کرده است (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه به شدت گسلیده و چین‌خورده است. داوودزاده و اشमित [۸] چرخش ۱۳۵ درجه‌ای در جهت خلاف عقربه‌های ساعت را برای بلوک ایران مرکزی قائل شده‌اند. ساختمانهای تکتونیکی اصلی در چنین رژیم تکتونیکی، گسلهای راستالغز عمیق با حرکت خمیده است، که سبب می‌شود بلوکهای مختلف در کنار یکدیگر حرکت کنند [۹]. به همین دلیل خرد قاره ایران مرکزی به بلوکهای کوچکتری تقسیم شده که هر یک از آنها حالت خمیده پیدا کرده و نسبت به یکدیگر از خود حرکت انجام می‌دهند. تشکیل طاق‌دیس‌ها و گسل‌های امتداد لغز نتیجه حرکت و چرخش بلوک لوت است. در منطقه حداقل دو مجموعه گسل شناسایی شدند [۷]: ۱- گسلهای اصلی موجود در منطقه از نوع راستالغز بوده و بیشتر دارای راستای شمال غرب- جنوب شرق هستند. ۲- گسلهای چپ لغز (قدیمی‌تر) انواع شمال - جنوب و یا شمال شرقی- جنوب غربی می‌باشند. گسلهای امتداد لغز دشت بیاض و کوه هنگام از اصلی‌ترین گسلها در منطقه می‌باشند [۷].



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه نجم‌آباد.

#### روش مطالعه

الف) تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی، آلتراسیون و کانی‌سازی با مقیاس ۱:۵۰۰۰ در منطقه‌ای به وسعت ۵۰ کیلومتر مربع.

ب) مطالعه پتروگرافی بیش از ۱۲۰ نمونه از توده‌های نفوذی منطقه. انتخاب ۱۱ نمونه از باتولیت گرانودیوریتی-گرانیتی و تجزیه برای اکسیدهای اصلی با دستگاه XRF فیلیپس (مدل X Unique II) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد.

رسم نمودار کنکردیا، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سنهای میانگین از داده‌های  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  و  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  توسط ISOPLLOT/EX انجام می‌گیرد. سنهای میانگین  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  با حد اطمینان ۹۵/۹ تا ۹۶/۹ درصد در این روش محاسبه می‌شود. آنالیز ایزوتوپ‌های Sr و Nd با دستگاه 6-collector Finnigan MAT 261 Thermal Ionization Mass Spectrometer در دانشگاه بولدر کلرادو (امریکا) انجام شد. نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  با استفاده از اندازه‌گیری چهار حالت کلکتور استاتیک به دست آمد. بر طبق ۳۰ اندازه‌گیری مختلف SRM-987 در طول مدت مطالعه نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  بین  $2 \pm 0.71032$  تعیین شد (با محاسبه خطای میانگین ۲ سیگما). نسبت اندازه‌گیری شده  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  بوسیله  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.71028$  SRM-987= تصحیح گردید. نسبت  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اندازه‌گیری شده با  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  نرمالایز شد. اندازه‌گیری‌ها به صورت تکراری نیز انجام گرفت. در طول مطالعات ۳۳ آنالیز با استاندارد La Jolla Nd انجام گرفت که میانگین  $8 \pm 0.511838$   $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  به دست آمد (بر مبنای محاسبه خطای ۲ سیگما).

### پتروگرافی

باتولیت نجم‌آباد با روند شرقی- غربی با طول تقریبی ۸ کیلومتر و عرض ۱/۵ کیلومتر (مساحت رخنمون ۱۲ کیلومتر بر روی سطح زمین)، دارای ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی است (شکل ۱). بیوتیت گرانودیوریت بزرگترین توده نفوذی منطقه است (۵ کیلومترمربع) که به صورت باتولیت با روند شرقی- غربی در اسلیت‌ها ژوراسیک نفوذ نموده و به دگرگونی همبری در آنها منجر شده است (شکل ۱). این واحد دارای بافت سری‌آیت با زمینه دانه درشت است. درصد درشت بلورها حدود ۳۵ درصد است. کانیه‌های درشت بلور شامل ۷ تا ۱۰ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۲/۵ میلیمتر، ۱۰ تا ۱۵ درصد فلدسپات پتاسیم تا اندازه ۱/۲ میلیمتر و ۱۰ تا ۱۵ درصد کوارتز در زمینه تا ۲ میلیمتر می‌باشد. کانیه‌های قابل رویت در زمینه سنگ نیز شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپات و بیوتیت است. کانیه‌های اپک شکل‌دار تا اندازه ۰/۴ میلیمتر بوده و مقدار آنها تا ۰/۲ درصد می‌رسد. بیوتیت گرانیت فقط در قسمتهای شرق روستای نجم‌آباد رخنمون دارد و وسعت آن در این منطقه به حدود ۰/۵ کیلومترمربع می‌رسد (شکل ۱). بیوتیت گرانیت

(پ) تجزیه نمونه برای عناصر جزئی و نادر خاکی (REE) در آزمایشگاه ACME (کانادا) به روش ذوب قلیایی با دستگاه ICP-MS.

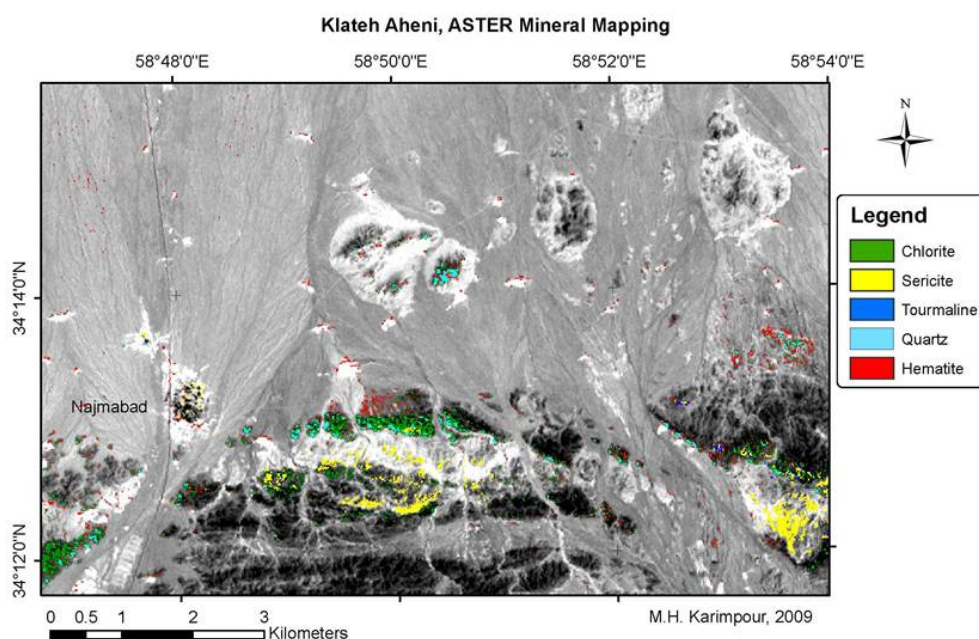
زیرکن‌های جدا شده برای تعیین سن به مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونا آمریکا فرستاده شدند. در آن جا از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای سن‌سنجی استفاده می‌شود. زیرکن‌ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری شده، سپس این پلاک‌ها نصف شده و صیقل می‌خورند. عکس زیرکن‌ها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکپ کاندولومینسانس (CL) گرفته می‌شود. تصویر CL ساختار داخلی دانه‌های زیرکن برش‌خورده را نشان می‌دهد و با استفاده از آن مکان‌های مناسب برای اشعه لیزر در قسمتهای هموزن بلور انتخاب می‌گردند. روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سن‌سنجی به روش اندازه‌گیری U-Pb را با صحت بهتر از ۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک اشعه به قطر ۳۵ یا ۲۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانه‌های ریزتر به قطر ۱۵ یا ۱۰ میکرون، صورت می‌پذیرد. اشعه ۳۵ یا ۲۵ میکرونی با بسامد ۸ هرتز و انرژی ۱۰ میکروژول تنظیم می‌شود که می‌تواند یک سیگنال تقریباً cps ۱۰۰۰۰۰ در گرم در تن برای U در زیرکن تولید کند. برای اندازه‌های کوچکتر اشعه لیزر، انرژی (۶۰ میکروژول) و نرخ تکرار (۴ هرتز) کاهش می‌یابد. در هر دو حالت ذکر شده مواد برانگیخته شده توسط اشعه لیزر از یک اتاقک گاز هلیوم عبور می‌کنند. گاز هلیوم و نمونه برانگیخته شده قبل از ورود به محیط پلازما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می‌شوند. مقدار Pb ایزوتوپی نسبت به Th و U به کمک نمونه استاندارد که همراه با زیرکن‌ها قالب‌گیری شده و هر بار با اندازه‌گیری سه تا پنج نمونه مجهول، اندازه‌گیری آن تکرار می‌شود، محاسبه می‌گردد. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونه ای زیرکن از سری لانکا با سن  $563/5 \pm 3/2$  Ma می‌باشد. همچنین مقدار Th و U نمونه‌های مجهول با شیشه‌های NIST SRM610 مورد سنجش قرار می‌گیرد. مقدار U این شیشه‌ها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن می‌باشد. قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۱ درصد) برای  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  و  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  است. پس از اتمام کار،

پردازش از تجربیات و روشهای روان [۱۰]، یاماگوچی [۱۱]، روان و مارس [۱۲] و هوبارد [۱۳] استفاده شد. زون‌های آلتراسیون مهم که در محدوده بیوتیت گرانودیوریت شناسایی شدند عبارتند از: زون سرسیتیک، زون پروپلیتیک، زون سیلیسی، زون آرژیلیک و زون تورمالین. زون سرسیتیک نسبتاً گسترده است و موجب آلتره شدن گرانودیوریت و سنگهای مجاور شده است (شکل ۲). زون پروپلیتیک عمدتاً با حضور کانی کلریت و خیلی محدود اپیدوت همراه است (شکل ۲). علت این موضوع شرایط احیایی محلول ماگمایی بوده است. بیوتیت گرانودیوریت و سنگهای مجاور تحت تأثیر این آلتراسیون قرار گرفته‌اند (شکل ۲). توده‌های مونزونیتی خیلی جزئی کلریتی شده‌اند. زون سیلیسی عمدتاً در مرز شمالی بیوتیت گرانودیوریت تشکیل شده است (شکل ۲). زون تورمالین فقط در بیوتیت گرانودیوریت و سنگهای مجاور تشکیل شده است (شکل ۲). تورمالین به صورت پراکنده در متن سنگ، رگه‌ای و به همراه رگه‌های کوارتز مشاهده شد. زون آرژیلیک در توده بیوتیت گرانودیوریت و در بخش شرقی آن مشاهده می‌شود. کانی‌سازی به صورت اکسیدهای آهن ثانویه (سولفیدهای اکسیده شده) در متن سنگ و در رگه‌ها در اطراف بیوتیت گرانودیوریت متمرکز است (شکل ۲).

دارای بافت گرانولار دانه درشت است. کانیهای اولیه سنگ شامل ۲۴ تا ۲۵ درصد کوارتز تا اندازه ۰/۸ میلیمتر، ۱۰ تا ۱۲ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۰/۶ میلیمتر، ۶۲ تا ۶۵ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۱/۵ میلیمتر می‌باشد. کانی بیوتیت نیز در این سنگ تا اندازه ۰/۸ میلیمتر می‌رسد و مقدار آن ۵ تا ۶ درصد است. کانی‌های اپک بی شکل تا اندازه ۰/۱ میلیمتر بوده و مقدار آنها تا ۰/۲ درصد می‌رسد. هورنبلند-بیوتیت گرانیت در شرقی‌ترین قسمت محدوده مورد مطالعه رخنمون دارد. وسعت برون‌زد این واحد بر روی زمین ۰/۲ کیلومتر مربع است. این واحد بافت گرانولار یا دانه درشت دارد. کانیهای اصلی و اولیه موجود در این واحد شامل کوارتز، فلدسپات، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند است. کانیهای اولیه سنگ شامل ۱۲ تا ۱۳ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۱/۸ میلیمتر، ۳۷ تا ۴۰ درصد فلدسپات پتاسیم تا اندازه ۳ میلیمتر و ۳۰ تا ۳۲ درصد کوارتز تا ۳/۵ میلیمتر می‌باشد. کانی بیوتیت نیز در این سنگ تا اندازه ۲/۲ میلیمتر می‌رسد و مقدار آن ۵ تا ۶ درصد است و کانی هورنبلند دارای فراوانی ۳ تا ۴ درصد با اندازه ۰/۱ تا ۰/۵ میلیمتر است. کانیهای اپک بی شکل تا اندازه ۰/۱ میلیمتر بوده و مقدار آنها تا ۰/۲ درصد می‌رسد.

#### آلتراسیون و کانی‌سازی

داده‌های ماهواره استر به منظور شناسایی کانیهای معرف زونهای آلتراسیون پردازش شدند (شکل ۲). در خصوص روش



شکل ۲. نقشه کانیهای آلتراسیون با استفاده از پردازش داده‌های ماهواره.

## ژئوشیمی

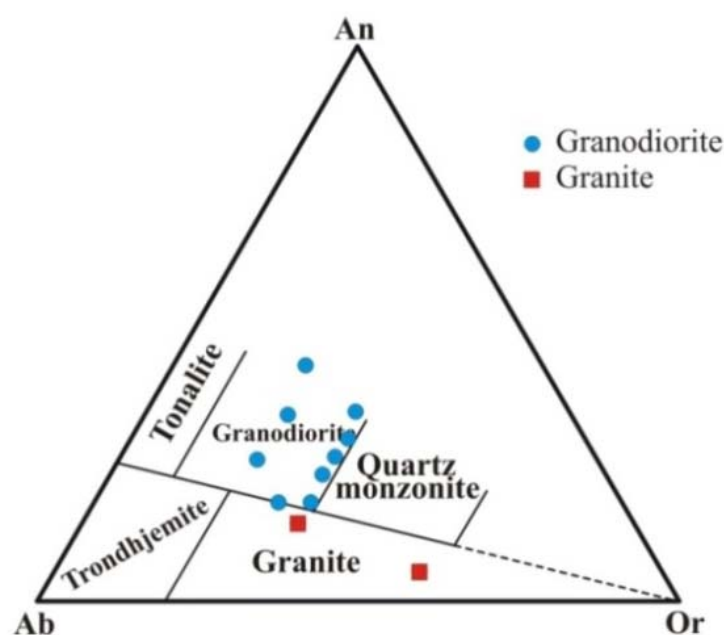
## عناصر اصلی (Major Elements)

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی توده‌های نفوذی گرانیتی-گرانودیوریتی منطقه نجم‌آباد در جدول (۱) آمده است. مقدار  $\text{SiO}_2$  توده‌ها از ۶۳/۵۲ تا ۷۳/۹۸ درصد متغیر است. نمودار مثلثی Ab-Or-An نشان می‌دهد که نمونه‌ها در محدوده گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۳). بر طبق رده‌بندی میدلموست [۱۴] در نمودار سنگ‌های پلوتونیک  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  توده‌ها در محدوده گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴). مقدار  $A/\text{CNK} < 1$  و برای توده‌های نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی منطقه نجم‌آباد نشان می‌دهد که غالب این توده‌های کالک‌آلکان از نوع متاآلومینوس هستند (شکل ۵). از نکات مورد توجه، مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  و نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  بالاست. میزان  $\text{K}_2\text{O}$  از ۱/۹۸ تا ۶/۲۵ درصد متغیر است (جدول ۱). نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  نشان می‌دهد که توده گرانودیوریتی در

ناحیه کالک‌آلکان با پتاسیم بالا و توده گرانیتی در سری کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۶).

## عناصر فرعی و نادر خاکی

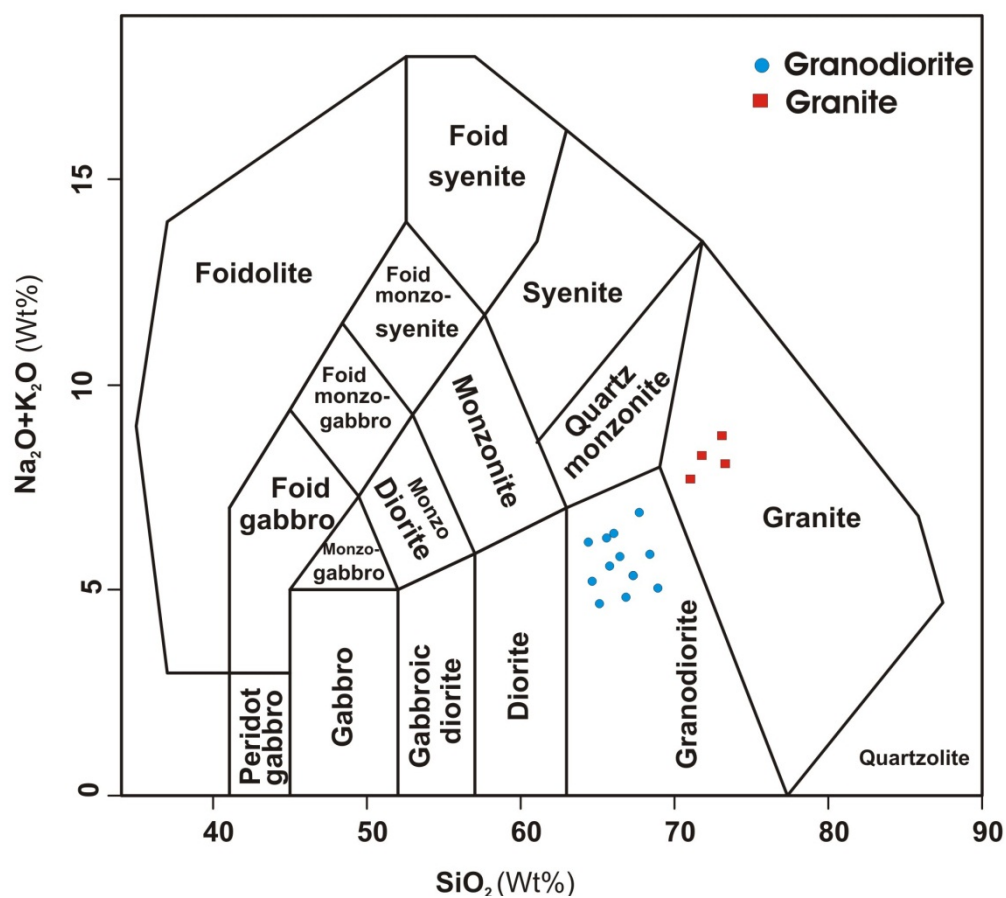
نتایج تجزیه عناصر فرعی و خاکی کمیاب سبک و سنگین در جدول (۲) ارائه شده است. عناصر LILE شامل Sr, Rb و Ba از نسبت تقریباً بالایی برخوردار هستند. نسبت Rb/Sr بین ۰/۱۱ تا ۲/۱۹ متغیر است. مقدار Ba در توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی بین ۱۱۵ تا ۹۵۳ گرم در تن می‌باشد که این نشان‌دهنده ذوب پتاسیم فلدسپار موجود در منشأ به وجود آورنده توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی منطقه نجم‌آباد است. با استفاده از نسبت  $1000\text{Ga}/\text{Al}$  به Y نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه مربوط به سری‌های I و S هستند (شکل ۷).



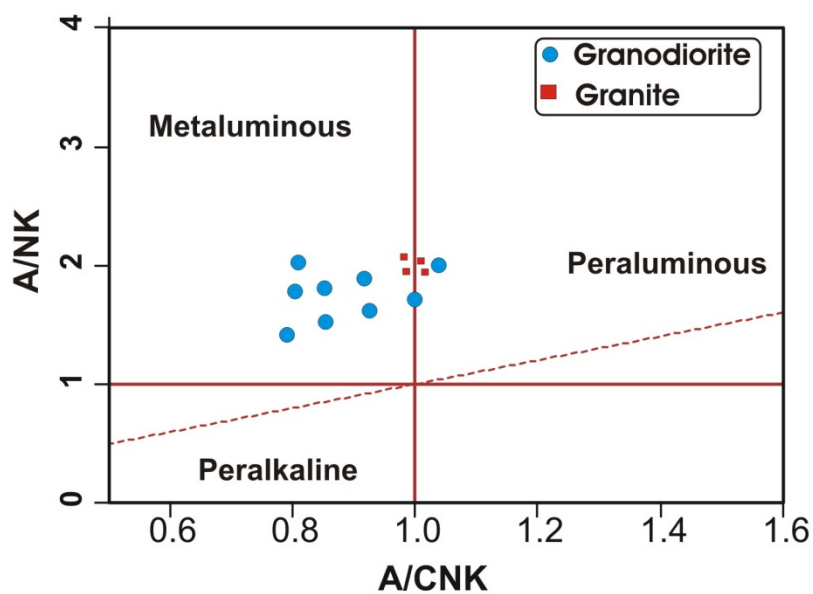
شکل ۳. مثلث An-Ab-Or نشان می‌دهد که توده‌ها در دو قسمت گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند.

جدول ۱. میزان اکسیدهای اصلی (%) و عناصر فرعی (ppm) و کانیهای محاسبه نورم (CIPW) باتولیت نجم‌آباد.

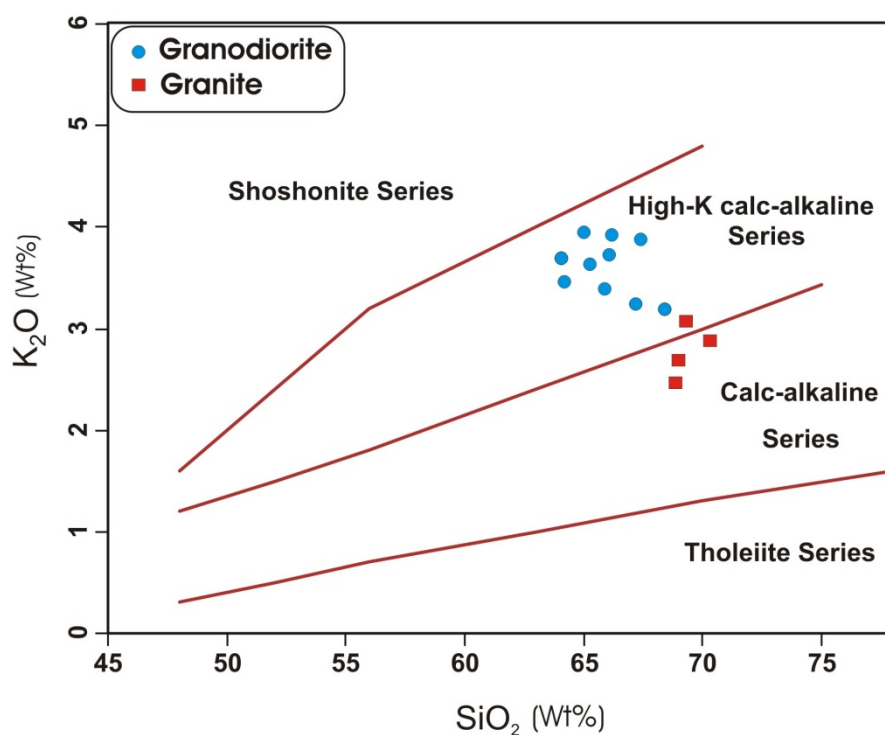
|                                 | KAP-6   | KAP-1   | KAP-29  | KC-118  | KC-119  | KC-127  | KC-114  | KC-126  | KAP-2   | KAP-9   | KAP-27  |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| X                               | 674216  | 673751  | 672050  | 682893  | 681546  | 673921  | 680127  | 681527  | 673785  | 674236  | 671695  |
| Y                               | 3786841 | 3787007 | 3786666 | 3782659 | 3784247 | 3787093 | 3787187 | 3784253 | 3787059 | 3786573 | 3786913 |
| Oxides %                        |         |         |         |         |         |         |         |         |         |         |         |
| SiO <sub>2</sub>                | ۶۲/۵۳   | ۶۴/۳۲   | ۶۳/۵۲   | ۶۲/۲۵   | ۶۳/۴۳   | ۶۳/۸۳   | ۶۵/۶۸   | ۶۴/۳۷   | ۷۲/۹۸   | ۶۲/۶    | ۵۵/۸۴   |
| TiO <sub>2</sub>                | -/۵۹    | -/۵۸    | -/۵۶    | -/۶۱    | -/۶     | -/۶۲    | -/۳۲    | -/۵۸    | -/۰۷    | -/۵۸    | -/۴     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | ۱۴/۳۲   | ۱۳/۸۱   | ۱۵/۰۹   | ۱۳/۳۵   | ۱۴/۰۵   | ۱۳/۸۸   | ۱۳/۲۹   | ۱۳/۰۴   | ۱۳/۴۹   | ۱۴/۸۱   | ۸/۱۵    |
| FeO                             | ۴/۵۳    | ۳/۸     | ۴/۰۶    | ۶/۳     | ۴/۸۱    | ۶/۴     | ۴/۷     | ۴/۷۴    | -/۳۲    | ۳/۶۳    | ۳/۳۷    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | ۲/۰۹    | ۲/۰۸    | ۲/۰۶    | ۲/۱۱    | ۲/۱     | ۱/۱۲    | ۱/۸۲    | ۲/۰۸    | ۱/۵۷    | ۲/۰۸    | ۱/۹     |
| MnO                             | -/۰۹    | -/۰۹    | -/۰۵    | -/۱۱    | -/۱     | -/۱     | -/۰۳    | -/۱     | -/۰۲    | -/۱     | -/۲     |
| MgO                             | ۳/۵۸    | ۲/۲۷    | ۲/۹۷    | ۳/۲۵    | ۳/۲۷    | ۳/۸۵    | ۲/۳۸    | ۳/۱۶    | -/۳۴    | ۲/۳     | ۱/۶۵    |
| CaO                             | ۴/۲۸    | ۵/۴۵    | ۲/۹۵    | ۳/۳۶    | ۳/۲۸    | ۳/۷۳    | ۲/۱     | ۳/۵۳    | ۱/۴۵    | ۴/۹۳    | ۲۱/۳۵   |
| Na <sub>2</sub> O               | ۲/۰۱    | ۲/۰۵    | ۲/۴۷    | ۲/۹۲    | ۲/۸۸    | ۲/۷۹    | ۲/۴۴    | ۲/۹۱    | ۲/۵۷    | ۳/۸۴    | ۱/۸۹    |
| K <sub>2</sub> O                | ۳/۰۸    | ۲/۹۹    | ۳/۲۹    | ۳/۶۵    | ۳/۳۸    | ۱/۹۸    | ۳/۵۱    | ۳/۳۱    | ۶/۲۵    | ۲/۲۹    | ۲/۵۴    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | -/۱۶    | -/۱۶    | -/۱۴    | -/۱۶    | -/۱۶    | -/۱۶    | -/۱     | -/۱۳    | -/۰۵    | -/۱۴    | -/۲۵    |
| H <sub>2</sub> O <sup>(*)</sup> | ۱       | ۱/۰۱    | -/۹۱    | ۱/۰۵    | ۱       | ۱/۰۲    | -/۹۴    | -/۹۹    | -/۸۶    | ۱/۰۵    | ۱/۲۵    |
| Total                           | ۹۸/۲۶   | ۹۸/۶۱   | ۹۸/۰۷   | ۹۹/۱۲   | ۹۹/۰۶   | ۹۹/۴۸   | ۹۸/۳۱   | ۹۸/۹۴   | ۹۹/۹۷   | ۹۸/۳۵   | ۹۸/۷۹   |
| Trace (ppm)                     |         |         |         |         |         |         |         |         |         |         |         |
| Rb                              | ۱۰۱/۰   | ۱۲۱/۴   | ۱۱۵/۱   | ۱۷۷     | ۱۴۶     | ۱۰۰/۲   | ۱۲۱     | ۱۵۱     | ۱۴۵/۴   | ۹۸/۷    | ۲۸/۸    |
| Sr                              | ۲۰۳/۸   | ۱۵۶/۹   | ۲۳۵     | ۲۰۲     | ۱۸۴     | ۲۴۳/۸   | ۳۵۱     | ۱۸۱     | ۶۶/۳    | ۲۶۲/۵   | ۲۴۸/۴   |
| Ba                              | ۴۸۴     | ۲۶۲     | ۳۲۵     | ۳       | ۲       | ۴۹۱     | ۹۵۳     | ۱۸۴     | ۲۰۷     | ۲۵۹     | ۱۱۵     |
| Nb                              | ۹/۵     | ۱۰/۱    | ۱۰/۴    | ۱۲      | ۱۱      | ۱۱/۱    | ۴/۵     | ۱۱/۳    | ۲/۴     | ۹/۶     | ۹       |
| Zr                              | ۱۳۶/۹   | ۱۳۳/۱   | ۱۴۰/۸   | ۱۲۴     | ۱۶۵     | ۱۵۳/۶   | ۸۹/۷    | ۱۴۵     | ۴۸/۶    | ۱۵۱/۸   | ۲۰۷/۹   |
| Co                              | ۱۵/۷    | ۱۵      | ۱۲/۵    | ۱۷/۳    | ۱۴/۳    | ۱۰/۸    | ۴/۷     | ۱۴/۷    | -/۸     | ۱۱/۸    | ۱۰/۴    |
| Hf                              | ۳/۹     | ۳/۴     | ۴       | ۳/۶     | ۴/۶     | ۴/۳     | ۲/۹     | ۴/۱     | ۲/۳     | ۴/۶     | ۵/۴     |
| Ta                              | -/۷     | -/۶     | -/۸     | ۱       | -/۹     | -/۷     | -/۴     | -/۸     | -/۷     | -/۸     | -/۵     |
| Cs                              | ۸/۴     | ۸/۹     | ۷/۴     | ۱۸/۹    | ۱۲      | ۵/۶     | ۶/۲     | ۱۳      | ۲/۴     | ۷/۱     | ۱/۶     |
| Rb/Sr                           | -/۴۹    | -/۷۷    | -/۴۸    | -/۷۸    | -/۷۹    | -/۴۱    | -/۳۴    | -/۸۳    | ۲/۱۹    | -/۳۷    | -/۱۱    |
| Rb/Ba                           | -/۲     | -/۴۶    | -/۳۵    | -/۵۹    | -/۷۳    | -/۲     | -/۱۲    | -/۵۳    | -/۷     | -/۳۸    | -/۲۵    |
| Norm (CIPW)                     |         |         |         |         |         |         |         |         |         |         |         |
| Q                               | ۲۲/۳۶   | ۲۵/۶۸   | ۲۳/۹۷   | ۱۶/۲۶   | ۱۹/۴۲   | ۲۲/۱۹   | ۲۱/۴۴   | ۲۰/۸۸   | ۳۰/۲۳   | ۱۷/۵۴   | ۱۹/۷۲   |
| C                               | -/۲۸    | -/۰۰    | ۲/۴۴    | -/۰۰    | -/۰۷    | -/۷۵    | -/۲۵    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    |
| Or                              | ۱۸/۲۰   | ۱۷/۶۷   | ۱۹/۴۴   | ۲۱/۵۷   | ۱۹/۹۸   | ۱۱/۷۰   | ۲۰/۷۴   | ۱۹/۵۶   | ۳۶/۹۴   | ۱۳/۵۳   | ۲/۷۸    |
| Ab                              | ۱۷/۰۱   | ۱۷/۳۵   | ۲۰/۹۰   | ۲۴/۷۱   | ۲۴/۳۷   | ۲۳/۶۱   | ۲۹/۱۱   | ۲۴/۶۲   | ۲۴/۲۹   | ۳۲/۴۹   | ۴/۹۹    |
| An                              | ۲۰/۱۹   | ۱۹/۶۵   | ۱۳/۷۲   | ۱۲/۵۴   | ۱۵/۲۳   | ۱۷/۴۶   | ۹/۷۷    | ۱۲/۷۴   | ۲/۷۴    | ۱۶/۴۱   | ۱۸/۲۰   |
| Di                              | -/۰۰    | ۵/۲۱    | -/۰۰    | ۲/۵۶    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | ۳/۲۲    | ۱/۸۳    | ۵/۸۴    | ۱۷/۰۱   |
| Wo                              | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | ۱/۸۲    | -/۰۰    | ۲۷/۳۸   |
| Hy                              | ۱۴/۷۰   | ۷/۵۶    | ۱۲/۳۲   | ۱۵/۸۴   | ۱۴/۴۴   | ۱۹/۵۸   | ۱۲/۵۸   | ۱۲/۵۰   | -/۰۰    | ۷/۰۴    | -/۰۰    |
| Mt                              | ۳/۰۳    | ۳/۰۲    | ۲/۹۹    | ۳/۰۶    | ۳/۰۵    | ۱/۶۲    | ۲/۶۴    | ۳/۰۲    | -/۸۹    | ۳/۰۲    | ۲/۷۶    |
| Il                              | ۱/۱۲    | ۱/۱۰    | ۱/۰۶    | ۱/۱۶    | ۱/۱۴    | ۱/۱۸    | -/۶۱    | ۱/۱۰    | -/۱۳    | ۱/۱۰    | -/۷۶    |
| Hm                              | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۰۰    | -/۹۵    | -/۰۰    | -/۰۰    |
| Ap                              | -/۳۸    | -/۳۸    | -/۳۳    | -/۳۸    | -/۳۸    | -/۳۸    | -/۲۴    | -/۳۱    | -/۱۲    | -/۳۳    | -/۵۹    |
| Sum                             | ۹۷/۲۷   | ۹۷/۶۱   | ۹۷/۱۷   | ۹۸/۰۸   | ۹۸/۰۷   | ۹۸/۴۷   | ۹۷/۳۸   | ۹۷/۹۶   | ۹۹/۹۳   | ۹۷/۳۱   | ۹۴/۱۹   |



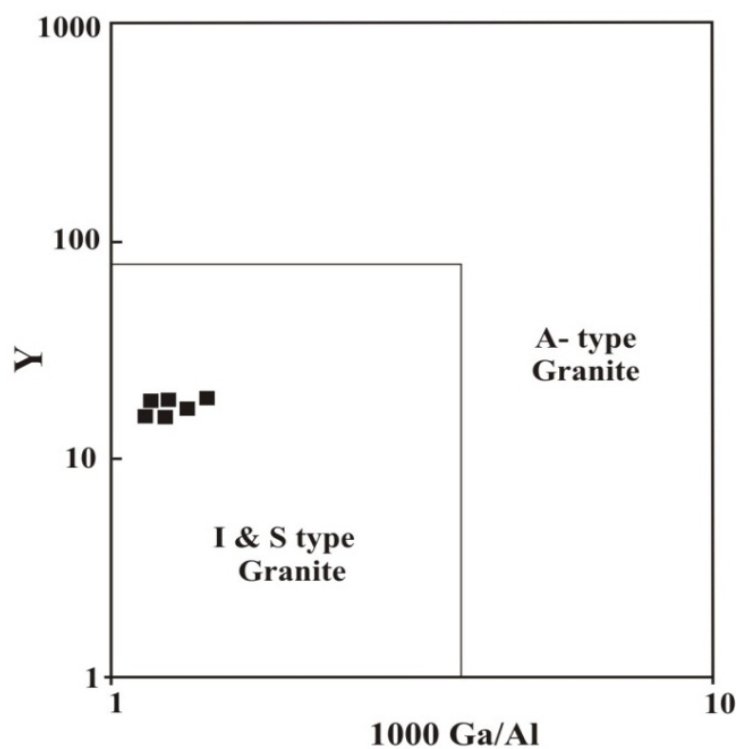
شکل ۴. رده‌بندی میدلموست [۱۴] برای توده‌های نفوذی منطقه.



شکل ۵. نمودار شاند به منظور تعیین اندیس آلومینیوم [۱۵].



شکل ۶. نسبت  $SiO_2$  به  $K_2O$  برای توده‌های نفوذی منطقه [۱۶].



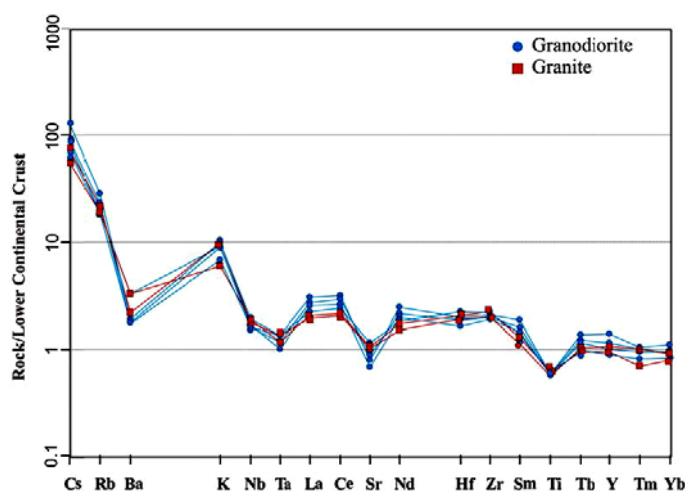
شکل ۷. قرار گرفتن توده‌های نفوذی مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع I و S.

جدول ۲. نتایج تجزیه عناصر فرعی و نادرخاکی سبک و سنگین و نسبت برخی از عناصر کمیاب.

| REEs (ppm) |          | KAP (6) | KAP (1) | KAP (29) | KC (118) | KC (119) | KC (127) | KC (114) | KC (126) | KAP (2) | KAP (9) | KAP (27) |
|------------|----------|---------|---------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|---------|---------|----------|
| LREEs      | La       | ۲۹/۵    | ۲۷/۹    | ۲۱/۱     | ۲۹       | ۲۹/۷     | ۲۲/۶     | ۷/۴      | ۳۳/۳     | ۵/۴     | ۲۴/۴    | ۲۲/۱     |
|            | Y        | ۲۱/۹    | ۱۹      | ۲۰/۲     | ۲۷       | ۲۵/۲     | ۱۷/۸     | ۴/۶      | ۲۶/۲     | ۲۰/۲    | ۱۶/۸    | ۱۶/۹     |
|            | Ce       | ۶۶/۵    | ۵۹/۶    | ۴۷/۲     | ۶۲/۴     | ۶۴/۹     | ۴۹/۱     | ۱۴/۳     | ۷۲       | ۱۲/۱    | ۵۴/۵    | ۴۹/۴     |
|            | Pr       | ۷/۲۳    | ۶/۷۹    | ۴/۹۹     | ۷/۰۷     | ۷/۳      | ۵/۵۲     | ۱/۵۲     | ۸/۰۲     | ۱/۳۹    | ۶/۰۹    | ۵/۲۷     |
|            | Nd       | ۲۶/۸    | ۲۵      | ۱۹/۱     | ۲۶/۶     | ۲۷/۳     | ۲۱/۹     | ۶/۴      | ۳۱/۱     | ۴/۶     | ۲۳/۲    | ۲۰/۲     |
|            | Sm       | ۴/۹۹    | ۴/۵۷    | ۳/۵۲     | ۵/۱۳     | ۵/۳۹     | ۴/۰۷     | ۱/۳۳     | ۵/۸۳     | ۱/۴۳    | ۴/۴۲    | ۳/۶۷     |
|            | Eu       | ۱/۰۶    | ۰/۹۲    | ۰/۹۳     | ۰/۹۸     | ۰/۹۶     | ۰/۹۲     | ۰/۲۷     | ۰/۹۸     | ۰/۳۱    | ۰/۹۱    | ۰/۹۳     |
| HREEs      | Gd       | ۴/۵۴    | ۳/۹۹    | ۳/۳۹     | ۴/۶۵     | ۴/۸۱     | ۳/۴۳     | ۱/۱۷     | ۴/۹۳     | ۱/۸۵    | ۳/۷۵    | ۳/۰۱     |
|            | Tb       | ۰/۷۱    | ۰/۶۷    | ۰/۶۰     | ۰/۷۷     | ۰/۷۹     | ۰/۵۶     | ۰/۱۸     | ۰/۸      | ۰/۴۱    | ۰/۵۸    | ۰/۵۱     |
|            | Dy       | ۳/۸۱    | ۳/۳۷    | ۳/۲۶     | ۴/۵۶     | ۴/۵۱     | ۳/۲۳     | ۰/۹۴     | ۴/۵۸     | ۲/۸۲    | ۳/۰۹    | ۲/۸۷     |
|            | Ho       | ۰/۷۲    | ۰/۶۵    | ۰/۷۰     | ۰/۸۹     | ۰/۸۴     | ۰/۶۲     | ۰/۱۷     | ۰/۸۷     | ۰/۶۳    | ۰/۶۰    | ۰/۵۸     |
|            | Er       | ۲/۱۵    | ۲/۰۳    | ۲        | ۲/۶۶     | ۲/۵۲     | ۱/۸۳     | ۰/۴۹     | ۲/۵۶     | ۲/۰۴    | ۱/۷۳    | ۱/۶۸     |
|            | Tm       | ۰/۳۲    | ۰/۳۰    | ۰/۳۲     | ۰/۳۳     | ۰/۳۲     | ۰/۲۲     | ۰/۰۷     | ۰/۳۳     | ۰/۳۶    | ۰/۲۶    | ۰/۲۶     |
|            | Yb       | ۲/۰۲    | ۲/۰۶    | ۱/۹۸     | ۲/۶۱     | ۲/۴۴     | ۱/۷۳     | ۰/۴۲     | ۲/۴۴     | ۲/۴۷    | ۱/۷۹    | ۱/۷۳     |
|            | Lu       | ۰/۳۱    | ۰/۳۱    | ۰/۳۲     | ۰/۳۹     | ۰/۳۶     | ۰/۲۵     | ۰/۰۷     | ۰/۳۶     | ۰/۳۵    | ۰/۲۶    | ۰/۲۶     |
| Ratio      | Eu/Eu*   | ۰/۶۸۵   | ۰/۶۶۲   | ۰/۸۲۸    | ۰/۶۱۷    | ۰/۵۸     | ۰/۷۵۷    | ۰/۶۶۵    | ۰/۵۶۲    | ۰/۵۸۶   | ۰/۶۸۷   | ۰/۸۶     |
|            | (La/Yb)N | ۹/۷۳۶   | ۹/۰۳۹   | ۷/۱۰۴    | ۷/۴۰۷    | ۸/۱۱۵    | ۸/۷۰۹    | ۱۱/۷۴۶   | ۹/۰۹۸    | ۱/۴۵۷   | ۹/۰۸۸   | ۸/۵۱۶    |
|            | (La/Sm)N | ۳/۶۳۷   | ۳/۷۵۶   | ۳/۶۸۷    | ۳/۴۷۷    | ۳/۳۹     | ۳/۴۱۶    | ۳/۴۲۳    | ۳/۵۱۴    | ۲/۳۲۳   | ۳/۳۹۶   | ۳/۷۰۴    |
|            | (Eu/Yb)N | ۱/۴۹۹   | ۱/۲۷۶   | ۱/۲۴۲    | ۱/۰۷۳    | ۱/۱۲۴    | ۱/۵۱۹    | ۱/۸۳۷    | ۱/۱۴۸    | ۰/۳۵۹   | ۱/۴۵۳   | ۱/۵۳۶    |

K, Cs, Rb و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) (La و Ce) مشاهده می‌شود (شکل ۸). کاهیدگی عناصر Ba, Nb, Ta, Sr, Ti به خوبی دیده می‌شود (شکل ۸).

نمودار عنکبوتی برخی عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب نرمالیزه شده نسبت به بخش تحتانی پوسته قاره‌ای (Lower Continental Crust) در شکل (۸) ترسیم شده است. غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند



شکل ۸. نمودار عناصر فرعی و برخی عناصر خاکی کمیاب توده‌های نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی که نسبت به پوسته قاره‌ای تحتانی نرمالیزه شده است (مقادیر گوشته اولیه از سان و مک‌دوناف) [۱۷].

$10^{-5} \times 100$  و سری ایلمینیت کمتر از  $50 \times 10^{-5}$  است. میزان پذیرفتاری مغناطیسی گرانودیوریت و گرانیت‌ها در جدول (۳) گزارش شده است. بر اساس ترکیب کانی‌شناختی و پذیرفتاری مغناطیسی کم  $[SI \times 10^{-5} (5 \text{ to } 11)]$ ، بیوتیت گرانودیوریت و گرانیت مربوط به سری ایلمینیت (نوع احیایی) و از گرانیت‌های نوع S است (شکل ۱۰).

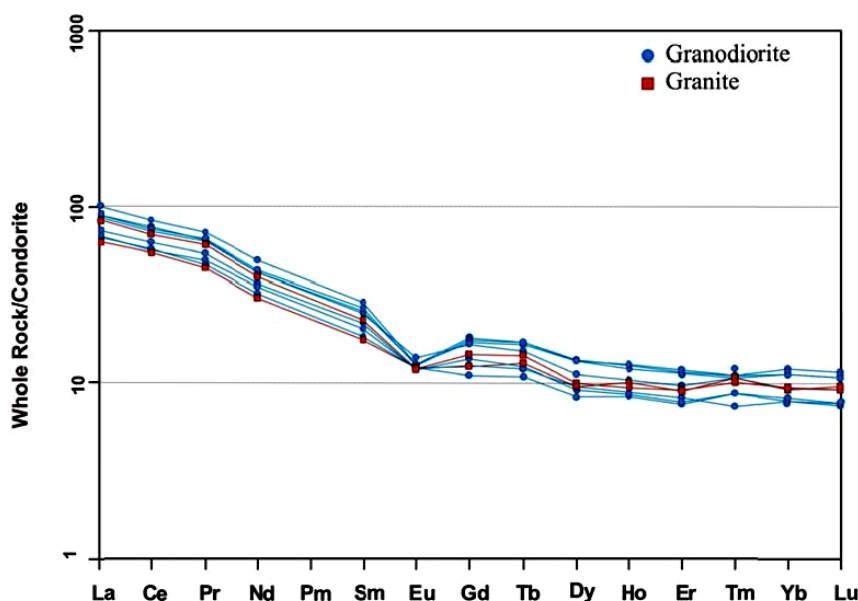
#### سن‌سنجی زیرکن (U-Th-Pb Zircon age dating)

از نمونه‌های برداشت شده از باتولیت گرانودیوریتی نجم‌آباد، بعد از مطالعات دقیق پتروگرافی و پترولوژیکی یک نمونه برای سن‌سنجی انتخاب شد. ۷۰ دانه زیرکن در اندازه مناسب با روش خاص از پودر گرانودیوریت در دانشگاه فردوسی مشهد جدا شدند. این تعداد زیرکن برای سن‌سنجی به روش U-Pb و مطالعات ایزوتوپی به دانشگاه آریزونای (امریکا) فرستاده شدند. نتایج آنالیز U-Th-Pb برای زیرکن در جدول (۴) آمده است. نتایج محاسبه و تعیین سن ایزوتوپی در نمودار شکل (۱۱) نشان داده شده است. بر پایه ۲۴ نقطه آنالیز روی دانه‌های زیرکن سن توده نفوذی گرانیتی برابر با  $161/85 \pm 1/5$  میلیون سال می‌باشد. باتولیت نجم‌آباد در ژوراسیک میانی (کالوین) در مجموعه اسلیت و کوارتزیت ژوراسیک نفوذ نموده است.

نمودار عنکبوتی مقدار عناصر خاکی کمیاب نرمالیزه شده با مقادیر REE کندریت را نشان می‌دهد (شکل ۹). همان‌طور که مشخص است غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به الگوی عناصر خاکی کمیاب متوسط (MREE) و سنگین (HREE) در کلیه نمونه‌ها دیده می‌شود. عنصر Eu نیز نسبتاً ناهنجاری منفی کمی ( $Eu/Eu^* = 0.56 \text{ to } 0.86$ ) در توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی نشان می‌دهد. تیلور و مک‌لنن [۱۶] بیان داشتند که هرگاه مقدار نسبت  $Eu/Eu^*$  بیش از ۱ باشد، ناهنجاری مثبت و هرگاه کمتر از ۱ باشد، ناهنجاری منفی است. ناهنجاری منفی Eu به علت حضور کانی پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقیمانده در منشأ ماگماست. میزان Sr پایین نمونه‌هایی که Eu پایین‌تری نیز دارند این موضوع را اثبات می‌کند. نسبت عناصر کمیاب نرمالیزه شده در توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی منطقه در جدول (۲) نشان داده شده است.

#### پذیرفتاری مغناطیسی

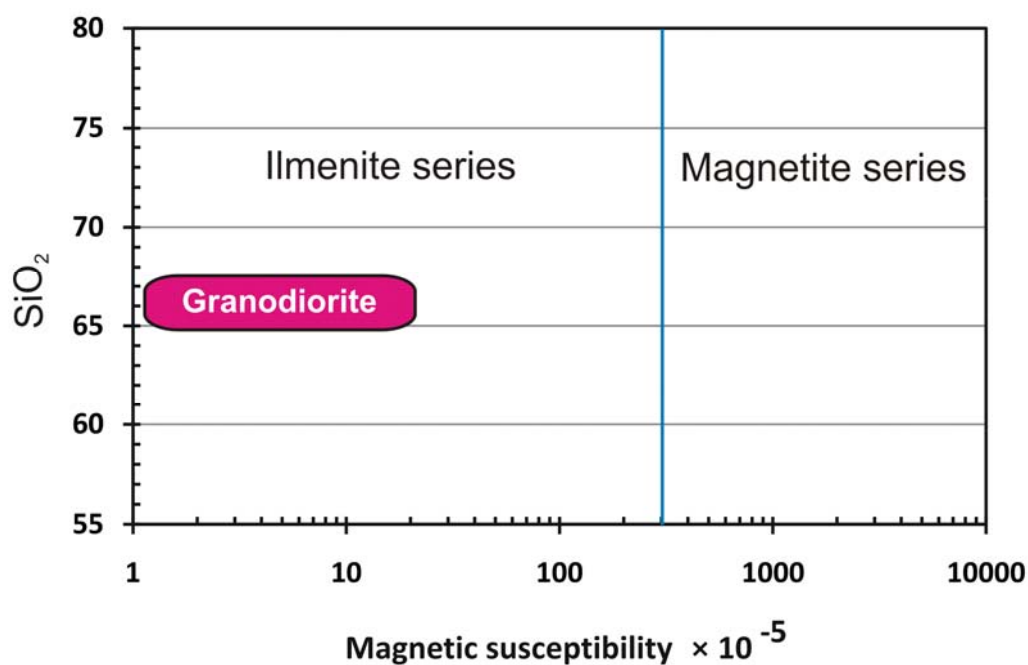
ایشی‌هارا [۱۹] گرانیت‌ها را به دو سری مگنتیت و ایلمینیت تقسیم کرد. سری مگنتیت با گرانیت‌های تیپ I و سری ایلمینیت غالباً با گرانیت‌های تیپ S هم‌پوشانی دارد. عدد پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت‌های سری مگنتیت بیشتر از



شکل ۹. نمودار عنکبوتی عناصر REE توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه. به کندریت نرمالیزه شده است (مقادیر REE کندریت از بوبینتن [۱۸]).

جدول ۳. پذیرفتاری گرانودیوریت و گرانیت‌های باتولیت نجم‌آباد.

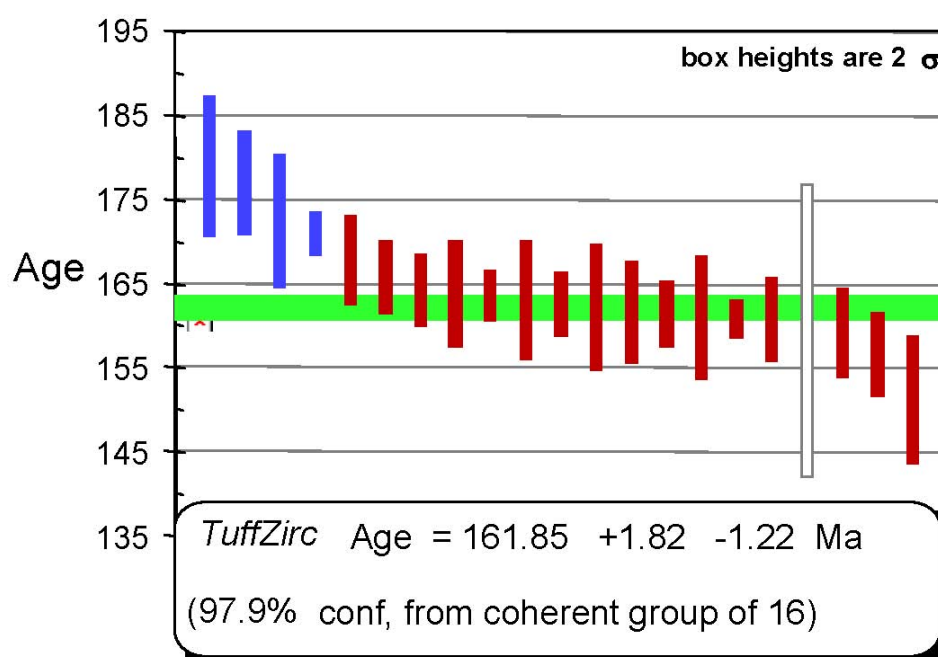
| Sample No | X      | Y        | Susceptibility ( $\times 10^{-5}$ SI) | Lithology    |
|-----------|--------|----------|---------------------------------------|--------------|
| KAP-6     | ۶۷۴۲۱۶ | ۳۷۸۶۸۴۱  | ۱۰                                    | Granodiorite |
| KAP-1     | ۶۷۳۷۵۱ | ۳۷۸۷۰۰۷  | ۵                                     | Granite      |
| KAP-29    | ۶۷۲۰۵۰ | ۳۷۸۶۶۶۶  | ۱                                     | Granite      |
| KC-118    | ۶۸۲۸۹۳ | ۳۷۸۲۶۵۹  | ۱                                     | Granodiorite |
| KC-119    | ۶۸۱۵۴۶ | ۳۷۸۴۲۴۷  | ۱۱                                    | Granodiorite |
| KC-127    | ۶۷۳۹۲۱ | ۳۷۸۷۰۹۳  | ۱                                     | Granodiorite |
| KC-114    | ۶۸۰۱۲۷ | ۳۷۸۷۱۸۷  | ۱                                     | Granodiorite |
| KC-126    | ۶۸۱۵۲۷ | ۳۷۸۴۴۲۵۳ | ۴                                     | Granodiorite |
| KAP-2     | ۶۷۳۷۸۵ | ۳۷۸۷۰۵۹  | ۱                                     | Granodiorite |
| KAP-9     | ۶۷۴۲۳۶ | ۳۷۸۶۵۷۳  | ۸                                     | Granodiorite |
| KAP-27    | ۶۷۱۶۹۵ | ۳۷۸۶۹۱۳  | ۵                                     | Granodiorite |



شکل ۱۰. نمودار تفکیک گرانیت‌های سری مگنتیت از ایلمینیت.

جدول ۴. نتایج حاصل از سن‌سنجی زیرکن به وسیله دستگاه (Laser-Ablation Multicollector) برای توده گرانودیوریتی.

| Sample   | U<br>(ppm) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | U/Th | $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ | ±<br>(%) | $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$ | ±<br>(%) | $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | ±<br>(%) | Best<br>Age<br>(Ma) | ±<br>(Ma) |
|----------|------------|-----------------------------------|------|---------------------------------------|----------|--------------------------------------|----------|------------------------------------|----------|---------------------|-----------|
| KI-7-1C  | ۳۴۸        | ۸۸۰۴                              | ۲/۱  | ۲۱/۴۴۶۲                               | ۹        | ۰/۱۶۵۵                               | ۹/۱      | ۰/۰۲۵۷                             | ۱/۵      | ۱۶۳/۹               | ۲/۴       |
| KI-7-3C  | ۵۶۶        | ۱۹۷۱۴                             | ۳/۲  | ۱۹/۸۸۲۷                               | ۲/۵      | ۰/۲۳۳۶                               | ۳/۵      | ۰/۰۳۳۷                             | ۲/۴      | ۲۱۳/۶               | ۵/۱       |
| KI-7-4T  | ۶۸۸        | ۱۵۱۳۴                             | ۷/۸  | ۲۰/۳۸۸۶                               | ۳/۳      | ۰/۱۷۶۱                               | ۳/۶      | ۰/۰۲۶۰                             | ۱/۳      | ۱۶۵/۷               | ۲/۱       |
| KI-7-5T  | ۱۰۶۰       | ۱۱۴۲۸                             | ۳/۴  | ۲۰/۹۷۸۴                               | ۱/۹      | ۰/۱۵۵۸                               | ۳/۲      | ۰/۰۲۳۷                             | ۲/۵      | ۱۵۱                 | ۳/۸       |
| KI-7-6T  | ۳۹۴        | ۸۱۶۱                              | ۴/۸  | ۲۱/۴۱۳۴                               | ۶/۳      | ۰/۱۶۲۵                               | ۶/۵      | ۰/۰۲۵۲                             | ۱/۶      | ۱۶۰/۶               | ۲/۵       |
| KI-7-7T  | ۳۲۱        | ۸۷۰۶                              | ۴/۶  | ۲۰/۵۷۱۴                               | ۷/۱      | ۰/۱۸۱۶                               | ۷/۵      | ۰/۰۲۷۱                             | ۲/۳      | ۱۷۲/۴               | ۳/۹       |
| KI-7-8T  | ۳۷۸        | ۸۳۶۱                              | ۴/۸  | ۲۰/۳۵۸۷                               | ۹/۳      | ۰/۱۷۳۹                               | ۹/۳      | ۰/۰۲۵۷                             | ۰/۹      | ۱۶۳/۵               | ۱/۵       |
| KI-7-9T  | ۴۲۰        | ۸۸۹۰                              | ۴/۶  | ۲۱/۲۳۳۵                               | ۷        | ۰/۱۶۲۵                               | ۸/۹      | ۰/۰۲۵۰                             | ۵/۵      | ۱۵۹/۳               | ۸/۷       |
| KI-7-10T | ۵۹۳        | ۱۴۵۶۹                             | ۸/۸  | ۱۹/۵۲۰۸                               | ۳/۱      | ۰/۱۹۶۶                               | ۳/۶      | ۰/۰۲۷۸                             | ۱/۷      | ۱۷۷                 | ۳         |
| KI-7-11T | ۳۵۹        | ۸۳۳۱                              | ۴/۴  | ۲۰/۵۸۶۸                               | ۱۱/۱     | ۰/۱۷۹۹                               | ۱۱/۱     | ۰/۰۲۶۹                             | ۰/۷      | ۱۷۰/۹               | ۱/۲       |
| KI-7-12C | ۴۶۵        | ۱۴۶۱۵                             | ۳/۶  | ۲۰/۹۷۱۳                               | ۴/۸      | ۰/۱۶۶۸                               | ۵/۲      | ۰/۰۲۵۴                             | ۱/۹      | ۱۶۱/۵               | ۳         |
| KI-7-13T | ۴۱۰        | ۱۰۹۶۹                             | ۶    | ۱۹/۸۵۹۰                               | ۵/۳      | ۰/۱۷۷۷                               | ۵/۷      | ۰/۰۲۵۶                             | ۲/۲      | ۱۶۳                 | ۳/۵       |
| KI-7-14T | ۴۹۲        | ۶۴۹۱                              | ۵/۸  | ۲۰/۴۳۱۰                               | ۴        | ۰/۱۶۸۵                               | ۴/۳      | ۰/۰۲۵۰                             | ۱/۷      | ۱۵۹                 | ۲/۶       |
| KI-7-15T | ۵۰۳        | ۹۸۰۵                              | ۴/۶  | ۲۱/۶۶۴۱                               | ۵/۵      | ۰/۱۶۲۵                               | ۵/۶      | ۰/۰۲۵۵                             | ۱/۲      | ۱۶۲/۵               | ۱/۹       |
| KI-7-16T | ۵۹۰        | ۱۹۶۶۳                             | ۷    | ۱۹/۹۴۷۱                               | ۴/۲      | ۰/۱۷۵۱                               | ۴/۳      | ۰/۰۲۵۳                             | ۱/۲      | ۱۶۱/۳               | ۱/۹       |
| KI-7-17T | ۴۷۳        | ۱۰۸۴۱                             | ۷/۵  | ۲۰/۳۷۰۱                               | ۵/۳      | ۰/۱۷۲۴                               | ۵/۸      | ۰/۰۲۵۵                             | ۲/۳      | ۱۶۲/۲               | ۳/۷       |
| KI-7-18T | ۴۳۲        | ۱۰۰۱۷                             | ۴/۸  | ۲۱/۸۰۳۴                               | ۷/۹      | ۰/۱۵۹۸                               | ۸/۲      | ۰/۰۲۵۳                             | ۲/۳      | ۱۶۰/۹               | ۳/۷       |
| KI-7-19T | ۳۹۰        | ۵۱۹۶                              | ۶/۱  | ۱۹/۰۱۰۴                               | ۸/۹      | ۰/۱۸۳۱                               | ۹        | ۰/۰۲۵۲                             | ۰/۷      | ۱۶۰/۷               | ۱/۱       |
| KI-7-20T | ۴۴۲        | ۱۳۲۱۵                             | ۱/۹  | ۲۱/۷۷۸۲                               | ۸/۵      | ۰/۱۶۳۲                               | ۸/۶      | ۰/۰۲۵۸                             | ۱/۳      | ۱۶۴/۱               | ۲/۱       |
| KI-7-21T | ۳۴۶        | ۱۴۶۵                              | ۴/۹  | ۱۷/۳۹۲۶                               | ۲۱/۱     | ۰/۲۰۸۹                               | ۲۱/۲     | ۰/۰۲۶۳                             | ۱/۶      | ۱۶۷/۷               | ۲/۶       |
| KI-7-22C | ۷۰۳        | ۷۹۲۷                              | ۲/۵  | ۲۰/۱۶۳۱                               | ۲/۵      | ۰/۱۶۸۰                               | ۲/۹      | ۰/۰۲۴۶                             | ۱/۶      | ۱۵۶/۵               | ۲/۵       |
| KI-7-23T | ۴۶۶        | ۱۴۴۵۹                             | ۳/۷  | ۲۱/۱۹۳۵                               | ۳/۸      | ۰/۱۸۳۰                               | ۴/۵      | ۰/۰۲۸۱                             | ۲/۳      | ۱۷۸/۸               | ۴/۱       |
| KI-7-24T | ۳۶۲        | ۹۲۲۵                              | ۳/۳  | ۲۱/۹۶۹۵                               | ۶/۷      | ۰/۱۶۱۴                               | ۷        | ۰/۰۲۵۷                             | ۱/۹      | ۱۶۳/۷               | ۳/۱       |



شکل ۱۱. پلات میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی.

### ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd

۱۶۲ میلیون سال زیرکن) به ترتیب برابر با ۰/۷۰۹۱۳۱ و ۰/۵۱۲۰۹۵ می‌باشد (جدول ۴ و ۵). میزان ایزوتوپ اولیه  $\epsilon_{\text{Nd}}$  I در نمونه مورد نظر برابر با ۶/۵۱ است (جدول ۵).

اطلاعات ایزوتوپ‌های Sr و Nd به ترتیب در جداول شماره (۵) و (۶) آمده است. نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  برای توده گرانودیوریتی نجم‌آباد (با توجه به سن

جدول ۵. داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Rb-Sr.

| SAMPLE | AGE (ma) | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ (2σ) | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ |
|--------|----------|----------|----------|---------------------------------|------------------------------------------|----------------------------------------------------|
| KI-7   | ۱۶۱/۸۵   | ۱۱۷      | ۱۵۴      | ۲/۱۹۵۶                          | (۱) ۰/۷۱۴۲۰                              | ۰/۷۰۹۱۳                                            |

m= measured. Errors are reported as 1σ (95% confidence limit).

The initial ratio of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  calculated using  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  and  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$  and an age 161.85 (age based on zircon).

جدول ۶. داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Sm-Nd.

| SAMPLE | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$ (2σ) | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$ | $\epsilon_{\text{Nd I}}$ |
|--------|----------|----------|-----------------------------------|--------------------------------------------|------------------------------------------------------|--------------------------|
| KI-7   | ۳/۸      | ۱۴/۲     | ۰/۱۶۱۴                            | (۱) ۰/۵۱۲۲۶۷                               | ۰/۵۱۲۰۹۵                                             | -۶/۵۱                    |

m= measured. Errors are reported as 1σ (95% confidence limit).

The initial ratio of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  calculated using  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  and  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$  and an age of 161.85 (age based on zircon).  $\epsilon_{\text{NdI}}$ , initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  value.

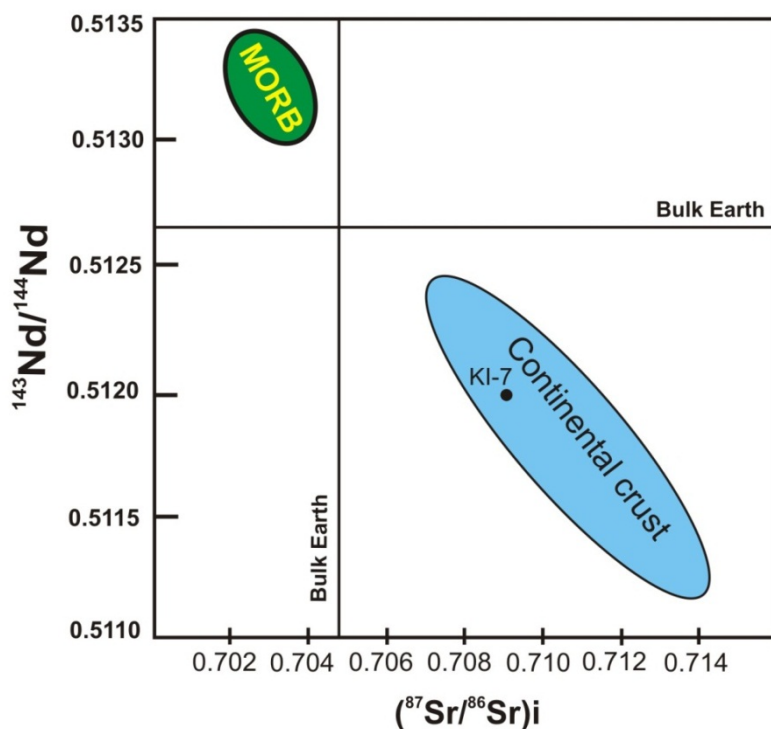
### منشأ ماگما

۱۳) پلات شده‌اند. مقادیر ایزوتوپ اولیه  $\epsilon_{\text{Nd}}$  برای گرانیت ۶/۵۱- و برای MORB بین ۷+ تا ۱۳+ می‌باشد. مقدار نسبت ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه برای گرانیت ۰/۷۰۹۱۳۱ و برای MORB کمتر از ۰/۷۰۴ است. میزان نسبت ایزوتوپ

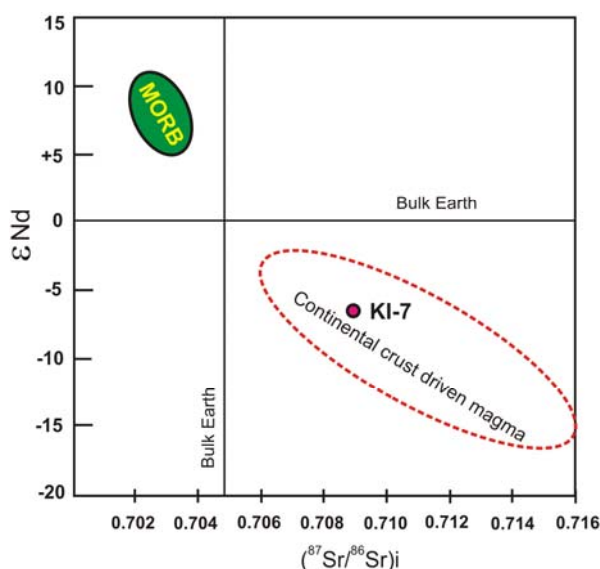
نسبت ایزوتوپ  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه،  $\epsilon_{\text{Nd}}$  و نسبت ایزوتوپ  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  مربوط به بازالت پشته میان اقیانوسی (MORB) و گرانیت‌های منطقه نجم‌آباد در شکل‌های (۱۲) و

اولیه را محاسبه نمود. سن سنگ منشأ که ماگمای باتولیت نجم‌آباد از ذوب آن حاصل شده است براساس داده‌های ایزوتوپ‌های Sm-Nd محاسبه شد و سن ۲/۲۷ میلیارد (Ga۲/۲۷) به دست آمد، لذا پی سنگ بلوک لوت در این منطقه ۲/۲۷ میلیارد سال قدمت دارد.

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه برای گرانیت منطقه برابر با ۰/۵۱۲۰۹۵ و برای MORB بین ۰/۵۱۳۰ و ۰/۵۱۳۵ می‌باشد. مقادیر ایزوتوپی اندازه‌گیری شده از توده گرانیتی نجم‌آباد نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده این گرانیت و گرانودیوریت از پوسته قاره‌ای منشأ گرفته است [۲۰ - ۲۱]. براساس داده‌های ایزوتوپ‌های  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  و  $\epsilon\text{Nd}$ ، می‌توان سن سنگ منشأ



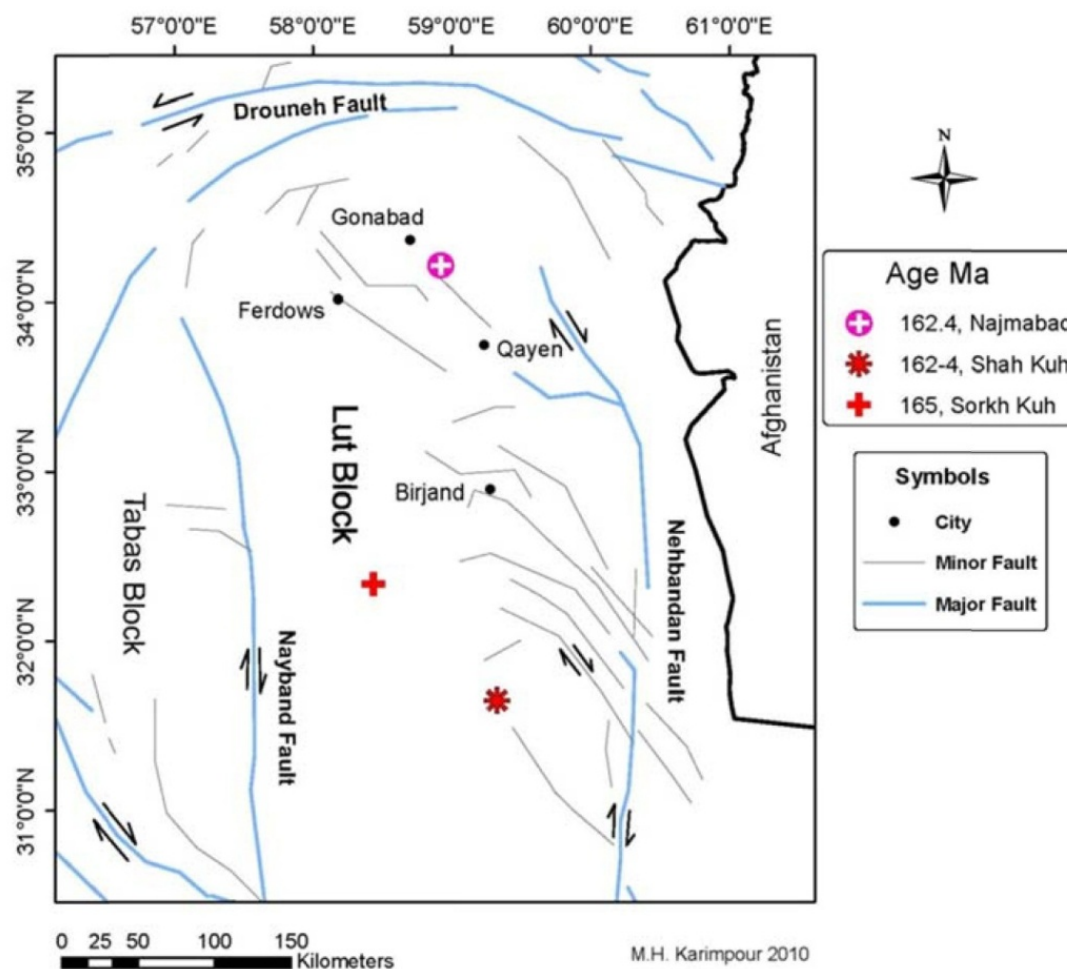
شکل ۱۲. موقعیت قرارگیری توده گرانیتی بر مبنای نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  به  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .



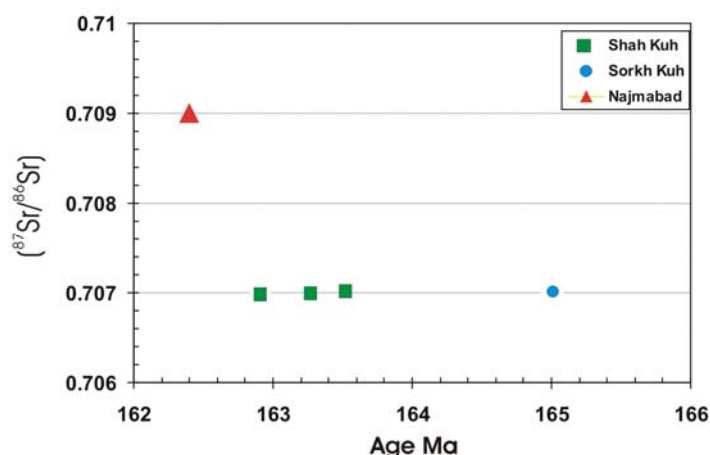
شکل ۱۳. موقعیت قرارگیری توده گرانیتی بر مبنای نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  به  $\epsilon\text{Nd}$ .

نموده است [۲۳]. باتولیت نجم‌آباد با سن ۱۶۱/۸۵ میلیون سال (ژوراسیک میانی، کالوین) در شیل ماسه‌سنگهای تریاس فوقانی-کرتاسه تحتانی، که خود تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای واقع شده‌اند، نفوذ نموده است. آنچه از این مجموعه می‌توان نتیجه گرفت در محدوده زمانی ژوراسیک میانی به دلیل تصادم و در نتیجه کوه‌زایی موجب دگرگونی ناحیه‌ای در سنگهای تریاس فوقانی-کرتاسه تحتانی در این مناطق گردیده است. در ضمن تصادم از ذوب پوسته قاره‌ای در ژوراسیک میانی توده‌های نجم‌آباد، شاه‌کوه و سرخ‌کوه تشکیل و نفوذ نموده‌اند. در شکل (۱۶) رخدادهای تصادم قاره‌ای، کوه‌زایی و تشکیل گرانودیوریت باتولیت نجم‌آباد ترسیم شده است.

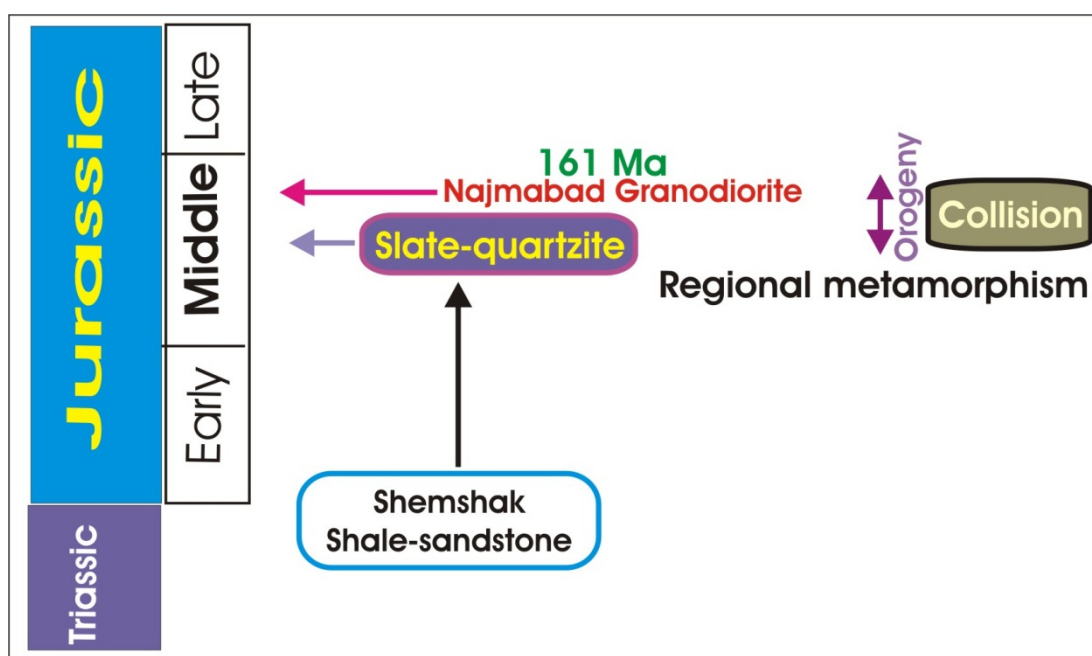
در بلوک لوت در سه منطقه شامل نجم‌آباد، شاه‌کوه و سرخ‌کوه تاکنون توده‌های نفوذی با سن ژوراسیک میانی (۱۶۱ تا ۱۶۵ میلیون سال) شناسایی شده‌اند (شکل ۱۴). باتولیت شاه‌کوه واقع در خراسان جنوبی بزرگترین توده نفوذی در بلوک لوت است. این باتولیت (گرانیت-گرانودیوریت) در سنگ‌های با سن تریاس فوقانی-ژوراسیک تحتانی که خود در معرض دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته‌اند نفوذ نموده است. سن این باتولیت ۱۶۲ تا ۱۶۵ میلیون سال گزارش شده است [۲۲، ۱]. نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  برابر با ۰/۷۰۷ است (شکل ۱۵). توده‌های گرانیتی سرخ‌کوه واقع در خراسان جنوبی با سن ۱۶۵ میلیون سال و با نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  برابر با ۰/۷۰۷ در سنگهای با رخساره دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ



شکل ۱۴. موقعیت توده‌های نفوذی با سن ژوراسیک میانی در بلوک لوت.



شکل ۱۵. نمایش سن و ایزوتوپ‌های Rb-Sr در توده‌های ژوراسیک میانی در بلوک لوت.



شکل ۱۶. نمایش رخداد تصادم قاره‌ای، کوه‌زایی و تشکیل گرانیت نجم‌آباد در ژوراسیک.

#### برداشت

باتولیت گرانیت-گرانودیوریت نجم‌آباد به لحاظ شاخص آلومینیوم، از نوع متآلومینوس است. نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به بخش تحتانی پوسته قاره‌ای غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Rb، Cs، K و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) (Ce و La) و کاهیدگی عناصر Ba، Nb، Ta، Sr، Ti به خوبی دیده می‌شود. بر پایه پذیرفتاری مغناطیسی پایین ( $5 \text{ to } 11 \times 10^{-5}$  SI units)، از سری ایلمنیت محسوب می‌شود. آلتراسیون پروپلیتیک و آرژلیک در توده باتولیتی مورد نظر شناسایی شد. سن باتولیت

براساس روش U-Pb در کانی زیرکن ۱۶۱/۸۵ میلیون سال (ژوراسیک میانی کالوین) تعیین شد. براساس مقادیر ایزوتوپ اولیه  $\epsilon_{\text{Nd}} = -6/51$ ، نسبت ایزوتوپ  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه ۰/۷۰۹۱۳۱ و نسبت ایزوتوپ  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه به میزان ۰/۵۱۲۰۹۵ ماگمای گرانیت - گرانودیوریت نجم‌آباد از پوسته قاره‌ای منشأ گرفته است. در محدوده زمانی ژوراسیک میانی (قبل از کالوین) به دلیل تصادم و در نتیجه کوه‌زایی سنگ‌های تریاس فوقانی-کرتاسه تحتانی در مناطق نجم‌آباد، شاه‌کوه و سرخ‌کوه تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای واقع شده‌اند (ژوراسیک میانی). در ضمن تصادم از ذوب پوسته قاره‌ای در

studies" Proceedings of the Eleventh thematic conference on geologic remote sensing; practical solutions for real world problems 11 (1996) 1.77-1.86.

[12] Rowan L. C., Mars J. C., "Lithologic mapping in the Mountain Pass, California, area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data" Remote Sensing of Environment, v. 84, no. (3), p. 350-366, 2003. DOI: 10.1016/S0034-4257 (02) 00127-X.

[13] Hubbard B. E., Rowan L. C., Dusel-Bacon C., Eppinger R. G., "Geologic Mapping and Mineral Resource Assessment of the Healy and Talkeetna Mountains Quadrangles, Alaska Using Minimal Cloud- and Snow-Cover ASTER Data. USGS Open-File Report", 2007-1046.

[14] Middlemost E. A. K., "Magmas and Magmatic Rocks" London: Longman, Naming materials in the magma/igneous rock system, Earth-Sciences Reviews 37 (1985) 215-224.

[15] Shand S. J., "Eruptive Rocks; Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits", with a chapter on Meteorites (revised second edition): Hafner Publishing Co., New York (1943) 444 p.

[16] Taylor S. R., McLennan S. M., "The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks", Blackwell, Oxford (1985) 312.

[17] Sun S., McDonough W. F., "Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: implications for Mantle Composition and Processes", Spec. Publ. Vol. Geol. Soc. Lond. No 42 (1989) 313-345.

[18] Burnham C. W., Ohmoto H., "Late-stage processes of felsic magmatism, in Ishihara", S. and Takenouchi, S. Ceds., Granitic magmatism and related mineralization: Mining Geology, Spec. Issue No 8 (1980) 1-11.

[19] Ishihara S., "The magnetite-series and ilmenite-series granitic Rocks", Mining Geology 27 (1977) 293-305.

[20] Garrido C. J., Bodinier J. L., Burg J. P., Zeilinger G., Hussain S., Dawood H., Chaudhry M. N., Gervilla F., "Petrogenesis of mafic garnetgranulite in the lower crust of the KohistanPaleoarcComplex (Northern Pakistan): Implications for intra-crustal differentiation of island arcs and generation of continental crust", Journal of Petrology 47 (2009) 1873-1914.

ژوراسیک میانی (۱۶۴-۱۶۲ میلیون سال قبل) ماگمای باتولیت‌های نجم‌آباد، شاه‌کوه و سرخ‌کوه تشکیل و نفوذ نموده‌اند.

#### منابع

[1] Esmaeily D., "Petrology and geochronology of Shah- Kuh granite with special references to tin mineralization", unpublished Ph.D thesis, TarbiatModares University (2001) 296 p.

[2] Camp V., Griffis R., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran", Lithous, Issn 0024-4937 v 15 (1982) 221-239.

[3] Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., "The Sistan suture zone of eastern iran", Geolc. Soc. Am. Bull 94 (1983) 134-156.

[4] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks C., Baumann A., Horn P., "Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran", Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran No 51 (1983) 285-336.

[5] Tarkian M., Lotfi M., Baumann A., "Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran", Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran No 51 (1983) 357-383.

[۶] آقائباتی ع.، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳) ۶۰۶ص.

[۷] قائمی ف.، " نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گناباد"، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۸۴).

[۸] داوود زاده اشمیت.، "گزارش زمین‌شناسی شرق ایران، بلوک لوت"، (۱۹۸۳).

[9] Berberian M., Jackson J. A., Qorashi M., Khatib M. M., Priestley K., Talebian M., Ghafuri-Ashtiani M., "The 1997 may 10 Zirkuh (Qaenat) earthquake (Mw 7.2): faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran", Geophys. J. Int (1999) 671-694.

[10] Rowan L. C., Hook S. J., Abrams M. J., Mars J. C., "Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprite, Nevada, using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), A new satellite imaging system", Economic Geology 98 no 5 p 1019-1027 (2003) DOI: 10.2113/98.5.1019.

[11] Yamaguchi Y., Rowan L. C., Tsu H., Kahle A. B., "Application of ASTER data to geological

*Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization*", Journal of Asian Earth Sciences 25 (2005) 961-980.

[23] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., Horn P., "*Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran*" Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran No 51 (1983) 285-336.

[21] Campbell I. H., Ballard J. R., "*U-Pb Zircon Geochronology of Granitic Rocks from the Chuquicamata-El Abra Porphyry Copper Belt of Northern Chile: Excimer Laser Ablation ICP-MS Analysis*", Economic Geology, Bulletin of the society of economic geologists 101 NO 7 (2006) 1327-1344.

[22] Esmaeily D., Nedelec A., Valizadeh M. V., Moore F., Cotton J., "*Petrology of the Jurassic*



## مطالعات هیدروژئوشیمیایی و پرتوسنجی مواد رادیواکتیو در مناطق آیرکان و چشمه شتری (شمال شرق استان اصفهان)

مصطفی اسماعیلی وردنجانی<sup>۱\*</sup>، رضا شمسی پور دهکردی<sup>۱</sup>، کاوه پازند<sup>۲</sup>، داوود رهی<sup>۳</sup>

۱- اصفهان، دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

۲- تهران، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه مهندسی معدن

۳- اصفهان، دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم و فناوری های نوین، گروه مهندسی هسته‌ای

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۸/۱۷، پذیرش: ۱۳۹۰/۹/۲۰

### چکیده

هیدروشیمی آبهای زیرزمینی مناطق آیرکان و چشمه شتری و ژئوشیمی عناصر نادر خاکی، آلکالی گرانیات آیرکان را به عنوان منشأ اورانیوم و سایر عناصر محلول در آبهای زیرزمینی این مناطق نشان می‌دهد. بررسیهای ژئوشیمیایی و هیدروژئوشیمیایی و روند انتقال و تحرک اورانیوم و توریم در محیطهای آبی این مناطق، اشاره به جذب سطحی اورانیوم توسط هیدروکسیدهای آهن (گویتیت) به عنوان عاملی بازدارنده در برابر انتقال و حمل اورانیوم از اعماق به سطح دارند. طیف سنجی پرتو گاما در رسوبات منطقه چشمه شتری توسط آشکار ساز HPGe، نشان دهنده حضور  $^{226}\text{Ra}$  به میزان بسیار زیاد و به عنوان هسته پرتوزا می‌باشد که دلیل اکتیویته بسیار بالای این رسوبات نیز هست. تولید  $^{226}\text{Ra}$  از واپاشی  $^{238}\text{U}$ ، نیمه عمر کوتاه  $^{226}\text{Ra}$  نسبت به  $^{238}\text{U}$ ، انتقال رادیوم توسط آبهای زیرزمینی از اعماق به سطح و شواهد (هیدروژئوشیمیایی، همگی بیانگر احتمال حضور کانسار مخفی اورانیوم و کانه‌زایی اورانیوم در عمق و در حدفاصل گرانیات آیرکان و منطقه چشمه شتری است.

واژه‌های کلیدی: مناطق آیرکان و چشمه شتری، اورانیوم، توریم، جذب سطحی، طیف سنجی پرتو گاما، هسته پرتوزا.

### مقدمه

مناطق آیرکان و چشمه شتری در شمال شرق شهرستان خور و در ناحیه‌ای بیابانی با دمای سالیانه  $(^{\circ}\text{C}) 47-14$  و میزان بارندگی سالیانه کمتر از  $100\text{ mm}$  میلی‌متر که در زمستان حالت باتلاقی دارد، واقع شده‌اند (شکل ۱). پرتوزایی بسیار بالای نمونه‌های آب و رسوب موجود در منطقه چشمه شتری موجب شد تا کانه‌زایی احتمالی اورانیوم در این مناطق بررسی شود. مطالعات اولیه صحرائی جهت تشخیص میزان پرتوزایی مواد رادیواکتیو با کمک دستگاه دوزی‌متر گاما نشان دهنده دوز بسیار بالایی در منطقه چشمه شتری تا  $23\text{ }\mu\text{Sv/h}$  می‌باشد. (سیورت = یکای دوز معادل تابشی)، این درحالی است که اگر میزان رادیوهسته‌ها به میزان مجاز محیطی باشد، دوز محیطی برابر با  $55\text{ nSv/h}$  خواهد بود [۱]. بررسیهای ژئوشیمیایی رسوبات منطقه چشمه شتری به منظور تعیین عنصر پرتوزا و

مطالعات هیدروژئوشیمیایی آبهای زیرزمینی مناطق آیرکان و چشمه شتری می‌تواند بیان‌کننده منشأ و روندهای حاکم بر پراکندگی اورانیوم در محیطهای آبی این مناطق و تعیین محل کانه‌زایی احتمالی اورانیوم باشد.

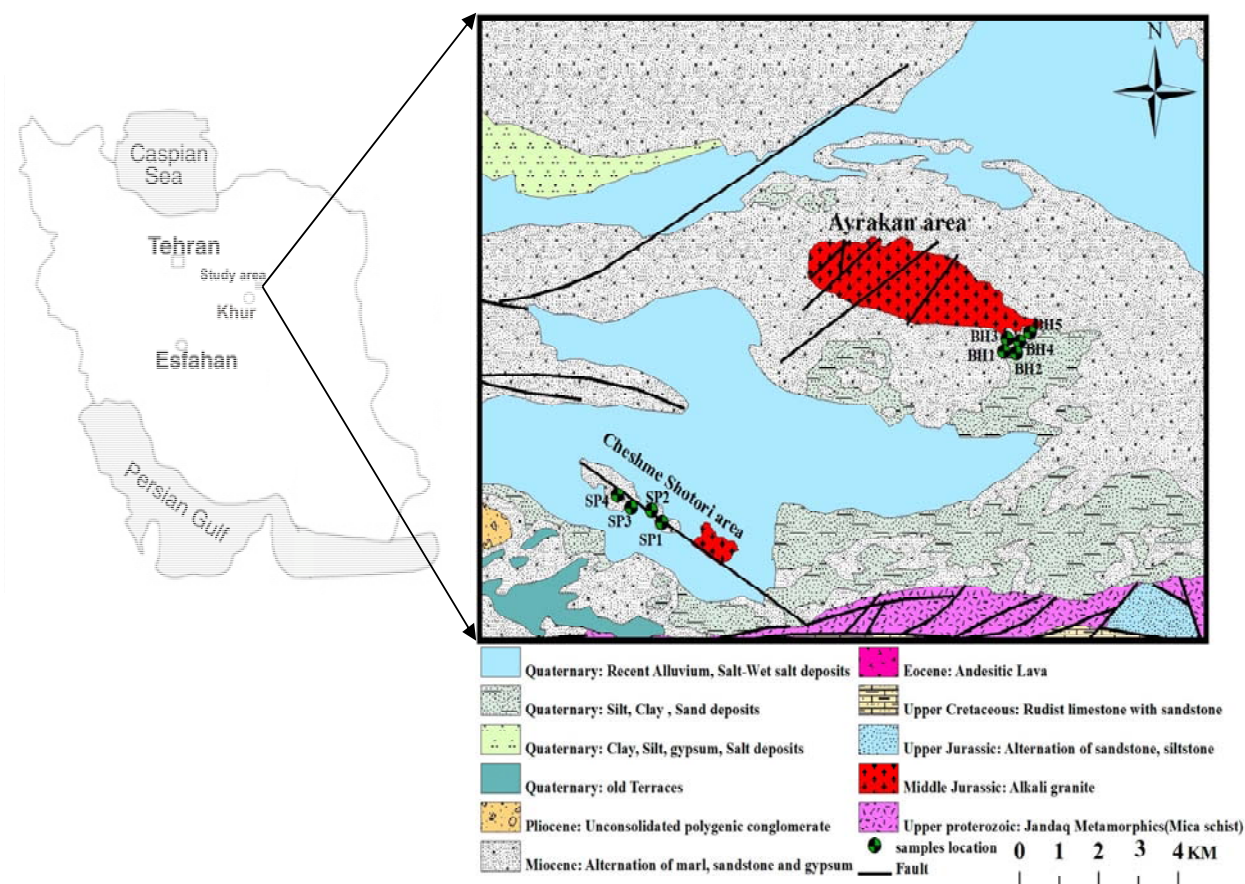
### زمین‌شناسی

مناطق مورد مطالعه در بخش شمال غربی میکروپلیت مرکزی- شرقی ایران (CEIM) و در حاشیه جنوبی گسل کویر بزرگ واقع شده‌اند. قدیمی‌ترین سنگهای منطقه مربوط به متامورفهای کمپلکس جندق با ترکیب گارنت میکاشیست و سن پروتروزوئیک پسین می‌باشد [۲-۳]، که در بلوک‌های تکتونیکی جهت‌دار شرقی- غربی در جنوب منطقه قرار دارند. ابتدا توده نفوذی آیرکان یک گرانیات گنیس با سن پروتروزوئیک فوقانی معرفی شد [۲-۴]، سپس باقری و استام

\*<sup>۱</sup>مسئول مکاتبات: mostafa\_esmaily@yahoo.com

میانی معرفی کرد. سنگهای توده نفوذی آیرکان نیز شامل کانیهای اصلی فلدسپار پتاسیم (ارتو کلاز و میکروکلین) بیوتیت، مسکویت، کوارتز، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز و آندزین) بوده و کانیهای فرعی آپاتیت، زیرکن و اکسیدهای آهن هستند [۶]. منطقه چشمه شتری نیز شامل چند برون زد کوچک از سازند قرمز بالایی با حالت تپه‌ای در امتداد گسلی با روند شمال غرب- جنوب شرق است. لیتولوژی این واحدها شامل ماسه، مارن، سیلت و رسهای گچ‌دار است. رسوبات کواترنری نیز در حد فاصل منطقه چشمه شتری و آلکالی گرانیات آیرکان قرار دارند (شکل ۱).

فلی [۵]، گرانیات آیرکان را شامل گرانیات گنیس دانه درشت، پرآلومین تا گرانیات میلونیتی، گرانیات پورفیری و آپلیت معرفی کردند که به وسیله یک گسل رورانده از کمپلکس دگرگونی جندق با سن پالئوزوئیک پسین جدا شده است. اما بهارزاده [۶، ۷]، نشان داد که گرانیات آیرکان برخلاف نظر دیگران، گرانیات گنیس نبوده بلکه یک گرانیات میلونیتی است که در طول یک زون برشی و تکتونیکي ظاهر شده و دایک‌های آپلیتی و آنکلاوهای آن دارای ماهیت پرآلومین از نوع S می‌باشد. وی سن این گرانیات را بر اساس مطالعات سن سنجی هوشمندزاده [۸]، با روش Rb-Sr،  $168 \pm 8$  میلیون سال یعنی ژوراسیک



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی مناطق آیرکان و چشمه‌شتری (نقشه پایه از [۲]) و موقعیت نمونه‌برداری از گمانه‌ها و چشمه‌های این مناطق.

## روش مطالعه

نمونه‌برداری رسوبات منطقه چشمه‌شتری از ۱۷ نقطه و جمع آوری نمونه‌های آب نیز از ۵ گمانه در حاشیه گرانیات آیرکان و ۴ چشمه واقع در منطقه چشمه شتری صورت گرفت. از هر یک از منابع آب دو نمونه برداشت گردید. این نمونه‌های آب در ظرفهای پلی اتیلن ۱۰۰ میلی لیتری جمع آوری و به دو گروه تقسیم شدند: (I) فیلتر شده بعد از عبور از فیلتر  $0.45\mu\text{m}$  و اسیدی شده با اسید نیتریک  $0.01$  مولار، جهت آنالیز کاتیون‌ها. (II) فیلتر نشده و اسیدی نشده جهت آنالیز آنیون‌ها. Eh، pH، دما، قابلیت هدایت الکتریکی (EC)، کل املاح محلول (TDS)، شوری (salinity) و اکسیژن محلول (DO) نیز توسط دستگاه قابل حمل HACH multimeter در صحرا اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). اندازه‌گیری غلظت آنیون‌های  $\text{SO}_4^{2-}$ ،  $\text{Cl}^-$ ،  $\text{F}^-$ ،  $\text{NO}_3^-$ ،  $\text{PO}_4^{3-}$  با روش کروماتوگرافی (Dionex DX-120 ion chromatography using IonPac As14 column) و  $\text{HCO}_3^-$  و  $\text{CO}_3^{2-}$  با روش رادیومتری (Radiometer Copenhagen PHM 82) در مرکز تحقیقات سازمان زمین‌شناسی کشور صورت گرفت. آنالیز کاتیون‌های  $\text{K}^+$ ،  $\text{Na}^+$ ،  $\text{Ca}^{2+}$ ،  $\text{Mg}^{2+}$ ، اورانیوم و توریم در نمونه‌های آب و عناصر اصلی، عناصر فرعی و نادر نمونه‌های رسوب نیز با روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME کانادا انجام گردید (جداول ۲ و ۳). مطالعه XRD توسط دستگاه Bruker D8 Advance XRD machine و تعیین میزان هسته پرتوزا نیز توسط آشکارساز HPGe (Ortec, USA) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان انجام شد. جهت تشخیص میزان پرتوزایی در مناطق مورد مطالعه از دستگاه دوزی‌متر

گاما استفاده شد. تجزیه و تحلیل داده‌ها نیز با آنالیز خوشه‌ای، روش خوشه‌بندی سلسله مراتبی پیوند کامل و با استفاده از نسخه ۱۸ نرم افزار PASW صورت گرفت که برای شاخص فاصله (شباهت‌ها) شاخص اقلیدسی در نظر گرفته شد و خروجی آن به صورت نمودار درختی (دندوگرام) مورد تفسیر قرار گرفت. جهت تعیین ضرایب همبستگی با توجه به این‌که داده‌ها پس از تبدیل لگاریتمی به توزیع نرمال نزدیک شدند، از روش پیرسون استفاده شد.

## بحث و بررسی

## هیدروشیمی آبهای زیرزمینی

در نمونه‌های آنالیز شده کاتیون‌های غالب به ترتیب  $\text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$  و آنیون‌های غالب  $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$  و  $\text{HCO}_3^-$  به دست آمد (جدول ۲). برای تعیین تیپ آب نمونه‌های موجود نمودار پای‌پر براساس میزان اشباع شدگی یون‌های اصلی ترسیم شد. بر این اساس تیپ آبها همگی در رده آبهای کلراته سدیک (Na-Cl) و رخساره توسعه یافته قرار دارند (شکل ۲). مهمترین عامل این موضوع با توجه به لیتولوژی منطقه و مسیر احتمالی جریان سطحی و زیرزمینی عبور جریان آب از بخشهای تبخیری و ارتباط هیدروژئولوژیکی با کف‌های نمکی موجود در دشت است. بررسی هیدروژئولوژیکی منطقه، توده گرانیاتی را به عنوان یکی از مهمترین زون‌های تغذیه نشان می‌دهد که آب ناشی از بارش پس از هوازدهی آکالی گرانیات و انحلال کانیه‌ها در عمق کم، سرانجام به جریان عمومی آبهای زیرزمینی می‌پیوندد

جدول ۱. نتایج اندازه‌گیری‌های صحرایی نمونه‌های آب گمانه‌های منطقه آیرکان و چشمه‌های منطقه چشمه‌شتری (Over: خارج از محدوده

تشخیص).

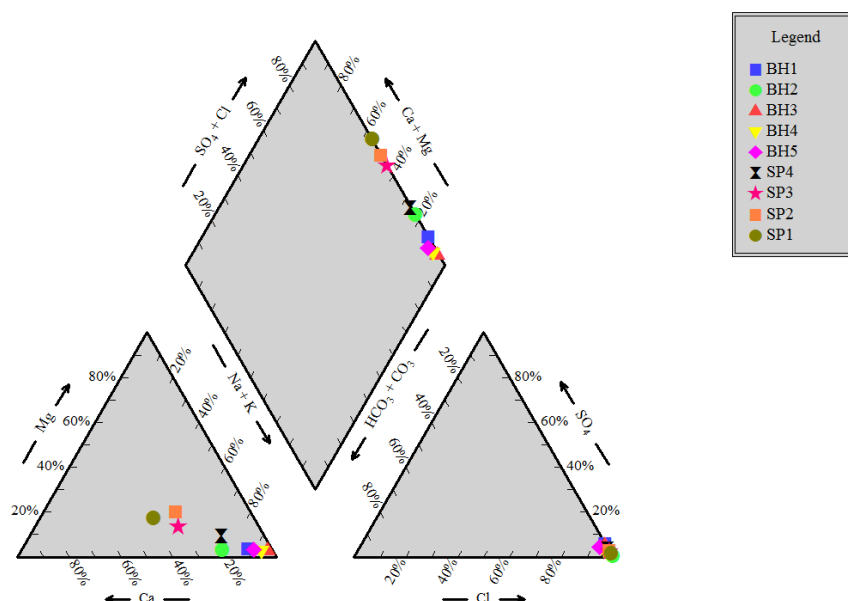
| Sample No. | Type     | DO(mg/l) | Salinity (mg/l) | pH   | Eh(mV) | TDS(mg/l) | Ec(mS/cm) | T(°C) |
|------------|----------|----------|-----------------|------|--------|-----------|-----------|-------|
| BH1        | borehole | ۰        | ۱۰/۳۶           | ۷/۲۹ | ۳۹۴/۱  | ۱۰۳/۹     | ۱۱۵/۲     | ۲۵    |
| BH2        | borehole | ۳/۷۸     | ۱۰/۳۶           | ۴/۸۹ | ۳۱۶/۶  | ۴۱۲/۶     | ۴۲۹/۱     | ۲۹    |
| BH3        | borehole | ۲/۱۸     | ۱۰/۳۶           | ۷/۵۴ | ۲۳۵    | ۷۱/۱۱     | ۷۱/۶۳     | ۳۰    |
| BH4        | borehole | ۵/۷۸     | ۱۰/۶۸           | ۷/۶۷ | ۷۶/۹   | ۹/۳۸      | ۱۰/۲۹     | ۲۵    |
| BH5        | borehole | ۳/۴۴     | ۷/۵۹            | ۶/۸۵ | ۳۰۱    | ۷/۳۶      | ۷/۵۵      | ۲۷    |
| SP4        | spring   | ۰/۳۶     | Over            | ۷/۰۸ | ۱۸۸    | ۱۷/۷۲     | ۴۰۰۰      | ۳۱/۳  |
| SP3        | spring   | ۰/۱۸     | Over            | ۶/۸۳ | ۱۰۶    | ۲۷/۸      | ۶۳۲۰۰     | ۳۰/۸  |
| SP2        | spring   | ۰/۱۳     | Over            | ۶/۷۵ | ۱۹۵    | ۳۳/۱      | ۷۴۷۰۰     | ۳۱/۵  |
| SP1        | spring   | ۰/۸۹     | Over            | ۷/۳۷ | ۲۱۶    | ۵۱/۶      | ۱۱۸۸۰۰    | ۱۸/۵  |

جدول ۲. نتایج آنالیز کاتیون ها و آنیون ها (mg/l)، اورانیوم و توریم (μg/l) نمونه های آب گمانه های مناطق آیرکان و چشمه های منطقه چشمه شتری (Ld): زیر حد تشخیص و ND: اندازه گیری نشده).

| Sample No. | F <sup>-</sup> | Cl <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup> | PO <sub>4</sub> <sup>-3</sup> | CO <sub>3</sub> <sup>-2</sup> | HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | Ca <sup>+2</sup> | Mg <sup>+2</sup> | Th   | U    |
|------------|----------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|------|------|
| BH1        | ۳/۱۶۸          | ۴۵۶۶۹/۵         | ۳۶۴۳                          | <۰/۰۵                         | <Ld                           | ۸۷/۸۳                         | ۴۱۳۴۴/۸         | ۷۶/۰۲          | ۳۵۸۸             | ۸۰۴/۵            | ۰/۰۴ | ۴/۷۳ |
| BH2        | ۲/۶۳۲          | ۲۳۴۲۵۱          | ۲۹۵/۵                         | <۰/۰۵                         | <Ld                           | ND                            | ۱۳۴۵۱۴          | ۱۵۷/۳          | ۲۳۴۶۵            | ۲۶۷۶             | ۰/۱  | ۰/۲۵ |
| BH3        | ۱/۹۴۳          | ۲۰۸۸۴/۵         | ۱۴۲۷                          | <۰/۰۵                         | <Ld                           | ۱۸۹/۶                         | ۲۲۰۵۷/۱         | ۳۲/۲۳          | ۴۴۳              | ۲۹۴/۳            | ۰/۰۴ | ۲۵/۵ |
| BH4        | ۰/۲۹۶          | ۲۶۴۵            | ۱۱۴/۹                         | <۰/۰۵                         | <Ld                           | ۸۱/۲۲                         | ۲۸۸۸            | ۹/۳۸۴          | ۱۱۷/۱            | ۴۱/۷۱            | ۰/۰۴ | ۵/۸۳ |
| BH5        | ۰/۰۸۵          | ۷۶۷/۲           | ۴۷/۰۸                         | <۰/۰۵                         | <Ld                           | ND                            | ۷۸۶/۱           | ۱۵/۲۴          | ۵۵/۱             | ۱۲/۷۸            | ۰/۰۴ | ۰/۵۵ |
| SP4        | ND             | ۲۰۵۷۶           | ۹۱۳                           | <۰/۰۵                         | <Ld                           | ۱۵۸/۶                         | ۵۳۰۷            | ۱۱۲/۷          | ۱۰۵۸             | ۳۴۷/۱            | ۰/۳۱ | ۵/۲۴ |
| SP3        | ۳/۴۹           | ۲۴۶۴۷           | ۷۳۷                           | <۰/۰۵                         | <Ld                           | ۱۴۰/۳                         | ۵۲۰۸            | ۱۶۶/۷          | ۲۵۹۱             | ۶۷۵/۶            | ۰/۲۵ | ۳/۷۵ |

جدول ۳. نتایج آنالیز عناصر اصلی و فرعی رسوبات منطقه چشمه شتری (ppm).

| Sample No. | Al    | As    | Ba    | Cd    | Ce     | Co   | Cs   | Cu    | Ga   | Hf      | Fe      | K     | Li    | Mg    | Mn    | Mo     | Na     |
|------------|-------|-------|-------|-------|--------|------|------|-------|------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| A-1        | ۱۱۹۰۰ | ۴۶۰/۱ | ۱۴۶   | ۰/۰۴  | ۱۰۰/۴  | ۲/۰  | ۱/۰  | ۸/۸۹  | ۲/۳۷ | ۰/۲۰    | ۱۸۲۶۰۰  | ۴۳۰۰  | ۱۲/۴  | ۷۵۰۰  | ۲۴۳۸  | ۱۱/۰۴  | ۶۰۹۹۰  |
| A-2        | ۴۹۲۰۰ | ۱۳/۱  | ۵۱۴   | ۰/۱۵  | ۲۷/۴۴  | ۹/۱  | ۲/۸  | ۱۸۰/۳ | ۸/۱۵ | ۱/۱۵    | ۱۹۹۰۰   | ۱۴۲۰۰ | ۲۱/۶  | ۸۱۰۰  | ۱۷۴۸  | ۲/۱۱   | ۲۳۷۳۰  |
| A-3        | ۲۵۴۰۰ | ۲۶/۸  | ۸۹    | ۰/۰۱۵ | ۱۶/۵۳  | ۱۴/۳ | ۲/۳  | ۱۰/۳۵ | ۴/۸۰ | ۰/۶۱    | ۱۹۶۰۰   | ۷۷۰۰  | ۲۱/۳  | ۵۵۰۰  | ۲۰۳۴۳ | ۶/۵۶   | ۱۸۱۱۰  |
| A-4        | ۳۱۹۰۰ | ۴۹/۹  | ۴۶    | ۰/۰۷  | ۱۸/۷۰  | ۸/۶  | ۲/۵  | ۱۱/۴۷ | ۵/۶۱ | ۰/۷۲    | ۲۹۸۰۰   | ۹۵۰۰  | ۲۰/۴  | ۶۴۰۰  | ۷۳۵۳  | ۵/۶۲   | ۲۸۰۳۰  |
| A-5        | ۵۵۰۰  | ۴۱۱/۴ | ۸۴    | ۰/۰۱۵ | ۳/۹۶   | ۶/۱۶ | ۱/۸  | ۱۱/۵۰ | ۶/۹۵ | ۰/۱۱    | ۲۲۴۳۰۰  | ۳۸۰۰  | ۱۵/۹  | ۶۶۰۰  | ۱۳۳۳۰ | ۱۷۶/۶۹ | ۲۷۷۴۰  |
| A-6        | ۴۴۷۰۰ | ۲۳/۹  | ۴۱۸   | ۰/۱۴  | ۲۷/۴۵  | ۹/۹  | ۲/۲  | ۳۳/۶۰ | ۷/۲۰ | ۱/۰۴    | ۱۸۱۰۰   | ۱۲۰۰  | ۲۳/۴  | ۹۲۰۰  | ۷۰۱   | ۱/۶۸   | ۲۸۲۴۰  |
| A-7        | ۴۲۵۰۰ | ۵۰۴/۷ | ۵۵۷   | ۰/۰۷  | ۲۲/۸۹  | ۵/۵  | ۱/۸  | ۱۷/۴۷ | ۶/۸۷ | ۰/۹۰    | ۱۰۴۴۰۰  | ۱۲۵۰۰ | ۱۵/۳  | ۶۱۰۰  | ۵۱۹   | ۷/۲۷   | ۲۰۸۹۰  |
| A-8        | ۴۱۳۰۰ | ۵۶/۷  | ۵۳۷   | ۰/۱۶  | ۲۵/۱۱  | ۸/۰  | ۳/۱  | ۳۱/۸۹ | ۷/۰۷ | ۱/۰۴    | ۳۱۱۰۰   | ۱۲۰۰  | ۲۶/۷  | ۱۱۲۰۰ | ۲۲۳۸  | ۲/۶۹   | ۴۴۷۶۰  |
| A-10       | ۲۸۳۰۰ | ۲۹/۳  | ۹۶۸   | ۰/۲۱  | ۲۳/۷۱  | ۴۲/۲ | ۲/۲  | ۳۳/۰۶ | ۶/۵۷ | ۰/۷۲    | ۶۵۲۰۰   | ۹۷۰۰  | ۲۹/۹  | ۶۷۰۰  | ۱۳۳۳۰ | ۷۳/۱۸  | ۳۰۹۸۰  |
| CH-1       | ۱۲۰   | ۱۰۲/۸ | ۴۵۷/۹ | ۰/۱۹  | ۱۵/۳   | ۱۰/۹ | ۲    | ۹/۴   | ۲/۸۷ | ۰/۲     | ۳۴۱۹۳   | ۳۶۷۳  | ۱۹/۴  | ۷۵۷۸  | ۲۲۸۰۹ | ۳۰/۴   | ۷۸۵۵   |
| Ar-1       | ۴۵۴۳  | ۱۷۴۱۳ | ۵۰۹/۴ | ۰/۲۷  | ۱۰/۵   | ۱۸   | ۱/۲  | ۵/۲   | ۲/۳۵ | ۰/۱۳    | ۳۲۵۴۹۶  | ۱۶۰۵  | ۸/۱   | ۴۱۷۷  | ۲۱۴۵۹ | ۸۵/۲   | ۳۱۰۲۸  |
| Ar-2       | ۷۰۵۳  | ۷۱۶/۷ | ۱۴۹۸  | ۰/۲۹  | ۱۴/۹   | ۶۲/۵ | ۲/۶  | ۹/۱   | ۳/۸۹ | ۰/۱۵    | ۳۳۱۷۷۰  | ۲۳۷۰  | ۱۱/۸  | ۴۴۲۶  | ۴۶۸۵۸ | ۱۲/۱۵  | ۳۹۳۶۲  |
| Ar-3       | ۱۶۷۷۶ | ۵۸۶/۷ | ۳۹۱/۶ | ۰/۱۳  | ۲۴     | ۸/۴  | ۴/۶  | ۱۰/۶  | ۳/۷۲ | ۰/۳۳    | ۱۹۹۱۰۰۹ | ۴۳۴۵  | ۱۳/۷  | ۵۷۲۳  | ۷۵۶   | ۴۳/۵   | ۴۱۳۶۳  |
| CH-6       | ۴۰۹۳  | ۴۲/۳  | ۵۷/۸  | ۰/۰۷  | ۵      | ۱/۷  | ۰/۸  | ۶/۱   | ۰/۸۴ | ۰/۰۷    | ۱۸۲۰۵   | ۱۳۱۹  | ۸/۹   | ۵۷۱۵  | ۴۳۲   | ۰/۸    | ۱۷۵۴۵  |
| CH-7       | ۹۴۲۷  | ۴۱/۴  | ۱۵۴/۵ | ۰/۰۳  | ۹/۱    | ۵/۷  | ۲/۲  | ۱۱/۵  | ۲    | ۰/۱۷    | ۵۵۵۰۷   | ۲۴۸۵  | ۱۱۰۸  | ۴۷۵۳  | ۴۵۳۰  | ۴/۸    | ۱۳۵۴۶  |
| CH-2       | ۳۱۵۶  | ۵۱۸/۸ | ۱۱۴/۳ | ۰/۱۲  | ۱۱/۱   | ۵/۷  | ۰/۸  | ۵/۱   | ۱/۱  | ۰/۰۶    | ۲۹۴۳۱۹  | ۲۵۸۳  | ۷/۶   | ۷۱۱۳  | ۶۰۹۸  | ۵۵/۳   | ۱۴۸۳۷۶ |
| CH-5       | ۱۷۹۹  | ۱۷۸۸۲ | ۲۶/۸  | ۰/۵۱  | ۶      | ۰/۷  | ۱/۳  | ۱/۹   | ۰/۶۹ | ۰/۰۶    | ۵۴۳۸۰۷  | ۷۵۴   | ۱۱    | ۳۶۸۵  | ۶۰۵   | ۲۰۸/۳  | ۵۰۰۶   |
| Sample No. | Nb    | Ni    | P     | Pb    | S      | Sb   | Sc   | Sn    | Rb   | Sr      | Th      | Ti    | U     | V     | Y     | Zn     | Zr     |
| A-1        | ۱/۱۴  | ۸/۷   | ۱۴۰   | ۱۳/۴۳ | ۱۹۵۰۰  | ۰/۳۷ | ۱/۸  | ۰/۳   | ۱۴/۴ | ۱۱۷۵    | ۱/۱     | ۵۲۰   | ۳/۴   | ۱۹    | ۱۱/۳  | ۴۹۰/۷  | ۱۳/۲   |
| A-2        | ۴/۵۷  | ۲۲/۸  | ۴۰۰   | ۱۳/۶۳ | ۶۹۰۰   | ۰/۶۴ | ۶/۴  | ۰/۸   | ۴۵/۲ | ۱۶۹۸    | ۳/۹     | ۱۹۴۰  | ۱/۲   | ۶۰    | ۹/۵   | ۸۲/۲   | ۳۷/۴   |
| A-3        | ۳/۲۱  | ۱۸/۲  | ۲۴۰   | ۹/۱۰  | ۱۳۳۳۰۰ | ۰/۴۰ | ۳/۶  | ۰/۴   | ۲۹/۵ | ۱۵۶۰    | ۲/۱     | ۱۲۵۰  | ۱/۷   | ۲۴    | ۴/۶   | ۱۸۵/۱  | ۲۴/۹   |
| A-4        | ۳/۲۱  | ۱۷/۱  | ۲۷۰   | ۱۲/۴۵ | ۷۵۸۰۰  | ۰/۵۷ | ۴/۳  | ۰/۶   | ۳۱/۹ | ۱۹۰۹    | ۲/۵     | ۱۳۳۰  | ۲/۹   | ۳۷    | ۶/۳   | ۱۳۴/۵  | ۲۶/۳   |
| A-5        | ۰/۶۷  | ۱۹/۹  | ۶۰    | ۹/۷۹  | ۳۴۱۰۰  | ۰/۲۰ | ۰/۸  | ۰/۲   | ۱۲/۱ | ۳۷۴۰    | ۰/۵     | ۲۵۰   | ۱۴/۵  | ۳۷    | ۶/۹   | ۱۳۱۳/۵ | ۵/۲    |
| A-6        | ۴/۵۲  | ۲۳/۴  | ۳۸۰   | ۱۴/۵۴ | ۱۳۷۰۰  | ۰/۶۳ | ۵/۹  | ۰/۷   | ۳۸/۲ | ۱۲۲۶    | ۳/۵     | ۱۹۰۰  | ۱/۲   | ۶۰    | ۸/۹   | ۳۸/۱   | ۳۵/۱   |
| A-7        | ۳/۵۰  | ۱۳/۳  | ۳۳۰   | ۲۰/۸۲ | ۷۰۰    | ۰/۸۹ | ۴/۴  | ۰/۶   | ۳۴/۷ | ۱۰۵۹    | ۳/۰     | ۱۸۹۰  | ۱/۶   | ۵۰    | ۱۲/۲  | ۲۱۲/۲  | ۳۰/۵   |
| A-8        | ۴/۲۸  | ۲۲/۶  | ۳۸۰   | ۱۳/۳۴ | ۴۷۰۰   | ۰/۶۶ | ۵/۸  | ۰/۶   | ۳۹/۸ | ۲۲۵۱    | ۳/۳     | ۱۹۵۰  | ۱/۳   | ۶۰    | ۸/۹   | ۱۱۴/۵  | ۳۸/۶   |
| A-10       | ۳/۲۸  | ۴۴/۰  | ۳۲۰   | ۱۸/۳۲ | ۴۴۰۰   | ۰/۴۳ | ۴/۱  | ۰/۶   | ۲۹/۲ | ۱۱۱۱    | ۲/۶     | ۱۴۶۰  | ۵/۱   | ۱     | ۸/۵   | ۴۶۸/۸  | ۲۶/۰   |
| CH-1       | ۰/۹   | ۲۲    | ۳۴۴   | ۶/۴   | ۳۵۶۵   | ۰/۳  | ۴    | ۰/۴   | ۱۵/۸ | ۹۹۱/۴   | ۱/۹     | ۷۰۲   | ۱/۳۵  | ۳۵    | ۵/۷   | ۲۰۵/۷  | ۶/۵    |
| Ar-1       | ۰/۲   | ۱۱    | ۱۴۲   | ۲۱/۱  | ۳۶۱۶   | ۱/۲  | ۰/۷۵ | ۰/۲   | ۶/۸  | ۱۱۷۳/۶  | ۰/۶۷    | ۱۹۲   | ۱/۱۳  | ۱۰    | ۱۸/۲۳ | ۱۴۶۶/۹ | ۲/۷    |
| Ar-2       | ۰/۴   | ۱۳    | ۱۶۱   | ۴/۶   | ۹۸۱    | ۰/۷  | ۱    | ۰/۲   | ۱۰/۹ | ۱۲۹۰/۸  | ۰/۸۱    | ۳۵۸   | ۱۰/۸۶ | ۱۶    | ۱۴/۰۵ | ۱۲۲۸/۸ | ۴/۱    |
| Ar-3       | ۰/۸   | ۱۷    | ۳۲۳   | ۸     | ۴۵۱۱   | ۰/۴  | ۵    | ۰/۵   | ۲۲/۴ | ۱۰۹۲۹/۵ | ۲/۲۸    | ۷۶۷   | ۴/۵۳  | ۵۰    | ۸/۳۴  | ۶۸۲/۱  | ۸/۵    |
| CH-6       | ۰/۴   | ۷     | ۱۲۹   | ۲/۸   | ۶۱۷۶۸  | ۰/۱  | ۱    | ۰/۲   | ۵/۳  | ۱۰۰۰/۷  | ۰/۷۸    | ۲۹۸   | ۰/۳۱  | ۱۷    | ۱/۷   | ۳۵/۴   | ۲/۸    |
| CH-7       | ۰/۹   | ۱۱    | ۲۲۴   | ۶/۶   | ۹۷۵۶۴  | ۰/۳  | ۳    | ۰/۴   | ۱۲   | ۳۲۲۰/۶  | ۱/۳۴    | ۶۶۰   | ۱/۳۲  | ۳۵    | ۳/۲۷  | ۲۱۲/۱  | ۵/۳    |
| CH-2       | ۰/۴   | ۱۰    | ۱۷۲   | ۶/۹   | ۳۹۵۰   | ۰/۴  | ۰/۷۵ | ۰/۲   | ۵/۲  | ۷۵۱/۴   | ۰/۷۱    | ۲۲۹   | ۷/۸   | ۱۸    | ۷/۰۹  | ۹۲۵/۵  | ۲/۱    |
| CH-5       | ۰/۵   | ۳     | ۸۵    | ۵۸/۱  | ۳۴۰۸   | ۲    | ۰/۷۵ | ۰/۱۵  | ۳/۳  | ۱۶۱۷/۱  | ۰/۲۷    | ۱۰۲   | ۱۵/۴۷ | ۱۲    | ۱۶/۹۹ | ۸۸۷/۵  | ۱/۱    |



شکل ۲. نمودار پای پر نمونه‌های آب گمانه‌های منطقه آیرکان و چشمه‌های منطقه چشمه‌شتری.

### ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

عناصر نادر خاکی به طور وسیعی جهت استنباط فرایندهای ژئوشیمیایی گوناگون به کار می‌روند. شناخت رفتار این عناصر می‌تواند پاسخ‌گوی بسیاری از ابهامات و سوالات پیرامون نحوه کانه‌زایی‌های احتمالی و واکنشهای سنگ/آب در محیطهای ژئوشیمیایی و هیدروژئوشیمیایی باشد، زیرا REEها همچون ایزوتوپ‌های پایدار نقش اساسی در نمایش منشأ مواد معدنی و تکامل مایعات کانه‌دار دارند. آبهای زیرزمینی می‌توانند ماهیت REE خود را از سنگهایی که از بین آنها عبور کرده‌اند گرفته و بنابراین شناخت نحوه مهاجرت این عناصر در محیطهای طبیعی برای فهم فرایندهای شیمیایی کنترل‌کننده تحرک آنها مناسب است [۹-۱۱]. بررسی خصوصیات عناصر نادر خاکی در رسوبات منطقه چشمه‌شتری و سنگهای گرانیت آیرکان (شکل ۳، جداول ۴ و ۵) بیان‌کننده شباهت الگوی توزیع REEها در گرانیت آیرکان و رسوبات منطقه چشمه‌شتری که از آب چشمه‌های این منطقه ته نشست یافته‌اند، می‌باشد. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که REEهای موجود در این رسوبات، ویژگیهای خود را از گرانیت آیرکان گرفته‌اند. به گونه‌ای که با برهمکنش سنگ/آب (گرانیت/آب) در منطقه آیرکان و هوازدگی گرانیت آیرکان، REEها از این

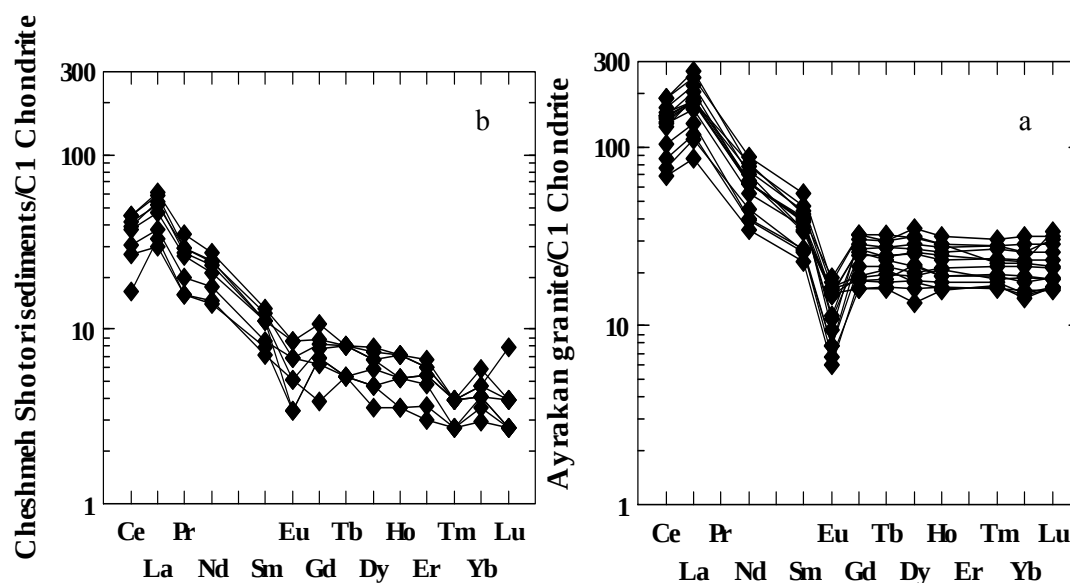
گرانیت آزاد، به آبهای زیرزمینی وارد شده و در نهایت در رسوبات منطقه چشمه‌شتری ته نشست یافته‌اند.

### آنالیز خوشه‌ای

آنالیز خوشه‌ای عناصر اندازه‌گیری شده در رسوبات منطقه چشمه‌شتری بر اساس نمودار درختی (دندوگرام) نشان می‌دهد که اورانیوم، آهن، مولیبدن و روی تحت ضریب تشابه بالا به هم متصل شده‌اند (شکل ۴)، چند دلیل برای این ظریب تشابه بسیار بالا وجود دارد:

۱- عناصر مولیبدن و روی از عناصر ردیاب ذخایر اورانیوم و به خصوص در ذخایر رسوبی اورانیوم هستند که می‌تواند به عنوان عامل مناسبی در اکتشاف ذخایر اورانیوم در این مناطق به حساب آید.

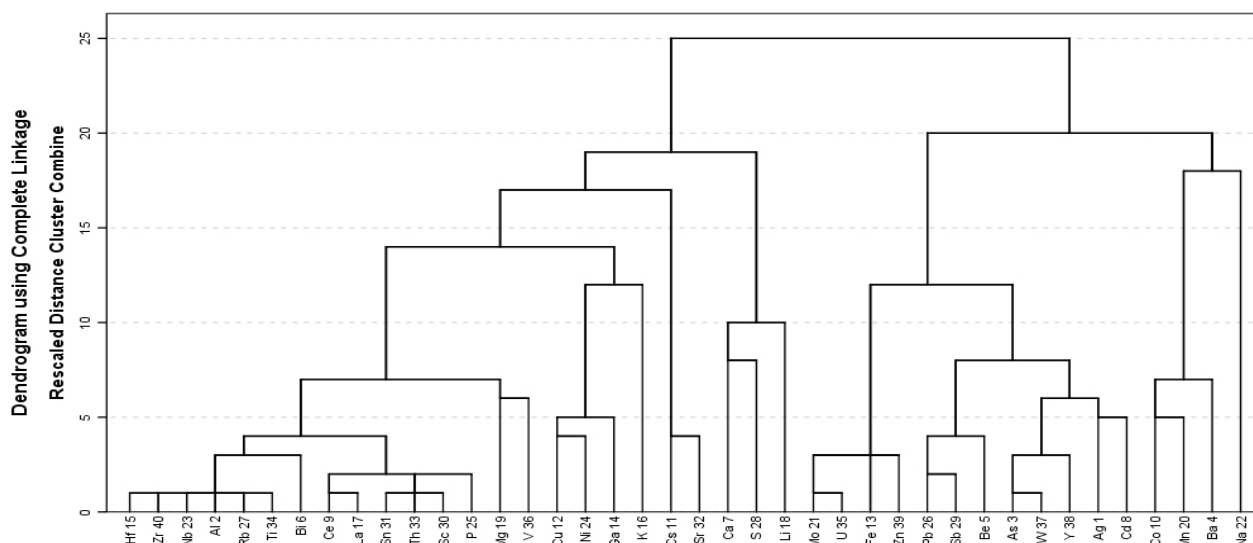
۲- اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تمایل بسیار زیادی برای جذب سطحی اورانیوم (یون اورانیل) دارند که ضریب تشابه بالای اورانیوم و آهن احتمالاً نشان‌دهنده جذب سطحی اورانیوم توسط اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن است. مطالعه رسوبات موجود در منطقه چشمه‌شتری نیز نشان‌دهنده وجود توالی تکرار شونده از لایه‌های اکسیدی قرمز رنگ (A-1)، ته نشست یافته از چشمه‌های این منطقه است (شکل ۵).



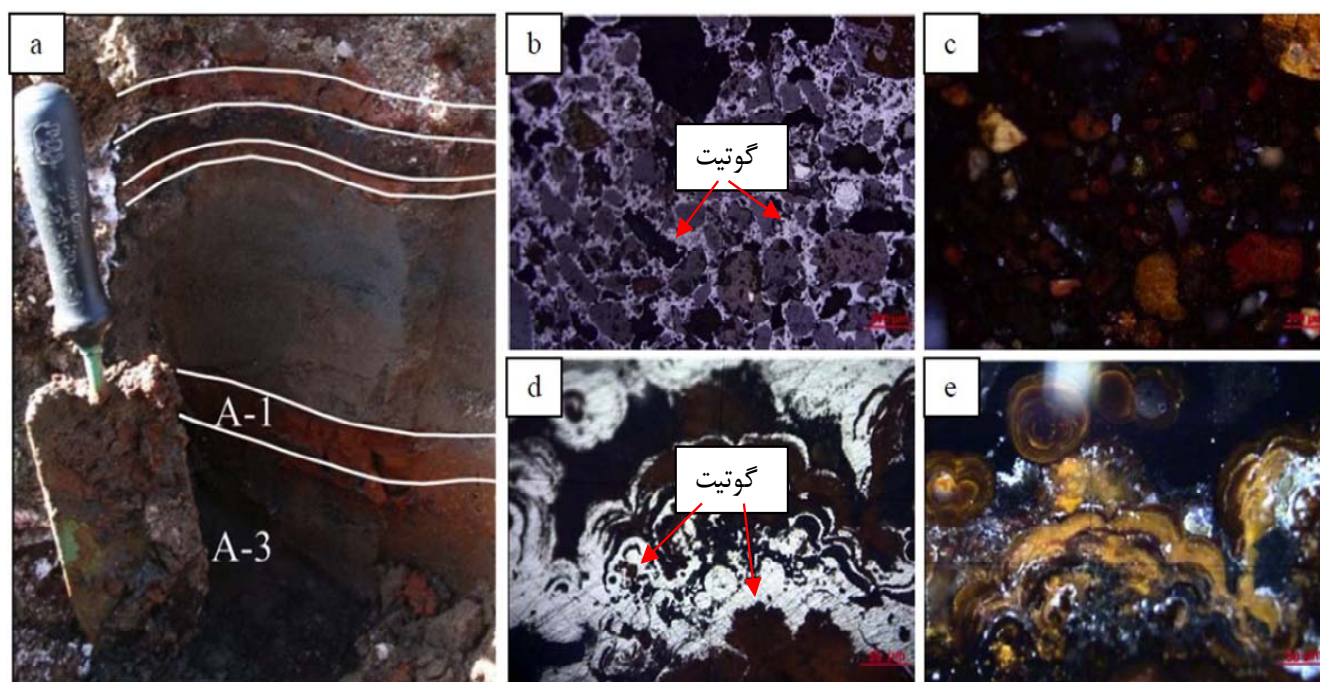
شکل ۳. الگوی به‌هنگار شده REE نسبت به کندریت (a) گرانیت آیرکان، (b) رسوبات منطقه چشمه‌شتری.

رسوبات با مقاومت مخصوص ظاهری کمتر از ۱ در سطح و اعماق است [۱۴]. محاسبه ضرایب همبستگی میان مؤلفه‌های مختلف اندازه‌گیری شده نشان می‌دهد که عناصری که ضریب تشابه بالایی در نمودار درختی با اورانیوم دارند، همبستگی بالایی نیز با این عنصر نشان می‌دهند. بیشترین همبستگی بین U و Mo (۰/۹۶) و سپس روی و آهن وجود دارد. که همبستگی بالای اورانیوم و آهن نیز می‌تواند دلیل دیگری بر جذب سطحی اورانیوم توسط آهن باشد (شکل ۷، جدول ۷).

مطالعه XRD رسوب این لایه بیان‌کننده حضور بالای گوتیت در لایه‌های اکسیدی قرمز رنگ می‌باشد (شکل ۶، جدول ۶). گوتیت ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) تمایل زیادی برای جذب سطحی یون اورانیل ( $\text{UO}_2^{2+}$ ) دارد، در نتیجه جذب سطحی اورانیوم توسط گوتیت و هیدروکسیدهای آهن می‌تواند علت ضریب تشابه بالای بین اورانیوم و آهن باشد [۱۲-۱۳]. وجود چنین توالی تکرار شونده و حضور هیدروکسیدهای آهن (گوتیت) در اعماق بیشتر نیز متصور است چرا که مطالعات ژئوفیزیکی با روش مقاومت‌سنجی در مناطق مورد مطالعه نیز نشان‌دهنده حضور



شکل ۴. دندوگرام آنالیز خوشه‌ای نمونه‌های رسوب منطقه چشمه‌شتری.



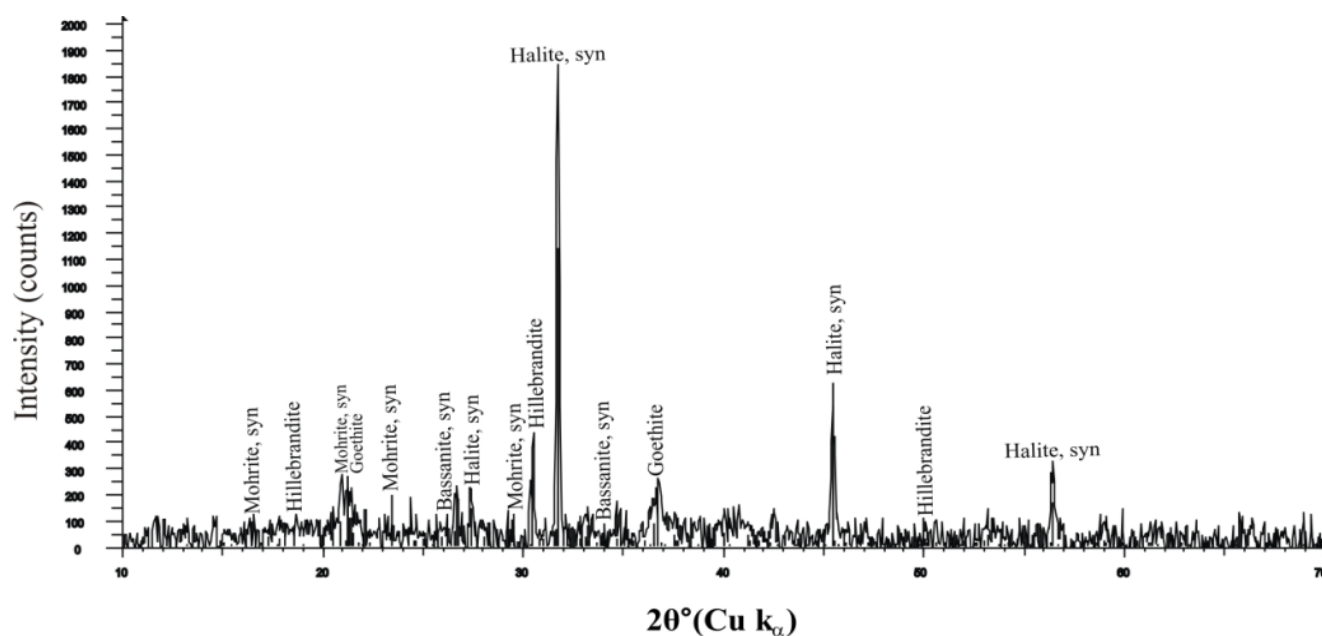
شکل ۵. (a) توالی تکرار شونده رسوبات قرمز رنگ (گوتیت) و تیره رنگ، (b) گوتیت به صورت بین دانه‌ای در نور RPPL، (c) شکل b در نور RXPL، (d) گوتیت با بافت بوتروئید در نور RPPL، (e) شکل d در نور RXPL.

جدول ۴. نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر نادر خاکی (ppm) گرانیات آیرکان (اقتباس از [۷]).

| Type       | granite | granite | granite | granite | granite | granite | granite | granite | granite | granite | granite | granite | granite | granite | granite | granite |
|------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Sample No. | A1      | A2      | A3      | A4      | A6      | A10     | A11     | A12     | A20     | A21     | A23     | A24     | A26     | A27     | A28     | A30     |
| La         | ۴۰/۰۴   | ۴۲/۷۵   | ۴۲/۸۲   | ۴۲/۴۴   | ۳۸/۴۷   | ۶۲/۹۷   | ۵۲/۴۱   | ۴۴/۶۷   | ۳۱/۷۸   | ۴۸/۴۲   | ۲۰/۶۲   | ۲۶/۰۴   | ۲۷/۹۶   | ۴۲/۵۴   | ۵۷/۶۴   | ۴۱/۵۷   |
| Ce         | ۸۹/۰۲   | ۹۲/۱۷   | ۸۹/۷۲   | ۹۵/۱۶   | ۸۲/۸۶   | ۱۱۵/۱   | ۱۰۰/۵۷  | ۷۹      | ۶۳/۰۷   | ۹۱/۴۴   | ۴۲/۴۶   | ۴۶/۳۶   | ۵۲/۲۲   | ۸۴/۳۴   | ۱۱۵/۱۲  | ۸۷/۰۷   |
| Nd         | ۴۲/۳۸   | ۳۷/۴۶   | ۲۸/۸۵   | ۳۴      | ۲۵/۶    | ۳۶/۱۱   | ۳۲/۶۳   | ۳۰/۳۳   | ۱۸/۳۷   | ۲۹/۱    | ۱۶/۱۱   | ۲۰/۸۲   | ۱۸/۱۷   | ۲۹/۳۷   | ۴۰/۹۵   | ۲۹/۲۷   |
| Sm         | ۵/۹۷    | ۶/۵۱    | ۶/۰۹    | ۶/۷۳    | ۵/۵۳    | ۷/۰۹    | ۵/۲۳    | ۵/۱۹    | ۴/۱۱    | ۶/۱۶    | ۳/۴۸    | ۴       | ۳/۹۸    | ۵/۸۵    | ۸/۴۳    | ۶       |
| Eu         | ۰/۷۲    | ۰/۵۵    | ۰/۶۶    | ۰/۸۶    | ۰/۸۶    | ۰/۹۵    | ۰/۹۴    | ۰/۸۸    | ۰/۴۵    | ۱/۰۹    | ۰/۳۵    | ۰/۳۹    | ۰/۴۵    | ۰/۸۸    | ۱/۰۲    | ۰/۶۴    |
| Gd         | ۶/۶۴    | ۶/۲۷    | ۵/۸۳    | ۳/۷۹    | ۵/۴۸    | ۳/۹۲    | ۳/۶۴    | ۳/۳     | ۴/۴۵    | ۶/۵۹    | ۳/۶۷    | ۳/۳     | ۵/۳۴    | ۵/۴۹    | ۶/۶۱    | ۵/۱     |
| Tb         | ۱/۱۹    | ۱/۱۱    | ۱/۰۲    | ۰/۷۳    | ۰/۹۱    | ۰/۷۷    | ۰/۶۶    | ۰/۶     | ۰/۸۱    | ۱/۲     | ۰/۶۸    | ۰/۶۱    | ۰/۸۷    | ۱/۰۳    | ۱/۱۲    | ۰/۹۲    |
| Dy         | ۸/۱۹    | ۸/۸۶    | ۷/۲۶    | ۴/۷۹    | ۶/۶     | ۴/۴۸    | ۴/۵۶    | ۳/۴۳    | ۵/۰۸    | ۷/۹۱    | ۵/۵۳    | ۴/۱۲    | ۵/۴۹    | ۶/۸۸    | ۸/۱     | ۶/۴۵    |
| Ho         | ۱/۴۸    | ۱/۷۹    | ۱/۵۶    | ۱/۱۷    | ۱/۳۹    | ۰/۹۱    | ۰/۹۹    | ۰/۸۹    | ۱/۱۸    | ۱/۶۱    | ۱/۰۷    | ۰/۹۳    | ۱/۰۷    | ۱/۴۷    | ۱/۶۲    | ۱/۳۱    |
| Tm         | ۰/۶۹    | ۰/۷۷    | ۰/۷۱    | ۰/۴۷    | ۰/۵۹    | ۰/۴۲    | ۰/۴۵    | ۰/۴۳    | ۰/۵۵    | ۰/۵۷    | ۰/۴۹    | ۰/۴۱    | ۰/۴۸    | ۰/۶۸    | ۰/۷۲    | ۰/۶۱    |
| Yb         | ۴/۱۵    | ۵/۳۴    | ۴/۸۲    | ۳/۱۶    | ۳/۹۱    | ۲/۵۴    | ۲/۶     | ۲/۴۳    | ۳/۶۲    | ۳/۸     | ۳/۲۱    | ۲/۶۸    | ۲/۹۶    | ۴/۳۷    | ۴/۴۱    | ۳/۹۴    |
| Lu         | ۰/۶۹    | ۰/۸۱    | ۰/۷۲    | ۰/۴۶    | ۰/۸۵    | ۰/۴۱    | ۰/۴۲    | ۰/۴۲    | ۰/۵۳    | ۰/۵۵    | ۰/۴۶    | ۰/۴     | ۰/۴۷    | ۰/۷۷    | ۰/۶۶    | ۰/۵۹    |

جدول ۵. نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر نادر خاکی (ppm) رسوبات منطقه چشمه‌شتری.

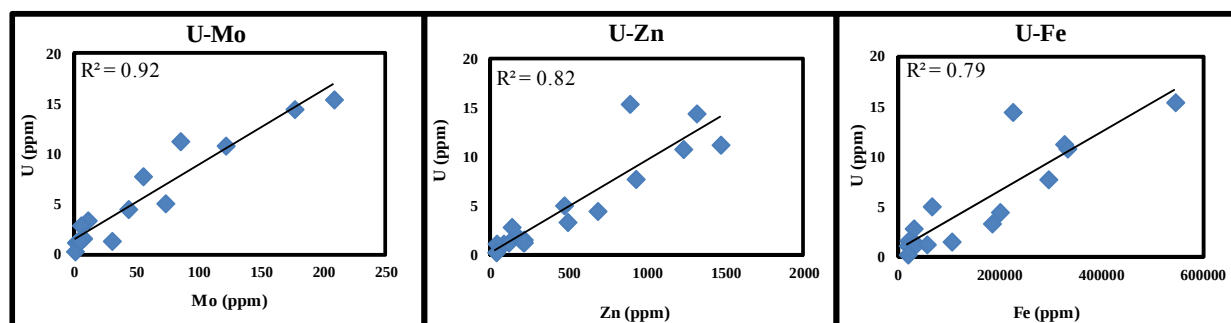
| Type      | sediment | sediment | sediment | sediment | sediment | sediment | sediment | sediment |
|-----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Sample No | A-1      | A-2      | A-3      | A-4      | A-5      | A-7      | A-8      | A-10     |
| La        | ۷/۸      | ۱۴/۴     | ۷        | ۸/۹      | ۲/۲      | ۱۱/۱     | ۱۲/۳     | ۱۲/۸     |
| Ce        | ۱۰/۰۴    | ۲۷/۴۴    | ۱۶/۵۳    | ۱۸/۷     | ۳/۹۶     | ۲۲/۸۹    | ۲۵/۱۱    | ۲۳/۷۱    |
| Pr        | ۱/۵      | ۳/۳      | ۱/۵      | ۱/۹      | ۰/۴      | ۲/۵      | ۲/۸      | ۲/۶      |
| Nd        | ۶/۵      | ۱۲/۹     | ۶/۸      | ۸/۱      | ۱/۹      | ۹/۹      | ۱۱/۴     | ۱۰/۹     |
| Sm        | ۱/۲      | ۲        | ۱/۱      | ۱/۳      | ۰/۳      | ۱/۷      | ۱/۹      | ۱/۷      |
| Eu        | ۰/۲      | ۰/۵      | ۰/۳      | ۰/۴      | ۰/۰۷     | ۰/۳      | ۰/۴      | ۰/۲      |
| Gd        | ۱/۴      | ۲/۲      | ۰/۸      | ۱/۳      | ۰/۳      | ۱/۶      | ۱/۷      | ۱/۴      |
| Tb        | ۰/۲      | ۰/۳      | ۰/۲      | ۰/۲      | ۰/۰۷     | ۰/۳      | ۰/۳      | ۰/۲      |
| Dy        | ۱/۵      | ۱/۹      | ۰/۹      | ۱/۲      | ۰/۵      | ۲        | ۱/۷      | ۱/۲      |
| Ho        | ۰/۳      | ۰/۴      | ۰/۲      | ۰/۲      | ۰/۰۷     | ۰/۴      | ۰/۳      | ۰/۳      |
| Er        | ۰/۹      | ۱/۱      | ۰/۵      | ۰/۶      | ۰/۳      | ۱        | ۰/۹      | ۰/۸      |
| Tm        | ۰/۱      | ۰/۱      | ۰/۰۷     | ۰/۰۷     | ۰/۰۷     | ۰/۱      | ۰/۱      | ۰/۰۷     |
| Yb        | ۰/۷      | ۱        | ۰/۵      | ۰/۶      | ۰/۲      | ۰/۸      | ۰/۷      | ۰/۷      |
| Lu        | ۰/۰۷     | ۰/۱      | ۰/۰۷     | ۰/۰۷     | ۰/۰۷     | ۰/۲      | ۰/۱      | ۰/۰۷     |



شکل ۶. الگوی پراش اشعه X رسوب قرمز رنگ (نمونه A-1).

جدول ۶. نتایج مطالعه XRD لایه قرمز رنگ (نمونه A-1).

| Compound Name | Formula                                                                              | PDF Number | Concentration (% W/W) |
|---------------|--------------------------------------------------------------------------------------|------------|-----------------------|
| Goethite      | FeO(OH)                                                                              | ۲۲-۰۷۲۳    | ۱۸/۹                  |
| Halite, syn   | NaCl                                                                                 | ۰۵-۰۶۲۸    | ۲۱/۵                  |
| Hillebrandite | Ca <sub>2</sub> (SiO <sub>3</sub> )(OH) <sub>2</sub>                                 | ۴۲-۰۵۳۸    | ۲۲                    |
| Mohrite, syn  | (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Fe(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> ·6H <sub>2</sub> O | ۳۵-۰۷۶۴    | ۲۲                    |
| Gismondine    | CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> ·4H <sub>2</sub> O                  | ۲۰-۰۴۵۲    | ۱۵/۲                  |



شکل ۷. نمودارهای همبستگی اورانیوم با مولیبدن، روی و آهن.

جدول ۷. محاسبه ضرایب همبستگی عناصر مختلف نمونه‌های رسوب منطقه چشمه‌شتری.

| Correlation range   | Element | Positive correlation | Negative correlation    |
|---------------------|---------|----------------------|-------------------------|
| $\pm < 0/1$         | U       | Sr-Ba                |                         |
| $\pm 0/1 - \pm 0/2$ | U       |                      | Na                      |
| $\pm 0/2 - \pm 0/3$ | U       |                      | Cs-Ni-Ga-Li             |
| $\pm 0/3 - \pm 0/4$ | U       | Mn                   | K-S                     |
| $\pm 0/4 - \pm 0/5$ | U       |                      | Cu-V                    |
| $\pm 0/5 - \pm 0/6$ | U       | Pb-Cd-Co-Sb          | Al-Ce-La-Mg-Zr-Hf-Nb-Rb |
| $\pm 0/6 - \pm 0/7$ | U       | Y                    | Th-Ti- Ca-Sc-Sn         |
| $\pm 0/7 - \pm 0/8$ | U       | As-W                 | P                       |
| $\pm 0/8 - \pm 0/9$ | U       | Fe                   |                         |
| $\pm 0/9 - 1$       | U       | Mo-Zn                |                         |

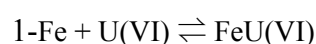
## جذب سطحی

اورانیوم (VI) در محیطهای زیر سطحی به شدت توسط واکنشهای جذب سطحی/دفع سطحی در ارتباطهای جامد/محلول تحت تأثیر قرار می‌گیرد [۱۵-۲۱]. جذب سطحی یون اورانیل در حقیقت یک مرحله اضافی قبل از تمرکز و شکل‌گیری تعداد زیادی از کانه‌های اورانیوم احیا یا اکسید شده می‌باشد و مقدار زیادی از کانه‌های اورانیوم با جذب سطحی گونه‌های یون اورانیل از آب زیرزمینی توسط هیدروکسیدهای آهن شکل می‌گیرند [۲۲]. جذب سطحی یون اورانیل بر روی مواد آلی و غیر آلی از مهمترین فرآیندهای تمرکز اورانیوم در محیطهای آبی دمای پایین است. عناصر آهن به خوبی یون اورانیل را جذب و احیا می‌کنند [۲۳]. اکسیدها و

هیدروکسیدهای آهن مانند گوتیت ظرفیت بالایی در جذب یون اورانیل دارند [۱۶-۳۰]. کانه‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن که نقش جذب را دارند بسته به گستره pH شارژ سطحی گوناگونی دارند [۳۱، ۳۲]. وقتی pH پایین است شارژ سطحی به شدت مثبت می‌باشد که در این شرایط تمرکز اورانیوم محلول به دلیل دفع یون اورانیل از سطح جاذبها بالا می‌باشد. اما وقتی میزان pH افزایش یابد جذب سطحی کاتیونها افزایش می‌یابد [۲۲-۳۱]، به گونه‌ای که از pH=۴/۵-۵/۵ جذب سطحی به شدت افزایش یافته و سپس از pH=۵/۵-۷/۵ روند یکنواختی نشان می‌دهد. در این pH انتقال U(VI) به وسیله جذب سطحی هیدروکسیدهای آهن محدود شده و U(VI) شدیداً جذب می‌گردد [۱۶، ۲۶، ۲۷]. سپس در pH=۷/۵-۸/۵

شمال‌غربی منطقه و در گمانه‌های مجاور گرانیات آیرکان و حداکثر میزان توریم محلول در منطقه چشمه‌شتری و در نمونه‌های آب چشمه‌های این منطقه وجود دارد. با توجه به مطالعه عناصر نادر خاکی رسوبات چشمه‌های منطقه چشمه‌شتری و هیدروشیمی آبهای زیرزمینی، گرانیات آیرکان را به عنوان منشأ رسوبات محلول در آبهای زیرزمینی مناطق مورد مطالعه و مهمترین زون تغذیه آبهای زیرزمینی نشان می‌دهد، در نتیجه روندهای مشاهده شده منطقی نیست. زیرا اگرچه نسبت اورانیوم به توریم در نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه چشمه‌شتری بالاست ولی به دلیل تحرک بسیار کمتر توریم نسبت به اورانیوم در محیطهای آبدار [۲۲، ۳۹]، روندهای موجود قابل تأمل می‌باشد. تمرکز توریم در آب طبیعی (۹- pH=۵) به ندرت از ۱ ppb اضافه‌تر می‌شود. این تمرکز ناچیز توریم ترکیبی از میزان پایین انحلال کانه‌های توریم‌دار و تحرک کم توریم می‌باشد [۳۶]. انحلال توریم با کمپلکس سازی این عنصر با عوامل کمپلکس‌ساز افزایش می‌یابد. پایدارترین کمپلکس‌های توریم در آبهای طبیعی شامل کمپلکس‌های سولفات و فلوریدی در pHهای اسیدی (۴/۵ < pH)، کمپلکس‌های فسفات در pHهای اسیدی تا نزدیک به خنثی (با حضور ۱۰ ppm فسفات محلول) و به خصوص کمپلکس‌های هیدروکسیدی توریم،  $(Th(OH)_4^0)$  در pHهای آلفالان و نزدیک به خنثی می‌باشد که کمپلکس هیدروکسیدی مهمترین و فراوان ترین کمپلکس توریم است [۲۲، ۳۱، ۳۶، ۳۹].

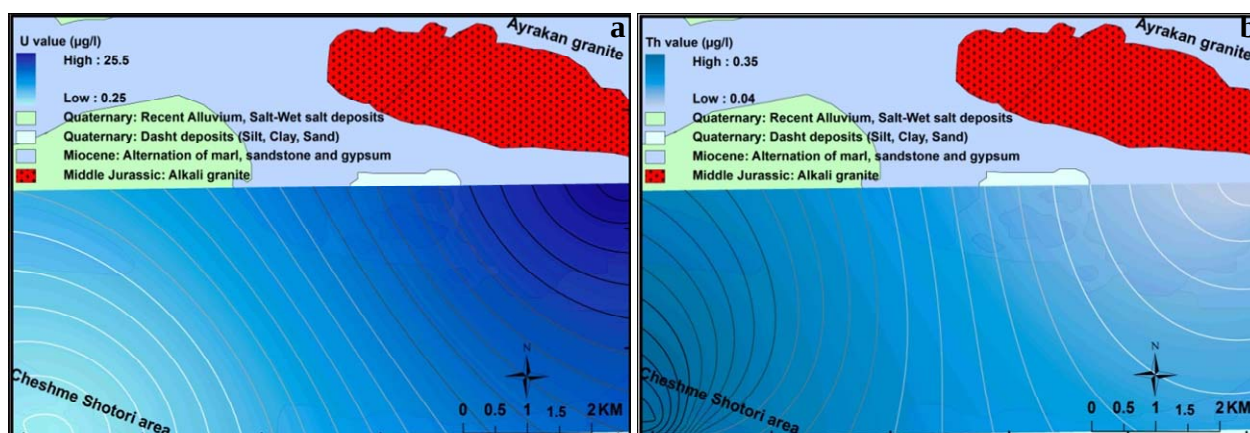
جذب سطحی به شدت کاهش می‌یابد [۳۳]. احیا ممکن است در ادامه جذب سطحی اورانیوم محلول در آب صورت پذیرد. احتمالاً مقدار زیادی از کانه‌های اورانیوم با جذب سطحی گونه‌های یون اورانیل از آب زیرزمینی توسط آهن و پیرو آن احیا شکل می‌گیرند [۲۲]. احیای  $UO_2^{2+}$  توسط آهن (احیای U (VI) به U(IV) ابتدا توسط کانترو و همکاران [۳۴]، ارائه گردید. جذب سطحی U(VI) و متعاقباً احیای آن به U(IV) توسط آهن به ترتیب طی معادله‌های زیر صورت می‌گیرد [۳۵]:



بیشترین درصد کل اورانیوم که در یک سیستم آب- رسوب جذب شده است در پایین ترین سطوح انحلال پذیری اورانیوم قرار دارد [۲۵، ۳۶، ۳۷]. دامنه pH آبهای زیرزمینی مناطق مورد مطالعه هم نشان می‌دهد که در این گستره pH جذب سطحی اورانیوم توسط هیدروکسیدهای آهن غالب می‌باشد.

#### نقشه‌های هم مقدار اورانیوم و توریم

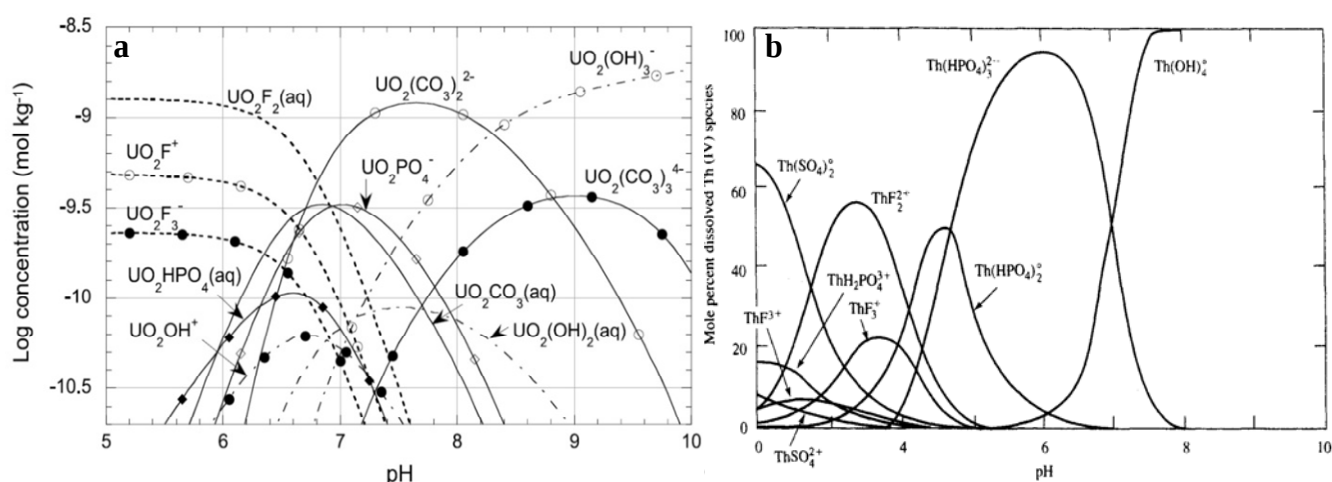
برای به دست آوردن تصوّر کلی از روند تغییرات اورانیوم و توریم در محیط هیدروژئوشیمیایی مناطق مور مطالعه، می‌توان از نقشه‌های هم مقدار این عناصر استفاده کرد. به دلیل پراکندگی ایستگاههای اندازه‌گیری برای ترسیم این نقشه‌ها از روش درون‌یابی کریجینگ که مناسب توزیع‌های ناهمگن است، استفاده شد [۳۸]. منحنیهای هم مقدار U و Th (شکل ۸) نشان می‌دهد که روندهای مربوط به این عناصر به هیچ وجه از هم تبعیت نکرده و حداکثر میزان اورانیوم محلول در بخش



شکل ۸. (a) نقشه هم مقدار اورانیوم (b) نقشه هم مقدار توریم.

کمپلکس‌های توریم به دلیل آبکافت این کمپلکس، یون  $\text{Th}^{4+}$  با  $\text{H}_3\text{O}^+$  برای جذب سطحی رقابت کرده و در نتیجه جذب سطحی توریم کاهش یافته و توریم متحرک می‌ماند [۳۶]، در مقابل اورانیوم به شدت توسط هیدروکسیدهای آهن جذب می‌گردد. دلایل فوق بیان می‌کند که جذب سطحی اورانیوم و دفع توریم، دلیل حمل بیشتر توریم از گرانت آیرکان به سمت منطقه چشمه‌شتری علی‌رغم تحرک کمتر توریم در محیط‌های آبدار دما پایین می‌باشد. بنابراین تحرک و انتقال اورانیوم در آب‌های زیرزمینی به شدت با جذب سطحی توسط هیدروکسیدهای آهن (گوتیت) در عمق و در منطقه آیرکان (گرانت آیرکان) و منطقه چشمه‌شتری کنترل شده است.

در دامنه pH آب‌های زیرزمینی مناطق آیرکان و چشمه شتری (۴/۸۹-۷/۶۷) و به دلیل پایین بودن یون فسفات ( $< 0.05 \text{ mg/l}$ ) هیدروکسید توریم ( $\text{Th}(\text{OH})_4^0$ ) عامل کمپلکس‌ساز با توریم در این آب‌ها می‌باشد (شکل ۹b). در pH نزدیک به خنثی و آلکان پایدارترین کمپلکس‌های اورانیوم کمپلکس‌های فسفات و کربناته می‌باشند [۲۲، ۴۰-۴۴]، که با توجه به دامنه pH آب‌های زیرزمینی مناطق مورد مطالعه و پایین بودن یون فسفات ( $< 0.05 \text{ mg/l}$ ) کمپلکس‌های کربناته عامل کمپلکس‌ساز با اورانیوم هستند (شکل ۹a). جذب سطحی توریم همچون اورانیوم توسط اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن با افزایش pH (۵-۷/۵) افزایش می‌یابد. اما درمورد کمپلکس‌های هیدروکسیدی برخلاف سایر



شکل ۹. کمپلکس‌های (a) اورانیوم [۴۱]، (b) توریم [۳۱] در محیط‌های آبی دما پایین.

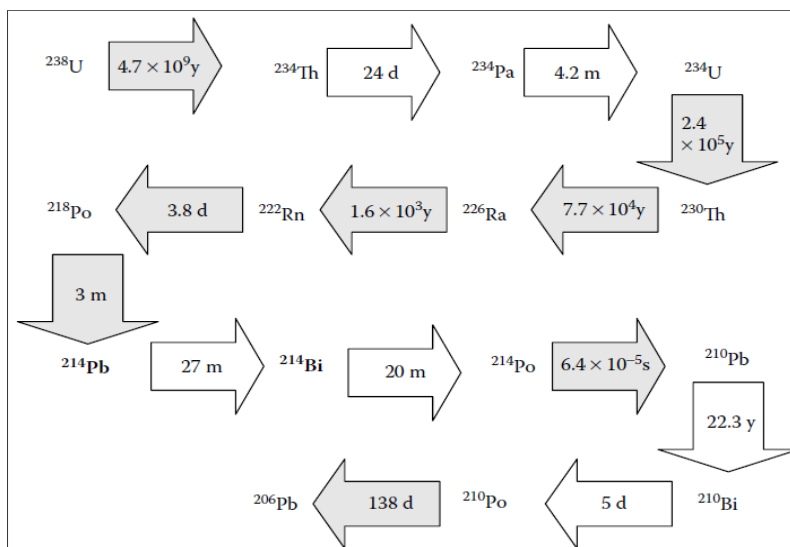
نیمه‌عمر از هسته دختر، فعالیت هسته مادر و دختر با هم یکی می‌شود که به اصطلاح گفته می‌شود نمونه به تعادل رسیده است [۴۶]. زنجیره واپاشی  $^{238}\text{U}$  را در شکل (۱۰) مشاهده می‌کنید [۴۷]. به منظور به تعادل رسیدن فعالیت رادیواکتیو بین هسته‌های مادر و دختر نمونه رسوب مورد نظر مطابق با نمونه استاندارد (نمونه استاندارد دارای ویژگی‌ها و فعالیت معلوم است) از مش ۱۸۰، به میزان ۵۰۰ گرم عبور داده شد و درون ظرف مارینلی به خوبی ایزوله گردید تا ارتباط آن با فضای بیرون قطع شود و گاز رادون نتواند به بیرون فرار کند. (شکل ۱۱) سپس به مدت ۷ نیمه عمر (حداقل ۳۵ روز) صبر شد تا دختر هسته‌های تولیدی به حالت تعادل با  $^{226}\text{Ra}$  و  $^{222}\text{Rn}$  برسند.  $^{226}\text{Ra}$  با گسیل یک ذره آلفا، تبدیل به گاز  $^{222}\text{Rn}$  با

#### تشخیص و تعیین میزان هسته پرتوزا

با توجه به میزان بسیار بالای پرتوزایی مواد رادیواکتیو در منطقه چشمه‌شتری، نمونه رسوب A-3 که حاصل ته نشست از یکی از چشمه‌های این منطقه است (شکل ۵) به منظور تعیین فعالیت هسته پرتوزا توسط دستگاه HPGc مورد آنالیز قرار گرفت. اساس کار در روش طیف‌سنجی گاما با استفاده از آشکارساز HPGc، برای نمونه‌های محیطی بر مبنای به تعادل رسیدن فعالیت رادیواکتیو بین هسته‌های مادر و دختر است [۴۵]. در واپاشی‌های زنجیره‌ای، هسته مادر به هسته دختر واپاشیده می‌شود و ممکن است هسته دختر هم به دیگر دختر هسته‌ها واپاشی کند. اگر نیمه عمر هسته مادر، بسیار بزرگتر از نیمه‌عمر هسته دختر باشد، بعد از گذشت زمان ۷

واپاشی در واحد زمان است)، باید تعداد شمارش انجام شده از نمونه مورد اندازه‌گیری را با تعداد شمارش شده از نمونه استاندارد مقایسه کرد و فعالیت نمونه مجهول را به دست آورد [۴۸، ۴۶]. بنابر این از هر ۲ نمونه مجهول و استاندارد توسط آشکارساز HPGe طیف گرفته شد (شکل ۱۲).

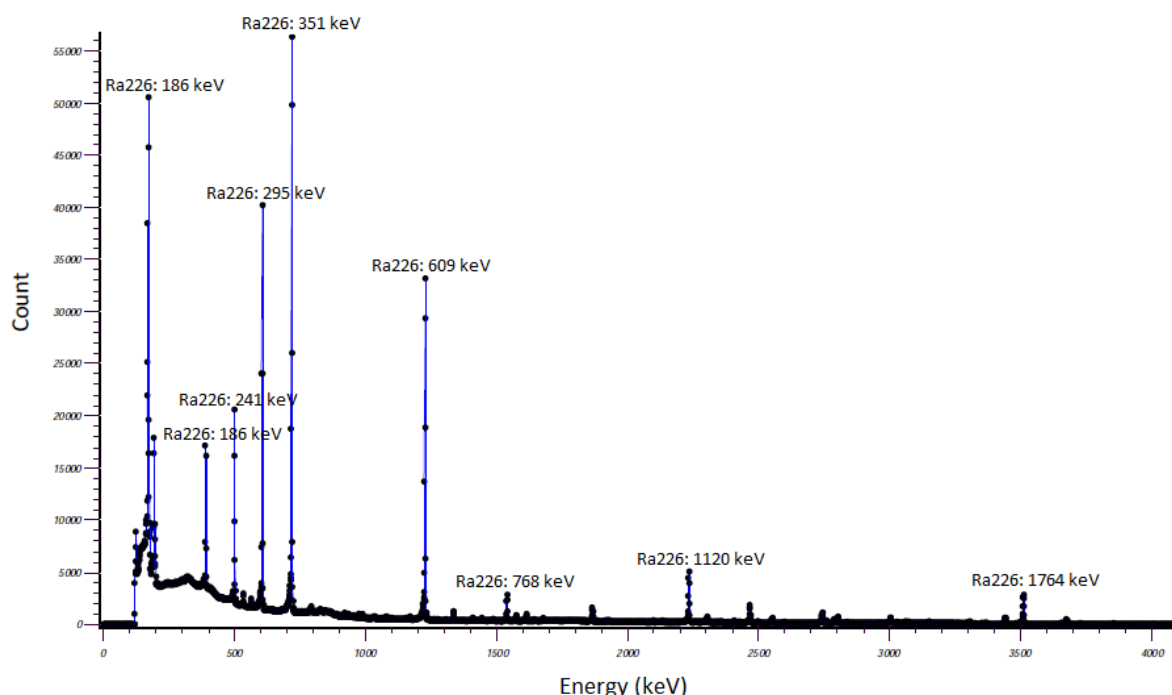
نیمه‌عمر  $3/8$  روز تبدیل می‌شود [۴۸]. جهت تعیین فعالیت  $^{238}\text{U}$  باید فعالیت  $^{226}\text{Ra}$  اندازه‌گیری گردد. فعالیت  $^{226}\text{Ra}$  با اندازه‌گیری گاما‌های گسیلی از دخترهسته‌ها  $^{214}\text{Bi}$  و  $^{214}\text{Pb}$ ، تعیین می‌شود. این فعالیت تعیین شده برابر با فعالیت  $^{238}\text{U}$  است. برای به دست آوردن فعالیت هسته پرتوزا در نمونه مورد آزمایش بر حسب بکرل بر کیلوگرم ( $1\text{ Bq}$ ) برابر با یک



شکل ۱۰. زنجیره واپاشی  $^{238}\text{U}$  [۴۷].



شکل ۱۱. نمایی از ظرف مارینلی مورد استفاده.



شکل ۱۲. نمودار طیف گرفته شده از رسوب (A-I)، محور قائم نشان‌دهنده شمارش در هر انرژی است.

در ذهن شکل بگیرد که یک ذخیره رادیوم در عمق وجود دارد که این فرضیه به سه دلیل رد می‌شود:

۱- نیمه‌عمر  $^{226}\text{Ra}$  در حدود ۱۶۰۰ سال است و پس از گذشت ۷ نیمه‌عمر به اتمام می‌رسد. پس عمر کانسار احتمالی رادیوم حداکثر ۱۱۲۰۰ سال است. ولی می‌دانیم که تصور این سن در مقیاس زمین‌شناسی نادرست است.

۲-  $^{226}\text{Ra}$  دختر هسته  $^{238}\text{U}$  با نیمه‌عمر ۴/۵ میلیارد سال بوده و ازوایش آن تولید می‌شود که به خوبی با فرضیه ذخیره اورانیوم سازگاری دارد (شکل ۱۰).

۳- نمونه رسوب برداشته شده در کنار یکی از چشمه‌های آب منطقه چشمه‌شتری با شوری بسیار زیاد است. از طرفی  $^{226}\text{Ra}$  در آبهای شور بسیار محلول و متحرک می‌باشد و همبستگی بالایی بین رادیوم و شوری در آبهای زیرزمینی وجود دارد [۳۱، ۴۷، ۵۳-۵۹]، به همین دلیل انتقال تحرک و انتقال رادیوم توسط آبهای زیرزمینی به سطح افزایش یافته ولی جذب سطحی اورانیوم توسط هیدروکسیدهای آهن (گوتیت) مانع از انتقال اورانیوم به سطح شده است.

دامنه pH آبهای زیرزمینی مناطق مورد مطالعه نشان می‌دهد که در این گستره pH جذب سطحی غالب بوده و در نتیجه اورانیوم نتوانسته از جذب خارج شده و متحرک گردد. اگرچه توریم و

در مقایسه با نمونه استاندارد، فعالیت  $^{226}\text{Ra}$  در نمونه مورد مطالعه  $94883 \text{ Bq/kg}$  به دست آمد. در نمونه‌های محیطی، معمولاً فعالیت  $^{226}\text{Ra}$  را برابر با  $^{238}\text{U}$  در نظر می‌گیرند زیرا  $^{238}\text{U}$  دارای نیمه‌عمر ۴/۵ میلیارد سال است و  $^{226}\text{Ra}$  دخترهسته  $^{238}\text{U}$ ، نیمه‌عمر ۱۶۰۰ سال دارد. چون نیمه‌عمر هسته مادر بسیار بزرگتر از نیمه‌عمر هسته دختر است، فعالیت این هسته دختر و مادر در طبیعت یکسان است. ولی اگر به انرژی‌های گسیلی از دخترهسته‌هایی به غیر از  $^{226}\text{Ra}$ ، مثل  $63 \text{ keV}$  گسیلی از  $^{234}\text{Th}$  توجه شود، این انرژی در طیف مشاهده نمی‌شود (شکل ۱۲) در حالی که این انرژی در نمونه‌های حاوی اورانیوم به خوبی مشهود است. پس پرتوایی مشاهده شده در خاک ناشی از اورانیوم نبوده و ناشی از  $^{226}\text{Ra}$  است. البته میزان پایین اورانیوم در رسوبات منطقه چشمه‌شتری (جدول ۲) نیز دلیل دیگری بر این مطلب است. میزان رادیوم اندازه‌گیری شده در این نمونه رسوب بسیار بالاست زیرا تمرکز طبیعی  $^{226}\text{Ra}$  در خاک بین  $3/7 \text{ Bq/kg}$  تا  $125/8 \text{ Bq/kg}$  می‌باشد که در کانسارهای اورانیوم بیشتر می‌شود [۴۹-۵۲]. از آنجا که این رادیوم توسط چشمه‌های آب از اعماق به سطح آورده شده است مقادیر بسیار زیاد رادیوم نشان‌دهنده یک کانسار اورانیوم در عمق و در مسیر جریان آب زیرزمینی می‌باشد. شاید این فرضیه

احتمالی بر این اساس ۱۱۲۰۰ سال خواهد بود. از طرف دیگر به دلیل همبستگی بسیار بالای رادیوم با شوری در آبهای با شوری بالا همانند آب چشمه‌های منطقه چشمه شتری و نقش این آبها در انحلال و انتقال رادیوم از جذب سطحی رادیوم توسط هیدروکسیدهای آهن جلوگیری شده است، در نتیجه احتمال کانه زایی و حضور کانسار مخفی اورانیوم در عمق و در حدفاصل گرانیات آیرکان و منطقه چشمه شتری به دلیل شواهد آزمایشگاهی و مطالعات هیدروژئوشیمیایی فوق تصوّر می‌شود.

#### منابع

- [1] Herman C., Thomas E. J., "Introduction to health physics", McGraw-Hill Medical New York (2009) 864.
- [2] Babakhani A. R., Susov M., Dvoryankin A., Selivanov E., Desyaterik N., "Geological Quadrangle map of Jandaq, 1:250,000", Geological Survey of Iran Tehran (1987).
- [3] Romanko E., Susov M., Dvoryankin A., Selivanov E., Tkachev E. G., Krivyakin B., Morozov L., Silaev V., Kiristaev V., Desyaterik N., "Geology and minerals of Jandaq area (central iran)", Technoexport Report TE/NO 4 (1979) 171.
- [4] Reyer D., Mohafez S., "Une premiere contribution des accords NiOC-ERAP a la connaissance geologique de l' Iran", Revue de l'Institut Francais du Pétrole 25 (1970) 979-1014.
- [5] Bagheri S., Stampfli G. M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics 451 (2008) 123-155.
- [۶] بهارزاده ح، "مطالعه پترولوژی گرانیات آیرکان (شمال شرق استان اصفهان)", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۷) ۱۱۴.
- [۷] بهارزاده ح، ترابی ق، احمدیان ج، ابراهیمیان ز، "ژئوشیمی توده نفوذی آیرکان، دایکهای آپلیتی و آنکلاوهای موجود در آن (شمال شرق استان اصفهان)", مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۳ (۱۳۸۷) ۱۳-۳۲.
- [8] Hushmandzadeh A., "Metamorphisme et granitization du massif Chapedony (Iran Central)", Université Scientifique et Médicale de Grenoble Grenoble France (1969) 242.
- [9] Guoquan Z., Ruizhong H., Xianwu B., Haisheng F., Pengqiang S., Jianji T., "REE geochemical characteristics of the No. 302 uranium deposit in northern Guangdong, South

رادیوم نیز توسط هیدروکسیدهای آهن جذب می‌شوند [۳۱، ۳۶، ۵۹]، ولی رقابت توریم و یون هیدروکسیل در جذب سطحی [۳۶]، از یک سو و همبستگی بالای رادیوم و شوری و تمایل بسیار زیاد آبهای با شوری بالا در حمل و انتقال رادیوم از سوی دیگر [۴۷، ۵۳-۵۹]، از جذب سطحی توریم و رادیوم توسط گوتیت جلوگیری کرده است. در نتیجه علی‌رغم نسبت کم توریم/اورانیوم، از گرانیات آیرکان به سمت منطقه چشمه شتری شاهد تحرک بیشتر توریم در محیط آبی مناطق مورد مطالعه و همچنین انتقال میزان بسیار بالایی از رادیوم از اعمق به سطح هستیم که موجب آنومالی بسیار بالایی از رادیوم در رسوبات منطقه چشمه شتری شده است. به دلیل انباشت رادیوم در سطح خاک از فرضیه برابر بودن فعالیت رادیوم و اورانیوم نمی‌توان برای تعیین میزان اورانیوم استفاده کرد و فقط می‌توان احتمال وجود یک کانسار اورانیوم را در عمق گزارش کرد.

#### برداشت

هیدروشیمی آبهای زیرزمینی و ژئوشیمی عناصر نادر خاکی رسوبات منطقه چشمه شتری و سنگهای گرانیات آیرکان، این گرانیات را به عنوان منشأ عناصر نادر خاکی و اورانیوم محلول در آبهای زیرزمینی نشان داده و بیان می‌کند که روند حمل عناصر محلول در این آبها از گرانیات آیرکان به سمت چشمه‌های منطقه چشمه شتری می‌باشد. با توجه به روند غیر معمول توریم و اورانیوم محلول در آبهای زیرزمینی بر اساس نقشه‌های هم مقدار آنها، حضور عاملی بازدارنده در برابر حمل و انتقال اورانیوم در اعمق و حدفاصل گرانیات آیرکان و منطقه چشمه شتری تصوّر می‌شود. حضور توالیهای تکرار شونده گوتیت تا اعمق زیاد که تمایل بسیار بالایی در جذب سطحی اورانیوم دارد، ضریب تشابه و همبستگی بالای اورانیوم و آهن نشان دهنده جذب سطحی اورانیوم توسط گوتیت می‌باشد. با توجه به تعیین  $^{226}\text{Ra}$  به عنوان هسته پرتوزا در رسوبات منطقه چشمه شتری با محتوایی بسیار زیاد ( $94883\text{Bq/kg}$ ) و حمل  $^{226}\text{Ra}$  از طریق آبهای زیرزمینی به سطح، احتمال حضور کانه‌زایی مخفی اورانیوم در عمق وجود دارد. تصور حضور کانسار رادیوم در عمق با توجه به  $^{226}\text{Ra}$  با نیمه عمر ۱۶۰۰ سال از واپاشی  $^{238}\text{U}$  با نیمه عمر ۴/۵ میلیارد سال تشکیل می‌گردد در مقیاس زمین‌شناسی صحیح نیست زیرا عمر کانسار رادیوم

- C. S., Kitanidis P. K., "Modeling in-situ uranium(VI) bioreduction by sulfate-reducing bacteria", *Journal of Contaminant Hydrology* 92 (2007) 129–148.
- [21] Wazne M., Korfiatis G. P., Meng X. G., "Carbonate effects on hexavalent uranium adsorption by iron oxyhydroxide", *Environmental Science Technology* 37 (2003) 3619–3624.
- [22] Langmuir D., "Uranium solution–mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42 (1978) 547–569.
- [23] Simon F. G., Biermann V., Segebad C., Hedrich M., "Behaviour of uranium in hydroxyapatite-bearing permeable reactive barriers: investigation using  $^{237}\text{U}$  as a radioindicator", *The Science of the Total Environment* 326 (2004) 249–256.
- [24] Schwertmann U., Cornell R. M., "Iron Oxides in the Laboratory", Wiley-VCH Weinheim (2000) 188.
- [25] Hiemstra T., Hiemstra W. H. V., Rossberg A., Ulrich K.-U., "A surface structural model for ferrihydrite II: Adsorption of uranyl and carbonate", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73 (2009) 4437–4451.
- [26] His C.-K. D., Langmuir D., "Adsorption of uranyl onto ferric oxyhydroxides: application of the surface complexation site-binding model", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49 (1985) 1931–1941.
- [27] Duff M. C., Amrhein C., "Uranium (VI) adsorption on goethite and soil in carbonate solutions", *Soil Science Society of America Journal* 60 (1996) 1393–1400.
- [28] Abdelouas A., Lutze W., Gong W., Nuttall E. H., Strietelmeier B. A., Travis B. J., "Biological reduction of uranium in groundwater and subsurface soil", *Science of the Total Environment* 250 (2000) 21–35.
- [29] Gavrilescu M., Pavel L. V., Cretescu I., "Characterization and remediation of soils contaminated with uranium", *Journal of Hazardous Materials* 163 (2009) 475–510.
- [30] Payne T. E., Waite T. D., "Surface complexation modeling of uranium sorption obtained by isotope exchange techniques", *Radiochim. Acta* 53 (1991) 487–493.
- [31] Langmuir D., "Aqueous Environmental Geochemistry", Prentice Hall New Jersey (1997) 600.
- China", *Chinese Journal of Geochemistry* 26(2007)425–433.
- [10] Takahashi Y., Yoshida H., Sato N., Hama K., Yusa Y., Shimizu H., "W- and M-type tetrad effects in REE patterns for water–rock systems in the Tono uranium deposit, central Japan", *Chemical Geology* 184 (2002) 311–335.
- [11] Johannesson K. H., Xiaoping Z., "Geochemistry of the rare earth elements in natural terrestrial waters: a review of what is currently known", *Chinese Journal of Geochemistry* 16 (1997) 20–42.
- [12] Iwatsuki T., Yoshida H., "Groundwater chemistry and fracture mineralogy in the basement granitic rock in the Tono uranium mine area, Gifu Prefecture, Japan-groundwater composition, Eh evolution analysis by fracture filling minerals", *Geochemistry: Exploration Environment Analysis* 33 (1999) 19–32.
- [13] Noller B. N., "Watters RA, Woods PH. The role of biogeochemical processes in minimising uranium dispersion from a mine site", *Journal of Geochemical Exploration* 58 (1997) 37–50.
- [۱۴] گروه ژئوفیزیک سازمان انرژی اتمی، "گزارش اکتشاف ژئوفیزیکی منطقه عروسان (کوه آیرکان-چشمه شتری)"، گزارش داخلی سازمان انرژی اتمی، (۱۳۶۳) ۲۰.
- [15] Duff M. C., Coughlin J. U., Hunter D. B., "Uranium coprecipitation with iron oxide minerals", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (2002) 3533–3547.
- [16] Waite T. D., Davis J. A., Payne T. E., Waychunas G. A., Xu N., "Uranium(VI) adsorption to ferrihydrite: application of a surface complexation model", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58 (1994) 5465–5478.
- [17] Murakami T., Sato T., Ohnuki T., Isobe H., "Field evidence for uranium nanocrystallization and its implications for uranium transport", *Chemical Geology* 221 (2005) 117–126.
- [18] Cheng T., Barnett M. O., Roden E. E., Zhuang J., "Reactive transport of uranium(VI) and phosphate in a goethite-coated sand column: An experimental study", *Chemosphere* 68 (2007) 1218–1223.
- [19] Brugger J., Long N., McPhail D. C., Plimer I., "An active amagmatic hydrothermal system: The Paralana hot springs, Northern Flinders Ranges, South Australia", *Chemical Geology* 222 (2005) 35–64.
- [20] Luo G., Weber F.-A., Cirpka O. A., Wu W. M., Nyman J. L., Carley J., Jardine P. M., Criddle

- [42] Gavrilsc M., Pavel L. V., Cretescu I., "Characterization and remediation of soils contaminated with uranium", *Journal of Hazardous Materials* 163 (2009) 475–510.
- [43] Sarangi A. K., Krishnamurthy P., "Uranium metallogeny with special reference to Indian deposits", *Transactions of MGMI* 104 (2008) 19–54.
- [44] Simon F. G., Segebad C., Hedrich M., "Behaviour of uranium in iron-bearing permeable reactive barriers: investigation with  $^{237}\text{U}$  as a radioindicator", *The Science of the Total Environment* 307 (2003) 231–238.
- [45] Tsoulfanidis N., "Measurement and detection of radiation", *Taylor & Francis New York* (1995) 614.
- [46] Abdi M. R., Faghihian H., Mostajaboddavati M., Hasanzadeh A., Kamali M., "Distribution of natural radionuclides and hot points in coasts of Hormozgan, Persian Gulf, Iran", *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 270 (2006) 319–324.
- [47] Poschl M., Nollet L. M. L., "Radionuclide Concentrations in Food and the Environment", *Taylor & Francis New York* (2007) 458.
- [48] Abdi M. R., Hassanzade S., Kamali M., Raji H. R., " $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  and  $^{137}\text{Cs}$  activity concentrations along the southern coast of the Caspian Sea, Iran", *Marine Pollution Bulletin* 58 (2009) 658–662.
- [49] Hameed P. S., Shaheed K., Somasundaram S. S. N., Iyengar M. A. R., "Radium-226 levels in the Cauvery river ecosystem, India", *Journal of Biosociety* 22 (1997) 225–231.
- [50] Mayneord W. V., Turner R. C., Radley J. M., "Alpha activity of certain botanical materials", *Nature London* 187 (1960) 208–211.
- [51] Pearson J. E., Jones G. E., "Soil concentration of emanating Radium-226 and the emanation of Radon-222 from soils and plants", *Tellus* 18 (1966) 655–66.
- [52] Iyengar M. A. R., "The environmental behaviour of Radium", *Technical Reports Series IAEA* 1 (1990) 59–128.
- [53] Lauria D. C., Godoy J. M. O., "Origin and transport of radium in the water column of Buena Coastal Lagoon", *Environmental Changes and Radioactive Tracers* (2002) 471–482.
- [54] Kraemer T. F., Reid D. F., "The Occurrence and Behavior of Radium in Saline Formation Water of the U.S. Gulf Coast Region", *Isotope Geoscience* 2 (1984) 153–174.
- [32] Appelo C. A. J., Postma D., "Geochemistry, Groundwater and Pollution", *Brookfield Rotterdam* (1999) 536.
- [33] Fredrickson J. K., Zachara J. M., Kennedy D. W., Duff M. C., Gorby Y. A., Li S. M. W., Krupka K. M., "Reduction of U(VI) in goethite ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) suspensions by a dissimilatory metal-reducing bacterium", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (2000) 3085–3098.
- [34] Simon F. G., Segebad C., Hedrich M., "Behaviour of uranium in iron-bearing permeable reactive barriers: investigation with  $^{237}\text{U}$  as a radioindicator", *The Science of the Total Environment* 307 (2003) 231–238.
- [35] Yan S., Hua B., Bao Z., Yang J., Liu C., Dend B., "Uranium(VI) Removal by Nanoscale Zerovalent Iron in Anoxic Batch Systems", *Environmental Science Technology* 44 (2010) 7783–7789.
- [36] Langmuir D., Herman J. S., "The mobility of thorium in natural waters at low temperature", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44 (1980) 1753–1766.
- [37] Pirlo M. C., Giblin A. m., "Application of groundwater–mineral equilibrium calculations to geochemical exploration for sediment-hosted uranium: observations from the Frome Embayment, South Australia", *Geochemistry: Exploration Environment Analysis* (2004) 113–127.
- [38] Alaez C. F., Alaez M. F., Domínguez C. T., Santos B. L., "Hydrochemistry of orthwest Spain ponds and relationships to groundwaters", *Limnetica* 25 (2006) 433–452.
- [39] Putter Th. De., Andre L., Bernard A., Dupuis Ch., Jedwab J., Nicaise D., Perruchot A., "Trace element (Th, U, Pb, REE) behaviour in a cryptokarstic halloysite and kaolinite deposit from Southern Belgium: importance of "accessory" mineral formation for radioactive pollutant trapping", *Applied Geochemistry* 17 (2002) 1313–1328.
- [40] Sani R. K., Peyton B. M., Amonette J. E., Geesey G. G., "Reduction of uranium(VI) under sulfate-reducing conditions in the presence of Fe(III)-(hydr)oxides", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (2004) 2639–2648.
- [41] Arthur R. C., Iwatsuki T., Sasao E., Metcalfe R., Amano K., Ota K., "Geochemical constraints on the origin and stability of the Tono Uranium Deposit, Japan", *Geochemistry: Exploration Environment Analysis* 6 (2006) 33–48.

- [58] Baeza A., del Rio L. M., Jimenez A., Miro C., Paniagua J. M., "Factors determining the radioactivity levels of waters in the Province of Caceres (Spain)", *Applied Radiation and Isotopes* 46 (1995) 1053–1059.
- [59] Almeida R. M. R., Lauria D. C., Ferreira A. C., Sracek O., "Groundwater radon, radium and uranium concentrations in Regiao dos Lagos, Rio de Janeiro State, Brazil", *Journal of Environmental Radioactivity* 73 (2004) 323–334.
- [55] Hancock G. J., Murray A. S., "Source and distribution of dissolved radium in the Bega river estuary, Southeastern Australia", *Earth and planetary science Letters* 138 (1996) 145-155.
- [56] Langmuir D., "The Thermodynamic Properties of Radium", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49 (1985) 1593-1601.
- [57] Moore W. S. E., Shaw T. J., "Chemical Signals from Submarine Fluid Advection onto the Continental Shelf", *Journal of Geophysical Research* 103 (1998) 21543-21552.





## سیماهای ژئوشیمیایی ذخیره کائولن کجل، شمال غرب هشتجین، استان اردبیل

علی عابدینی<sup>۱\*</sup>، رحیم معصومی<sup>۲</sup> و علی اصغر کلاگری<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۳/۲، پذیرش: ۱۳۹۰/۵/۲۳

### چکیده

ذخیره کائولن کجل، در ۲۰ کیلومتری شمال غرب هشتجین، جنوب غرب استان اردبیل واقع گردیده است. شواهد صحرایی و بررسیهای آزمایشگاهی نشان می‌دهند که این ذخیره محصول دگرسانی ایگنمبرایت‌ها، توف‌ها و تراکی‌آندزیت‌های ائوسن می‌باشد. بر اساس یافته‌های کانی‌شناسی، کانیهای سنگ‌ساز اصلی این ذخیره شامل کائولینیت، مونت‌موریلونیت، پالی گورسکیت، ارتوکلاز، زئولیت (استیلیت)، کوارتز و کلسدونی هستند. محاسبات تغییرات جرم عناصر با فرض Ti به عنوان عنصر مانیتور بی‌تحرک نشان می‌دهد که شست‌وشو و تثبیت، دو تنظیم کننده عمده برای تمرکز عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در این ذخیره می‌باشند. الگوی توزیع REE به‌هنگار شده به ایگنمبرایت در نمونه‌های کائولن، بیان کننده تفریق ضعیف LREEها از HREEها همراه با رخداد آنومالی‌های منفی شدید Eu در طی تکوین ذخیره می‌باشند. محاسبه ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهند که همبستگی درونی بالایی بین HREEها در بین نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد. با توجه به شاخصهای زمین‌شیمیایی می‌توان استدلال کرد که دگرسانیهایی هیپوزن توسط دگرسانیهایی سوپرژن در طی توسعه این ذخیره همپوشانی شده‌اند. با توجه به نحوه توزیع عناصر در ذخیره، به نظر می‌رسد که رفتار عناصر در طی کائولینیتی شدن ایگنمبرایت‌ها، تحت تأثیر عواملی چون pH، پتانسیل احیاء، تغییرات دمایی، نسبت بالای فلوئید به سنگ، جذب سطحی و ترجیحی توسط رس‌ها و اکسیدهای آهن، اختلاف در میزان پایداری کانیها، فراوانی یونهای کمپلکس‌ساز ( $\text{SO}_4^{2-}$  و  $\text{PO}_4^{3-}$ ،  $\text{Cl}^-$ ،  $\text{F}^-$ ،  $\text{CO}_3^{2-}$ ) و جانشینی ایزومورفی قرار گرفته است. نتایج به دست آمده حکایت از آن دارند که محلولهای اسید سولفاتی وراگرمایی همراه با محلولهای اسیدی سوپرژن نشأت گرفته از اکسیداسیون پیریت‌های هیپوزن نقش ارزنده‌ای در توسعه این ذخیره ایفا نموده‌اند. ملاحظات زمین‌شیمیایی بیشتر نشان می‌دهند که کانیهای رسی همراه با فسفات‌های ثانویه‌ای نظیر مونازیت، رابدوفان، و زینوتایم میزبانان احتمالی برای عناصر نادر خاکی در این ذخیره به شمار می‌روند.

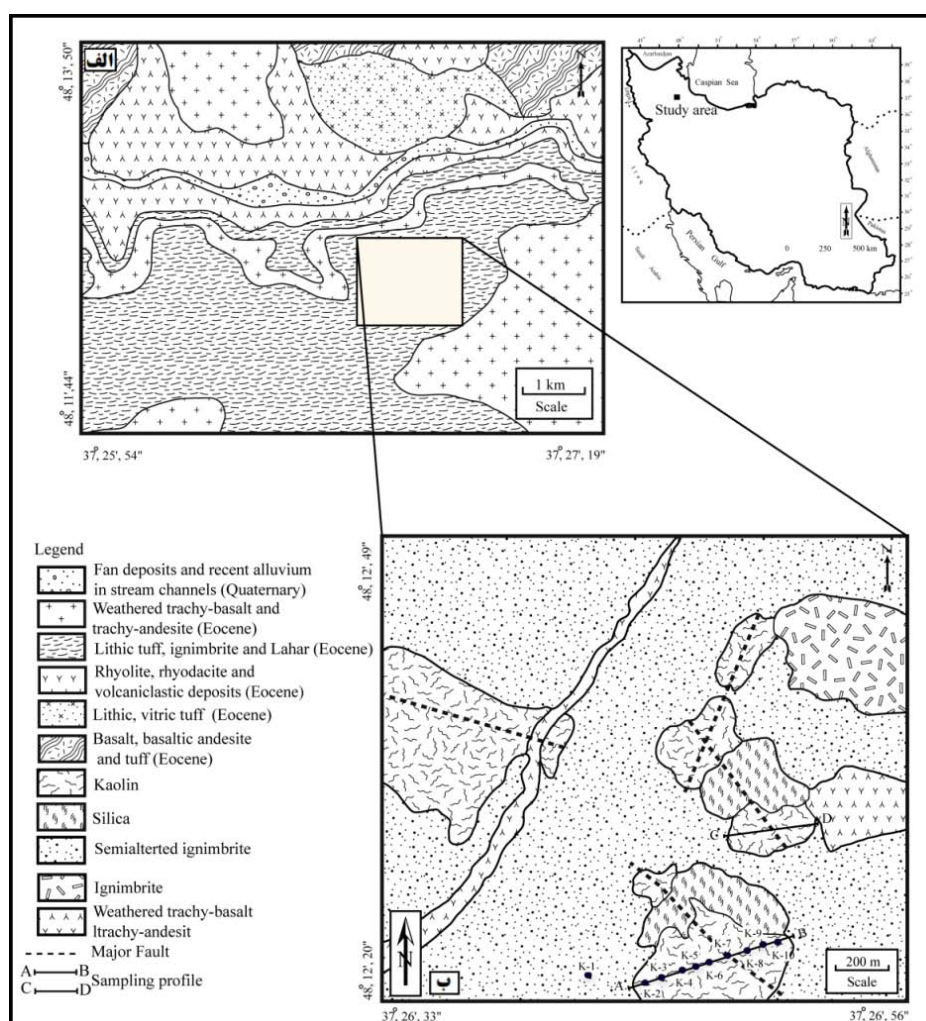
واژه‌های کلیدی: ذخیره کائولن، توزیع عناصر، تغییرات جرم، ایگنمبرایت، کجل، هشتجین.

### مقدمه

پژوهشگران مختلف انجام گردیده است. فریدی و انوری [۱] مطالعات زمین‌شناسی ناحیه‌ای بر روی این منطقه را در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین به انجام رسانیده‌اند. حاج علیلو [۲] و موید [۳] به عنوان بخشی از رساله دکترای‌شان به ترتیب اشاراتی گذرا به ویژگیهای کانی‌شناسی زون‌های دگرسانی و پترولوژی و پتروژنز سنگهای آذرین این منطقه داشته‌اند. تا سال ۱۳۸۹ مطالعات جامعی در خصوص ویژگیهای کانی‌شناسی و سیماهای زمین‌شیمیایی و ژنتیکی ذخیره کائولن این منطقه انجام نشده بود.

منطقه مورد مطالعه به مختصات جغرافیایی  $37^{\circ} 25' 54''$  تا  $37^{\circ} 27' 19''$  طول شرقی و  $48^{\circ} 11' 44''$  تا  $48^{\circ} 13' 50''$  عرض شمالی، در فاصله ۲۰ کیلومتری شمال غرب هشتجین، جنوب غرب استان اردبیل واقع گردیده است (شکل ۱). این منطقه بخشی از کمربند آتشفشانی طارم- هشتجین است. عملکرد فرایندهای دگرسانی در واحدهای آتشفشانی این منطقه سبب تشکیل ذخیره‌ای از کائولن و تجمعاتی از سیلیس به فرم کوارتزهای کریپتوکریستالین شده است. تاکنون مطالعات زیادی بر روی مسائل زمین‌شناسی این منطقه توسط

\*<sup>۱</sup>مسئول مکاتبات: a.abedini@urmia.ac.ir



شکل ۱ (الف). نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از [۱] با اندکی تغییرات). (ب) نقشه محدوده مورد بررسی که در آن موقعیت زون‌های کائولن، سیلیسی و واحدهای لیتولوژیک مشخص گردیده‌اند. دایره‌های توپر موقعیت نمونه‌های آنالیز شده را نشان می‌دهد.

### روش مطالعه

این مطالعه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفت. در بخش صحرایی، بازدیدها و پیمایش‌هایی به منظور مشخص کردن واحدهای لیتولوژیک منطقه و ارتباط آنها با زون‌های دگرسائی انجام گردید. در این بخش بعد از نمونه‌گیریهای تصادفی از واحدهای لیتولوژیک منطقه، دو پروفیل مناسب جهت نمونه‌گیری سیستماتیک از ماده معدنی و سنگهای درون گیر انتخاب گردید (شکل ۱). در آخر همراه با نمونه‌گیری‌های سیستماتیک مبادرت به تهیه نقشه زمین‌شناسی از منطقه به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ گردید. بخش آزمایشگاهی با تهیه و مطالعه تعداد ۱۴ مقطع نازک و نازک صیقلی از سنگهای درون‌گیر ذخیره شروع گردید. متعاقب آن، برای شناسایی فازهای کانیاپی نامشخص ذخیره مبادرت به انجام آنالیزهای پراش

در این سال مطالعات به نسبت جامعی بر روی کانی‌شناسی، ژئوشیمی و منشأ این ذخیره توسط معصومی [۴] انجام گردید و نتایج حاصله به صورت مقدماتی توسط مولفین [۵ - ۶] در قالب کانی‌شناسی، الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی و منشأ ارائه گردید. در این پژوهش سعی گردیده است به تفصیل اطلاعات جامعی از ویژگیهای پتروگرافی سنگهای درون‌گیر ذخیره، عوامل ژئوشیمیایی مؤثر در توزیع و رفتار عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادرخاکی با استفاده از تکنیک‌های ژئوشیمی تغییرات جرم در طی کائولینیتی شدن ایگنمبرایت‌ها، کانیهای کنترل کننده توزیع عناصر جزئی و نادر خاکی، جنبه‌های ژنتیکی ذخیره، الگوی توزیع REEها، عوامل دخیل در رخداد آنومالی‌های Eu و Ce و نوع محلولهای عامل کانی‌سازی ارائه شود.

(شکل ۲ب). وجود ساختهای جریان در گدازه‌های تراکی‌آندزیتی و ایگنمبرایت‌ها، وجود ساختهای برشی در توف‌ها، حالت جوش‌خوردگی در قطعات پیروکلاستیکی در ایگنمبرایت‌ها، توسعه بافت‌های لایزنگ با پیشرفت فرآیند دگرسانی در منطقه، پر شدگی شکستگی‌ها توسط کلسیت، وجود اکسیدهای آهن در سطح برخی از نمونه‌ها، تغییرات رنگ از قهوه‌ای تا سفید در کائولن‌ها با نزدیک‌تر شدن به موقعیت گسلها و فراوانی گوگرد در نمونه‌های کائولن از مهمترین سیماهای زمین‌شناسی منطقه کجل محسوب می‌شوند.

#### سنگ‌نگاری ایگنمبرایت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها

مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهند که ایگنمبرایت‌ها حاوی درشت بلورهایی از فلدسپار پتاسیم در یک زمینه‌ی شیشه‌ای هستند (شکل ۳ الف). پلاژیوکلازها در این سنگها عمدتاً به فرم سوزنی دیده می‌شوند (شکل ۳ ب). اوژیت (شکل ۳ پ)، زیرکن، آپاتیت و پیریت (شکل ۳ پ) همراه با شیشه‌های آتشفشانی (شکل ۳ ت و ۳ ث) از اجزای دیگر اجزای سنگ‌ساز ایگنمبرایت‌ها محسوب می‌شوند. در این سنگها بعضاً پلاژیوکلازها به صورت فنوکریست در یک زمینه شیشه‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۳ ج). تراکی‌آندزیت‌ها حاوی بافت‌های پورفیری و ویتروفریک بوده و در آنها بلورهای پلاژیوکلاز به دو فرم سوزنی و بلورهای منفرد دیده می‌شوند. فلدسپار پتاسیم نیز بعضاً به صورت درشت بلور در این سنگها قابل مشاهده است. اوژیت‌ها در این سنگ با اندازه‌های متفاوت، در زمینه‌ای از شیشه آتشفشانی پراکنده‌اند.

#### کانی‌شناسی کائولن

با توجه به آنالیزهای پراش پرتو ایکس (XRD)، کانیهای سنگ‌ساز این ذخیره شامل رس (کائولینیت، مونت موریلونیت، پالی گورسکیت)، کانیهای سیلیس آزاد (کوارتز و کلسدون)، فلدسپار (اورتوکلاز) و زئولیت (استیلینیت) می‌باشند. این بررسی‌ها نشان می‌دهند که در کائولن‌های با درجه خلوص بالا، کائولینیت کانی اصلی بوده و کوارتز و کلسدون در مقادیر کمتر آنها را همراهی می‌کنند. این در حالی است که در نمونه‌های نزدیک به سنگ مادر ایگنمبرایتی اورتوکلاز کانی اصلی بوده و استیلینیت (زئولیت)، پالی گورسکیت، کائولینیت و مونت‌موریلونیت (به ترتیب فراوانی) فازهای فرعی هستند.

پرتوایکس (XRD) در شرکت کانساران بینالود به تعداد ۳ نمونه گردید. در نهایت، جهت تجزیه و تحلیل‌های زمین‌شیمیایی، تعداد ۱۰ نمونه (۹ نمونه کائولن و ۱ نمونه از سنگهای درون‌گیر ایگنمبرایت مرتبط با کانی‌سازی) به روشهای طیف سنج انتشار اتمی پلاسما جفت شده القایی (ICP-AES) و طیف سنج جرمی پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و عناصر جزئی و نادرخاکی در آزمایشگاه شرکت ALS Chemex کشور کانادا مورد تجزیه قرار گرفتند. مقادیر LOI نمونه‌های یاد شده توسط شرکت مذکور براساس اندازه‌گیری وزن نمونه‌ها قبل و بعد از حرارت دادن (۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت یک ساعت) محاسبه گردیدند. نتایج حاصل از آنالیزهای ICP-AES و ICP-MS نمونه‌های کائولن و ایگنمبرایت در جدول (۱) نشان داده شده است. در این مطالعه برای تعبیر و تفسیرهای زمین‌شیمیایی مبادرت به محاسبه ضرایب همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن [۷] بین عناصر در نمونه‌های کائولن گردید. نتایج مربوطه در جداول (۲ و ۳) ارائه شده‌اند.

#### مطالعات صحرایی

منطقه مورد مطالعه از زمین‌شناسی نسبتاً ساده‌ای برخوردار بوده و ویژگیهای یک زون آتشفشانی را نشان می‌دهد. واحدهای سنگی در این منطقه شامل تشکیلات ایگنمبریت، بازالت، تراکی‌آندزیت، آندزیت‌بازالتی، توف، نهشته‌های ولکانوکلاستیک، لیتیک و پترویک توف، ریولیت، ریوداسیت، لیتیک توف و لاهار به سن ائوسن و نهشته‌های مخروط افکنه‌ای و آبرفت‌های عهد حاضر می‌باشند (شکل ۱). پدیده دگرسانی به میزان چشمگیری بر تشکیلات سنگی ائوسن منطقه اثر کرده و موجبات تشکیل ذخیره‌ای از کائولن را فراهم نموده است. از بین واحدهای سنگی ائوسن، ایگنمبرایت‌ها به طور وسیع (شکل ۲ الف) و توف‌ها و سنگهای تراکی‌آندزیتی به طور محلی متحمل فرآیندهای کائولینیتی شدن گشته‌اند. بررسیهای صحرایی نشان می‌دهند که گسترش زون‌های کائولینیتی در این منطقه عمدتاً منطبق بر چندین گسل است. به نظر می‌رسد که محلولهای گرمابی در امتداد این گسلها به واحدهای مذکور تزریق شده و به مرور زمان به تشکیل کائولن منجر شده‌اند (شکل ۱). همراهی توده‌های سیلیسی (به فرم کوارتزهای کریپتوکریستالین متمایل به رنگ خاکستری) با ذخیره کائولن

جدول ۱. نتایج آنالیزهای ICP-AES و ICP-MS همراه با مقادیر آنومالی‌های Eu و Ce نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ذخیره کائولن کجل.

| Sample No                      | K-1        | K-2    | K-3   | K-4   | K-5   | K-6   | K-7    | K-8   | K-9   | K-10  |
|--------------------------------|------------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| (Wt%)                          | Ignimbrite | Kaolin |       |       |       |       |        |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub>               | ۶۱/۵       | ۶۹/۴   | ۶۸/۹  | ۶۹/۳  | ۶۷/۲  | ۸۲/۰  | ۹۵/۸   | ۷۱/۶  | ۸۰/۸  | ۷۹/۴  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱۵/۴۰      | ۱۵/۷۵  | ۱۶/۴۵ | ۱۸/۱۵ | ۱۹/۲۰ | ۱۰/۶۰ | ۱/۶۰   | ۱۷/۷۰ | ۴/۶۶  | ۱۰/۸۰ |
| TFeO                           | ۶/۰۵       | ۴/۷۸   | ۳/۴۴  | ۱/۸۸  | ۲/۷۲  | ۰/۳۲  | ۰/۰۶   | ۰/۱۷  | ۸/۰۵  | ۰/۳۰  |
| CaO                            | ۴/۷۵       | ۰/۱۷   | ۰/۲۲  | ۰/۱۹  | ۰/۲۲  | ۰/۱۲  | ۰/۱۱   | ۰/۱۸  | ۰/۱۷  | ۰/۱۷  |
| Na <sub>2</sub> O              | ۲/۷۹       | ۰/۰۴   | ۰/۱۳  | ۰/۰۲  | ۰/۰۲  | ۰/۰۲  | ۰/۰۷   | ۰/۰۱  | ۰/۰۵  | ۰/۰۶  |
| MgO                            | ۲/۴۴       | ۰/۱۲   | ۰/۴۶  | ۰/۰۴  | ۰/۰۲  | ۰/۰۱  | ۰/۰۱   | ۰/۰۲  | ۰/۰۴  | ۰/۰۲  |
| K <sub>2</sub> O               | ۲/۹۵       | ۰/۱۱   | ۰/۵۳  | ۰/۰۴  | ۰/۰۳  | ۰/۰۵  | ۰/۰۷   | ۰/۰۳  | ۰/۰۸  | ۰/۲۴  |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰/۷۶       | ۰/۶۳   | ۰/۶۰  | ۰/۵۵  | ۰/۷۳  | ۰/۸۶  | ۱/۰۰   | ۱/۰۸  | ۰/۹۰  | ۰/۸۱  |
| MnO                            | ۰/۱۲       | ۰/۰۱   | ۰/۰۲  | n.d.  | n.d.  | n.d.  | n.d.   | n.d.  | n.d.  | n.d.  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰/۲۱       | ۰/۰۷   | ۰/۲۰  | ۰/۲۱  | ۰/۲۰  | ۰/۰۳  | ۰/۰۲   | ۰/۰۳  | ۰/۰۹  | ۰/۵۱  |
| L.O.I                          | ۱/۶۴       | ۷/۰۵   | ۷/۲۵  | ۸/۲۱  | ۸/۲۵  | ۵/۴۶  | ۱/۷۷   | ۷/۵۵  | ۴/۵۵  | ۶/۲۳  |
| Sum                            | ۹۸/۶۱      | ۹۸/۱۳  | ۹۸/۲۰ | ۹۸/۵۹ | ۹۸/۵۹ | ۹۹/۴۷ | ۱۰۰/۵۱ | ۹۸/۳۷ | ۹۹/۳۹ | ۹۸/۵۴ |
| ppm                            |            |        |       |       |       |       |        |       |       |       |
| U                              | ۲/۰۹       | ۳/۰۸   | ۳/۴۱  | ۲/۵۸  | ۳/۵۴  | ۵/۰۲  | ۱/۵۸   | ۴/۶۷  | ۶/۹۸  | ۳/۶۰  |
| Th                             | ۸/۳۵       | ۱۳/۶۰  | ۱۶/۶۰ | ۱۲/۷۰ | ۱۸/۵۰ | ۱۴/۷۵ | ۴/۰۵   | ۲۶/۱  | ۲۱/۵  | ۲۶/۶  |
| Ba                             | ۴۲۹        | ۹۹/۸   | ۲۱۷   | ۱۷۸   | ۱۳۴   | ۴۳/۵  | ۳۸/۸   | ۲۷/۹  | ۱۵۴/۵ | ۴۶۸   |
| Hf                             | ۵/۱        | ۷/۴    | ۸/۳   | ۷/۶   | ۹/۰   | ۱۱/۶  | ۶/۱    | ۱۷/۳  | ۷/۳   | ۵/۹   |
| Cu                             | ۳۳         | ۸      | ۱۲    | n.d.  | n.d.  | ۷     | n.d.   | n.d.  | ۷۷    | ۱۰    |
| Ta                             | ۱/۰        | ۱/۷    | ۱/۸   | ۱/۷   | ۲/۰   | ۲/۷   | ۲/۲    | ۳/۷   | ۱/۷   | ۱/۳   |
| Co                             | ۱۷/۶       | ۱/۳    | ۲/۶   | n.d.  | ۰/۹   | n.d.  | n.d.   | n.d.  | ۵/۵   | n.d.  |
| Cr                             | ۷۰         | ۶۰     | ۴۰    | ۶۰    | ۴۰    | ۱۰    | ۱۰     | ۱۰    | ۹۰    | ۱۳۰   |
| Ga                             | ۱۴/۷       | ۱۷/۲   | ۱۷/۷  | ۲۷/۶  | ۱۹/۳  | ۱۱/۸  | ۲/۰    | ۱۸/۵  | ۲۷/۰  | ۳۰/۷  |
| Zn                             | ۴۶         | n.d.   | ۲۶    | n.d.  | ۶     | ۵     | ۵      | ۱۱    | ۲۲    | ۹     |
| Nb                             | ۱۳/۸       | ۲۲/۵   | ۲۴/۰  | ۲۲/۴  | ۲۷/۶  | ۳۷/۳  | ۳۷/۰   | ۶۰/۵  | ۲۱/۷  | ۱۹/۰  |
| Cs                             | ۱/۵۰       | ۱/۲۱   | ۱/۸۱  | ۱/۸۷  | ۱/۵۴  | ۴/۶۶  | ۶/۴۲   | ۴/۲۵  | ۳/۰۳  | ۳/۷۶  |
| Rb                             | ۹۳/۶       | ۷/۳    | ۱۹/۲  | ۳/۹   | ۳/۰   | ۷/۷   | ۱۲/۰   | ۴/۰   | ۶/۲   | ۸/۵   |
| V                              | ۱۵۳        | ۱۳۰    | ۸۴    | ۲۹۵   | ۹۶    | ۲۹    | ۱۷     | ۳۳    | ۱۶۲   | ۹۰    |
| Y                              | ۲۲/۷       | ۱۴/۸   | ۵۶/۸  | ۱۷/۵  | ۱۶/۴  | ۱۰/۹  | ۳/۶    | ۲۰/۴  | ۱۱/۷  | ۶/۲   |
| Pb                             | n.d.       | n.d.   | ۲۵    | ۳۹    | ۲۶    | n.d.  | n.d.   | ۷     | ۳۶    | ۴۲    |
| Zr                             | ۲۰۶        | ۳۰۰    | ۳۱۹   | ۲۸۸   | ۳۷۲   | ۴۴۹   | ۲۱۶    | ۶۷۵   | ۲۹۱   | ۲۲۴   |
| Sr                             | ۳۱۲        | ۶۹۹    | ۶۸۱   | ۱۵۹۵  | ۹۶۱   | ۱۲۰/۵ | ۳۲/۳   | ۳۲/۱  | ۴۷۷   | ۲۹۹۰  |
| Ni                             | ۲۰         | ۸      | ۷     | n.d.  | n.d.  | n.d.  | n.d.   | n.d.  | ۶     | n.d.  |
| La                             | ۲۴/۱       | ۲۷/۰   | ۳۹/۳  | ۲۹/۸  | ۳۷/۴  | ۲۰/۸  | ۲/۹    | ۱۱/۸  | ۲۷/۲  | ۸۹/۱  |
| Ce                             | ۴۸/۶       | ۵۰/۰   | ۷۴/۸  | ۵۶/۱  | ۷۲/۲  | ۳۵/۳  | ۵/۸    | ۲۰/۱  | ۳۳/۲  | ۱۳۸/۰ |
| Pr                             | ۵/۴۰       | ۵/۳۰   | ۸/۰۴  | ۷/۲۳  | ۸/۳۲  | ۳/۲۶  | ۰/۶۱   | ۱/۹۹  | ۳/۱۹  | ۱۲/۰۵ |
| Nd                             | ۲۰/۱       | ۱۸/۰   | ۲۸/۷  | ۳۳/۳  | ۳۲/۳  | ۹/۹   | ۲/۱    | ۶/۵   | ۱۰/۴  | ۳۵/۵  |
| Sm                             | ۴/۰۴       | ۲/۷۰   | ۵/۴۳  | ۷/۱۱  | ۶/۲۲  | ۱/۹۰  | ۰/۳۸   | ۱/۷۷  | ۲/۰۴  | ۵/۳۶  |
| Eu                             | ۱/۱۰       | ۰/۵۳   | ۱/۳۵  | ۱/۳۲  | ۱/۷۳  | ۰/۲۳  | ۰/۰۵   | ۰/۲۹  | ۰/۴۳  | ۱/۰۰  |
| Gd                             | ۴/۷۰       | ۲/۸۲   | ۶/۲۹  | ۵/۵۲  | ۶/۳۷  | ۲/۱۳  | ۰/۴۴   | ۲/۲۹  | ۱/۶۸  | ۵/۴۶  |
| Tb                             | ۰/۶۹       | ۰/۳۹   | ۱/۱۸  | ۰/۷۳  | ۰/۸۸  | ۰/۳۳  | ۰/۰۸   | ۰/۴۸  | ۰/۲۳  | ۰/۴۶  |
| Dy                             | ۳/۹۳       | ۲/۶۸   | ۸/۴۶  | ۳/۴۹  | ۴/۰۳  | ۱/۸۷  | ۰/۵۱   | ۳/۳۱  | ۱/۵۹  | ۱/۷۶  |
| Ho                             | ۰/۸۲       | ۰/۵۷   | ۱/۹۲  | ۰/۶۷  | ۰/۶۴  | ۰/۳۶  | ۰/۱۱   | ۰/۷۴  | ۰/۳۸  | ۰/۲۹  |
| Er                             | ۲/۵۵       | ۱/۹۴   | ۶/۴۱  | ۲/۲۴  | ۱/۹۴  | ۱/۲۱  | ۰/۳۹   | ۲/۵۱  | ۱/۵۰  | ۰/۹۴  |
| Tm                             | ۰/۳۵       | ۰/۳۲   | ۰/۹۵  | ۰/۳۳  | ۰/۲۶  | ۰/۱۹  | ۰/۰۷   | ۰/۴۳  | ۰/۲۶  | ۰/۱۴  |
| Yb                             | ۲/۴۶       | ۲/۱۶   | ۶/۶۷  | ۲/۲۰  | ۱/۸۶  | ۱/۳۷  | ۰/۵۳   | ۳/۱۷  | ۱/۸۵  | ۰/۹۷  |
| Lu                             | ۰/۳۹       | ۰/۳۴   | ۱/۰۲  | ۰/۳۴  | ۰/۲۷  | ۰/۲۱  | ۰/۰۸   | ۰/۵۰  | ۰/۲۸  | ۰/۱۶  |
| Eu/Eu*                         | -          | ۰/۷۶   | ۰/۹۱  | ۰/۸۴  | ۱/۰۹  | ۰/۴۶  | ۰/۴۳   | ۰/۵۷  | ۰/۲۴  | ۰/۷۳  |
| Ce/Ce*                         | -          | ۰/۹۸   | ۰/۹۸  | ۰/۸۴  | ۰/۹۴  | ۰/۹۸  | ۱/۰۳   | ۰/۹۵  | ۰/۷۴  | ۰/۹۳  |

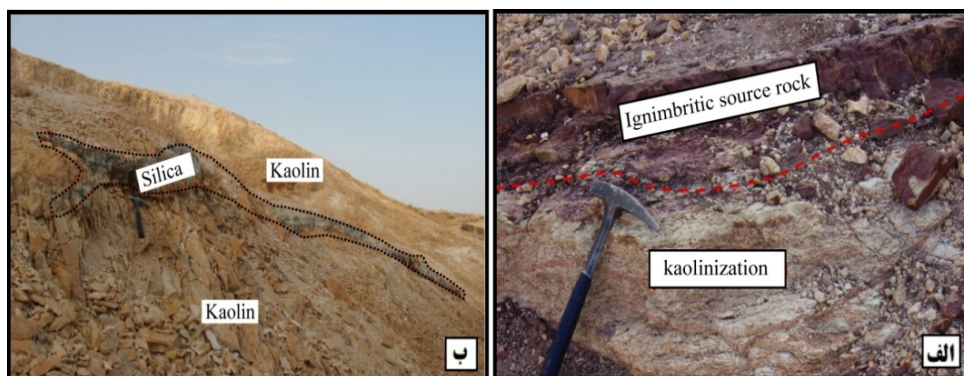
n.d.= Not detect

جدول ۲. ضرایب همبستگی اسپیرمن [V] بین عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در نمونه‌های کاتولن کجل.

|    | Si    | Al    | Fe    | Ca    | Na    | Mg    | K     | Ti    | Mn    | P     | U     | Th    | Ba    | Hf    | Cu    | Ta    | Co    | Cr    | Ga     | Zn    | Nb    |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| Si | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| Al | -۰/۸۶ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| Fe | -۰/۴۳ | -۰/۰۵ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| Ca | -۰/۹۵ | -۰/۸۶ | -۰/۳۴ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| Na | -۰/۱۰ | -۰/۵۶ | -۰/۳۴ | -۰/۱۲ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| Mg | -۰/۶۱ | -۰/۲۵ | -۰/۷۶ | -۰/۵۶ | -۰/۳۹ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| K  | -۰/۱۰ | -۰/۵۵ | -۰/۵۴ | -۰/۱۶ | -۰/۸۶ | -۰/۶۰ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| Ti | -۰/۶۷ | -۰/۴۵ | -۰/۴۵ | -۰/۵۴ | -۰/۲۰ | -۰/۶۴ | -۰/۳۱ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| Mn | -۰/۴۱ | -۰/۰۲ | -۰/۴۸ | -۰/۳۲ | -۰/۵۶ | -۰/۷۸ | -۰/۷۷ | -۰/۵۱ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| P  | -۰/۸۳ | -۰/۶۷ | -۰/۵۵ | -۰/۸۲ | -۰/۰۱ | -۰/۶۴ | -۰/۰۱ | -۰/۸۱ | -۰/۲۳ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| U  | -۰/۱۰ | -۰/۰۵ | -۰/۳۳ | -۰/۰۲ | -۰/۲۹ | -۰/۰۸ | -۰/۱۳ | -۰/۳۶ | -۰/۲۳ | -۰/۰۵ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| Th | -۰/۲۴ | -۰/۲۹ | -۰/۲۹ | -۰/۴۰ | -۰/۳۴ | -۰/۱۲ | -۰/۱۳ | -۰/۳۸ | -۰/۰۹ | -۰/۰۸ | -۰/۸۱ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |        |       |       |
| Ba | -۰/۶۲ | -۰/۲۹ | -۰/۶۷ | -۰/۶۱ | -۰/۴۴ | -۰/۷۳ | -۰/۴۳ | -۰/۸۱ | -۰/۴۴ | -۰/۸۸ | -۰/۰۵ | -۰/۰۵ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |        |       |       |
| Hf | -۰/۳۱ | -۰/۶۰ | -۰/۲۶ | -۰/۴۱ | -۰/۷۱ | -۰/۱۷ | -۰/۵۵ | -۰/۰۷ | -۰/۰۹ | -۰/۰۵ | -۰/۴۵ | -۰/۲۴ | -۰/۲۱ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |        |       |       |
| Cu | -۰/۷۱ | -۰/۴۳ | -۰/۷۹ | -۰/۰۴ | -۰/۵۷ | -۰/۵۸ | -۰/۸۰ | -۰/۱۸ | -۰/۵۵ | -۰/۱۳ | -۰/۴۶ | -۰/۴۷ | -۰/۴۷ | -۰/۲۷ | ۱/۰۰  |       |       |       |        |       |       |
| Ta | -۰/۳۴ | -۰/۰۲ | -۰/۷۸ | -۰/۲۱ | -۰/۴۰ | -۰/۷۲ | -۰/۵۰ | -۰/۶۶ | -۰/۳۵ | -۰/۶۴ | -۰/۲۰ | -۰/۷۳ | -۰/۷۳ | -۰/۶۱ | -۰/۴۸ | ۱/۰۰  |       |       |        |       |       |
| Co | -۰/۳۴ | -۰/۱۱ | -۰/۹۱ | -۰/۳۱ | -۰/۵۷ | -۰/۷۱ | -۰/۶۴ | -۰/۲۴ | -۰/۵۵ | -۰/۳۹ | -۰/۳۳ | -۰/۳۷ | -۰/۶۰ | -۰/۳۳ | -۰/۸۳ | -۰/۶۱ | ۱/۰۰  |       |        |       |       |
| Cr | -۰/۴۷ | -۰/۱۰ | -۰/۸۶ | -۰/۲۸ | -۰/۲۴ | -۰/۷۰ | -۰/۳۷ | -۰/۵۲ | -۰/۲۳ | -۰/۶۶ | -۰/۰۷ | -۰/۰۵ | -۰/۶۹ | -۰/۴۷ | -۰/۵۳ | -۰/۹۵ | -۰/۶۹ | ۱/۰۰  |        |       |       |
| Ga | -۰/۵۵ | -۰/۶۰ | -۰/۴۳ | -۰/۶۳ | -۰/۳۲ | -۰/۴۰ | -۰/۴۳ | -۰/۳۳ | -۰/۲۳ | -۰/۷۸ | -۰/۲۴ | -۰/۴۰ | -۰/۵۵ | -۰/۱۰ | -۰/۰۰ | -۰/۴۹ | -۰/۲۵ | -۰/۶۵ | ۱/۰۰   |       |       |
| Zn | -۰/۱۰ | -۰/۰۴ | -۰/۳۶ | -۰/۳۰ | -۰/۳۰ | -۰/۲۰ | -۰/۱۷ | -۰/۲۹ | -۰/۱۷ | -۰/۰۷ | -۰/۵۴ | -۰/۲۲ | -۰/۲۲ | -۰/۲۰ | -۰/۴۲ | -۰/۲۱ | -۰/۵۲ | -۰/۱۴ | -۰/۱۴  | ۱/۰۰  |       |
| Nb | -۰/۲۹ | -۰/۰۲ | -۰/۷۹ | -۰/۲۰ | -۰/۴۱ | -۰/۶۷ | -۰/۴۷ | -۰/۵۷ | -۰/۲۳ | -۰/۶۵ | -۰/۰۷ | -۰/۱۴ | -۰/۲۶ | -۰/۶۲ | -۰/۵۲ | -۰/۹۸ | -۰/۶۵ | -۰/۹۶ | -۰/۵۷  | -۰/۰۷ | ۱/۰۰  |
| Cs | -۰/۸۳ | -۰/۵۷ | -۰/۷۱ | -۰/۶۶ | -۰/۰۵ | -۰/۷۵ | -۰/۲۲ | -۰/۶۷ | -۰/۵۹ | -۰/۶۷ | -۰/۱۰ | -۰/۱۲ | -۰/۵۵ | -۰/۰۲ | -۰/۲۵ | -۰/۶۱ | -۰/۵۷ | -۰/۶۲ | -۰/۳۸  | -۰/۰۷ | -۰/۵۰ |
| Rb | -۰/۴۳ | -۰/۶۹ | -۰/۰۷ | -۰/۴۱ | -۰/۷۳ | -۰/۰۸ | -۰/۷۷ | -۰/۰۵ | -۰/۵۵ | -۰/۴۳ | -۰/۱۷ | -۰/۳۳ | -۰/۰۰ | -۰/۲۹ | -۰/۴۷ | -۰/۱۲ | -۰/۱۵ | -۰/۳۰ | -۰/۷۴  | -۰/۲۲ | -۰/۱۴ |
| V  | -۰/۵۲ | -۰/۴۰ | -۰/۷۱ | -۰/۴۶ | -۰/۰۷ | -۰/۶۵ | -۰/۰۷ | -۰/۶۰ | -۰/۰۹ | -۰/۸۰ | -۰/۰۵ | -۰/۱۰ | -۰/۶۷ | -۰/۲۱ | -۰/۲۷ | -۰/۸۵ | -۰/۴۶ | -۰/۹۳ | -۰/۸۳  | -۰/۱۶ | -۰/۸۶ |
| Y  | -۰/۷۶ | -۰/۴۴ | -۰/۱۹ | -۰/۸۷ | -۰/۱۷ | -۰/۶۳ | -۰/۰۷ | -۰/۴۰ | -۰/۴۴ | -۰/۶۰ | -۰/۰۰ | -۰/۴۳ | -۰/۴۲ | -۰/۵۰ | -۰/۰۱ | -۰/۰۷ | -۰/۱۸ | -۰/۱۴ | -۰/۵۰  | -۰/۳۷ | -۰/۰۵ |
| Pb | -۰/۱۰ | -۰/۱۰ | -۰/۷۰ | -۰/۱۵ | -۰/۲۱ | -۰/۲۶ | -۰/۲۱ | -۰/۶۰ | -۰/۴۵ | -۰/۶۷ | -۰/۳۰ | -۰/۶۰ | -۰/۴۰ | -۰/۸۰ | -۰/۱۱ | -۰/۸۷ | -۰/۱۰ | -۰/۸۷ | -۰/۵۰  | -۰/۵۰ | -۰/۸۰ |
| Zr | -۰/۲۱ | -۰/۴۰ | -۰/۱۰ | -۰/۲۹ | -۰/۵۹ | -۰/۱۳ | -۰/۴۸ | -۰/۲۴ | -۰/۰۲ | -۰/۱۲ | -۰/۶۲ | -۰/۶۹ | -۰/۳۱ | -۰/۹۳ | -۰/۰۴ | -۰/۶۱ | -۰/۱۰ | -۰/۴۳ | -۰/۱۰۵ | -۰/۳۴ | -۰/۶۲ |
| Ni | -۰/۲۲ | -۰/۲۲ | -۰/۷۹ | -۰/۱۱ | -۰/۵۹ | -۰/۸۲ | -۰/۸۵ | -۰/۳۵ | -۰/۴۴ | -۰/۱۹ | -۰/۰۲ | -۰/۰۵ | -۰/۴۴ | -۰/۳۵ | -۰/۸۱ | -۰/۶۱ | -۰/۸۱ | -۰/۵۸ | -۰/۱۰۵ | -۰/۱۸ | -۰/۵۵ |
| La | -۰/۸۶ | -۰/۵۷ | -۰/۶۴ | -۰/۸۴ | -۰/۲۲ | -۰/۶۸ | -۰/۲۰ | -۰/۷۶ | -۰/۴۴ | -۰/۹۲ | -۰/۰۷ | -۰/۱۹ | -۰/۹۰ | -۰/۱۰ | -۰/۳۳ | -۰/۵۴ | -۰/۵۸ | -۰/۵۶ | -۰/۵۷  | -۰/۳۱ | -۰/۵۵ |
| Ce | -۰/۸۸ | -۰/۶۴ | -۰/۵۰ | -۰/۸۱ | -۰/۱۲ | -۰/۶۲ | -۰/۱۸ | -۰/۸۶ | -۰/۵۵ | -۰/۸۳ | -۰/۰۷ | -۰/۰۲ | -۰/۷۹ | -۰/۲۴ | -۰/۲۰ | -۰/۴۱ | -۰/۳۹ | -۰/۳۷ | -۰/۳۶  | -۰/۱۰ | -۰/۳۶ |
| Pr | -۰/۹۰ | -۰/۷۱ | -۰/۴۸ | -۰/۸۱ | -۰/۰۰ | -۰/۵۱ | -۰/۰۲ | -۰/۸۱ | -۰/۴۱ | -۰/۸۳ | -۰/۰۵ | -۰/۰۵ | -۰/۷۱ | -۰/۲۶ | -۰/۰۹ | -۰/۳۹ | -۰/۳۴ | -۰/۳۷ | -۰/۴۰  | -۰/۰۲ | -۰/۳۳ |
| Nd | -۰/۸۶ | -۰/۷۱ | -۰/۵۲ | -۰/۷۷ | -۰/۰۵ | -۰/۵۹ | -۰/۰۱ | -۰/۸۸ | -۰/۴۴ | -۰/۹۶ | -۰/۱۴ | -۰/۰۵ | -۰/۸۱ | -۰/۰۷ | -۰/۰۵ | -۰/۶۳ | -۰/۳۰ | -۰/۶۲ | -۰/۶۷  | -۰/۱۳ | -۰/۶۰ |
| Sm | -۰/۸۶ | -۰/۷۱ | -۰/۵۲ | -۰/۷۷ | -۰/۰۵ | -۰/۵۹ | -۰/۰۱ | -۰/۸۸ | -۰/۴۴ | -۰/۹۶ | -۰/۱۴ | -۰/۰۵ | -۰/۸۱ | -۰/۰۷ | -۰/۰۵ | -۰/۶۳ | -۰/۳۰ | -۰/۶۲ | -۰/۶۷  | -۰/۱۳ | -۰/۶۰ |
| Eu | -۰/۹۸ | -۰/۷۶ | -۰/۵۷ | -۰/۹۲ | -۰/۰۲ | -۰/۶۵ | -۰/۰۱ | -۰/۷۱ | -۰/۴۱ | -۰/۸۹ | -۰/۰۵ | -۰/۲۱ | -۰/۷۴ | -۰/۱۷ | -۰/۱۰ | -۰/۴۹ | -۰/۴۸ | -۰/۵۲ | -۰/۶۰  | -۰/۱۷ | -۰/۴۵ |
| Gd | -۰/۹۸ | -۰/۸۸ | -۰/۳۱ | -۰/۹۲ | -۰/۱۷ | -۰/۵۱ | -۰/۱۴ | -۰/۶۹ | -۰/۴۱ | -۰/۷۷ | -۰/۱۲ | -۰/۱۷ | -۰/۵۵ | -۰/۵۵ | -۰/۱۱ | -۰/۲۲ | -۰/۲۰ | -۰/۴۳ | -۰/۴۳  | -۰/۰۶ | -۰/۱۴ |
| Tb | -۰/۹۳ | -۰/۸۶ | -۰/۲۱ | -۰/۹۵ | -۰/۱۵ | -۰/۵۳ | -۰/۱۳ | -۰/۶۲ | -۰/۴۴ | -۰/۷۳ | -۰/۰۷ | -۰/۲۶ | -۰/۵۵ | -۰/۵۲ | -۰/۰۹ | -۰/۱۰ | -۰/۱۶ | -۰/۱۱ | -۰/۴۳  | -۰/۲۴ | -۰/۰۵ |
| Dy | -۰/۹۳ | -۰/۸۶ | -۰/۲۱ | -۰/۹۵ | -۰/۱۵ | -۰/۵۳ | -۰/۱۳ | -۰/۶۲ | -۰/۴۴ | -۰/۷۳ | -۰/۰۷ | -۰/۲۶ | -۰/۵۵ | -۰/۵۲ | -۰/۰۹ | -۰/۱۰ | -۰/۱۶ | -۰/۱۱ | -۰/۴۳  | -۰/۲۴ | -۰/۰۵ |
| Ho | -۰/۷۶ | -۰/۷۴ | -۰/۱۹ | -۰/۸۷ | -۰/۱۷ | -۰/۶۳ | -۰/۰۷ | -۰/۴۰ | -۰/۴۴ | -۰/۶۰ | -۰/۰۰ | -۰/۴۳ | -۰/۴۲ | -۰/۵۰ | -۰/۰۱ | -۰/۱۰ | -۰/۱۸ | -۰/۱۴ | -۰/۵۰  | -۰/۳۷ | -۰/۰۵ |
| Er | -۰/۷۳ | -۰/۶۹ | -۰/۲۲ | -۰/۸۲ | -۰/۱۵ | -۰/۶۸ | -۰/۰۱ | -۰/۴۲ | -۰/۴۹ | -۰/۵۸ | -۰/۰۲ | -۰/۴۰ | -۰/۴۲ | -۰/۴۷ | -۰/۰۳ | -۰/۱۱ | -۰/۱۹ | -۰/۱۶ | -۰/۴۷  | -۰/۳۳ | -۰/۰۷ |
| Tm | -۰/۶۳ | -۰/۵۷ | -۰/۲۸ | -۰/۷۳ | -۰/۰۹ | -۰/۷۴ | -۰/۱۱ | -۰/۴۱ | -۰/۵۵ | -۰/۵۳ | -۰/۰۱ | -۰/۳۷ | -۰/۴۲ | -۰/۲۸ | -۰/۱۵ | -۰/۱۸ | -۰/۲۴ | -۰/۲۳ | -۰/۴۴  | -۰/۳۲ | -۰/۱۴ |
| Yb | -۰/۶۹ | -۰/۶۴ | -۰/۲۴ | -۰/۷۷ | -۰/۱۲ | -۰/۷۲ | -۰/۰۶ | -۰/۴۳ | -۰/۵۵ | -۰/۵۴ | -۰/۰۵ | -۰/۳۶ | -۰/۴۰ | -۰/۴۳ | -۰/۰۸ | -۰/۱۵ | -۰/۲۰ | -۰/۱۹ | -۰/۴۳  | -۰/۲۹ | -۰/۱۰ |
| Lu | -۰/۵۶ | -۰/۴۷ | -۰/۳۵ | -۰/۶۵ | -۰/۰۲ | -۰/۷۹ | -۰/۲۲ | -۰/۳۶ | -۰/۶۰ | -۰/۴۶ | -۰/۰۴ | -۰/۴۰ | -۰/۴۰ | -۰/۳۲ | -۰/۲۶ | -۰/۲۲ | -۰/۳۳ | -۰/۳۷ | -۰/۴۰  | -۰/۳۴ | -۰/۱۸ |

جدول ۳. ضرایب همبستگی اسپیرمن [۷] بین عناصر جزئی و نادر خاکی در نمونه‌های کائولن کجل.

|    | Cs    | Rb    | V     | Y     | Pb    | Zr    | Ni   | La   | Ce   | Pr   | Nd   | Sm   | Eu   | Gd   | Tb   | Dy   | Ho   | Er   | Tm   | Yb   | Lu   |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Cs | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Rb | ۰/۳۱  | ۱/۰۰  |       |       |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| V  | -۰/۶۴ | -۰/۵۵ | ۱/۰۰  |       |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Y  | -۰/۵۰ | -۰/۲۱ | ۰/۳۳  | ۱/۰۰  |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Pb | -۰/۲۰ | -۰/۳۰ | ۰/۹۹  | -۰/۶۰ | ۱/۰۰  |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Zr | -۰/۰۷ | -۰/۱۷ | -۰/۲۹ | ۰/۳۸  | -۰/۹۰ | ۱/۰۰  |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Ni | -۰/۶۰ | ۰/۴۱  | ۰/۳۵  | ۰/۱۹  | -۰/۱۱ | -۰/۱۴ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| La | -۰/۷۱ | -۰/۱۹ | ۰/۶۰  | ۰/۶۰  | ۰/۱۰  | ۰/۰۲  | ۰/۳۵ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Ce | -۰/۷۶ | -۰/۱۲ | ۰/۴۵  | ۰/۶۰  | ۰/۱۰  | ۰/۱۴  | ۰/۳۳ | ۰/۹۳ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Pr | -۰/۷۹ | -۰/۲۹ | ۰/۴۸  | ۰/۵۲  | ۰/۲۰  | ۰/۱۷  | ۰/۲۲ | ۰/۹۰ | ۰/۹۸ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Nd | -۰/۷۶ | -۰/۴۵ | ۰/۷۶  | ۰/۵۲  | ۰/۷۰  | -۰/۱۰ | ۰/۱۹ | ۰/۸۸ | ۰/۸۸ | ۰/۹۰ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Sm | -۰/۷۶ | -۰/۴۵ | ۰/۷۶  | ۰/۵۲  | ۰/۷۰  | -۰/۱۰ | ۰/۱۹ | ۰/۸۸ | ۰/۸۸ | ۰/۹۰ | ۰/۹۹ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Eu | -۰/۸۶ | -۰/۴۰ | ۰/۶۲  | ۰/۶۷  | ۰/۲۰  | ۰/۱۰  | ۰/۳۰ | ۰/۹۳ | ۰/۹۰ | ۰/۹۳ | ۰/۹۰ | ۰/۹۰ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Gd | -۰/۷۹ | -۰/۳۸ | ۰/۴۰  | ۰/۷۴  | -۰/۱۰ | ۰/۳۱  | ۰/۱۴ | ۰/۸۱ | ۰/۹۰ | ۰/۹۳ | ۰/۸۳ | ۰/۸۳ | ۰/۹۳ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |      |      |      |
| Tb | -۰/۶۴ | -۰/۲۶ | ۰/۳۱  | ۰/۸۸  | -۰/۲۰ | ۰/۳۸  | ۰/۱۱ | ۰/۷۹ | ۰/۸۶ | ۰/۸۳ | ۰/۷۴ | ۰/۷۴ | ۰/۸۶ | ۰/۹۵ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |      |      |
| Dy | -۰/۶۴ | -۰/۲۶ | ۰/۳۱  | ۰/۸۸  | -۰/۲۰ | ۰/۳۸  | ۰/۱۱ | ۰/۷۹ | ۰/۸۶ | ۰/۸۳ | ۰/۷۴ | ۰/۷۴ | ۰/۸۶ | ۰/۹۵ | ۰/۹۹ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |      |
| Ho | -۰/۵۰ | -۰/۲۱ | ۰/۳۳  | ۰/۹۹  | -۰/۶۰ | ۰/۳۸  | ۰/۱۹ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۵۲ | ۰/۵۲ | ۰/۵۲ | ۰/۶۷ | ۰/۷۴ | ۰/۸۸ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |      |
| Er | -۰/۵۱ | -۰/۱۷ | ۰/۳۵  | ۰/۹۹  | -۰/۶۰ | ۰/۳۶  | ۰/۲۶ | ۰/۵۶ | ۰/۵۷ | ۰/۴۹ | ۰/۵۰ | ۰/۵۰ | ۰/۶۳ | ۰/۷۱ | ۰/۸۵ | ۰/۸۵ | ۱/۰۰ |      |      |      |      |
| Tm | -۰/۴۹ | -۰/۰۸ | ۰/۳۸  | ۰/۹۶  | -۰/۵۶ | ۰/۳۰  | ۰/۳۷ | ۰/۵۰ | ۰/۵۰ | ۰/۴۰ | ۰/۴۴ | ۰/۵۵ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۷۵ | ۰/۷۵ | ۰/۹۶ | ۰/۹۸ | ۱/۰۰ |      |      |
| Yb | -۰/۵۲ | -۰/۱۲ | ۰/۳۶  | ۰/۹۸  | -۰/۶۰ | ۰/۳۳  | ۰/۳۳ | ۰/۵۲ | ۰/۵۵ | ۰/۴۵ | ۰/۴۸ | ۰/۴۸ | ۰/۶۰ | ۰/۶۷ | ۰/۸۱ | ۰/۸۱ | ۰/۹۸ | ۰/۹۹ | ۰/۹۹ | ۱/۰۰ |      |
| Lu | -۰/۴۹ | -۰/۰۱ | ۰/۳۸  | ۰/۹۱  | -۰/۵۰ | ۰/۲۹  | ۰/۴۸ | ۰/۴۶ | ۰/۴۴ | ۰/۳۳ | ۰/۳۷ | ۰/۳۷ | ۰/۴۹ | ۰/۵۱ | ۰/۶۷ | ۰/۶۷ | ۰/۹۱ | ۰/۹۵ | ۰/۹۹ | ۰/۹۷ | ۱/۰۰ |



شکل ۲. (الف) کائولینیتی شدن سنگ منشأ ایگنمبرایتی و (ب) همراهی توده‌های سیلیسی با ذخیره کائولن.

### زمین‌شیمی

آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهند که  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{LOI}$  در مجموع با گستره‌ای در حدود ۹۰/۰۱ تا ۹۸/۰۶ درصد وزنی اجزای اصلی و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{MnO}$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مجموع با گستره‌ای از ۱/۴۱ تا ۹/۳۸ درصد وزنی اجزای فرعی تشکیل‌دهنده ذخیره کائولن کجل می‌باشند. از بین عناصر جزئی فقط  $\text{Zr}$ ،  $\text{V}$  و  $\text{Ba}$  دارای مقادیر بالای ۱۰۰ ppm هستند. مقادیر  $\text{TiO}_2$  نمونه‌های کائولن از ۰/۵۵ تا ۱/۱۰ درصد وزنی، مقادیر  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$  از ۱/۰۶ تا ۸/۹۵ درصد وزنی، مقادیر  $\text{Cr} + \text{Nb}$  از ۴۷ تا ۱۴۹۹ ppm، مقادیر  $\text{Ba} + \text{Sr}$  از ۶۰ تا ۳۴۵۸ ppm، مقادیر  $\text{Ce} + \text{Y} + \text{La}$  از ۱۲/۳ تا ۲۳۳/۳ ppm متغیر است. از نکات بارز شیمی کائولن‌ها می‌توان به وجود مقادیر متغیری از REE‌ها در گستره‌ای از ۱۴/۰۵ تا ۲۹۱/۱۹۹ ppm اشاره کرد.

### بحث و بررسی

#### محاسبات انتقال جرم عناصر در طی کائولینیتی شدن

تاکنون محققان تکنیک‌های مختلفی برای بررسی انتقال جرم عناصر در طی فرایندهای هوازدگی و دگرسانی گرمایی مختلف ارائه کرده‌اند. از مهمترین این تکنیک‌ها می‌توان به روش عامل حجم [۸]، عنصر بی‌تحرک [۹]، روش ایزوکون [۱۰]، عامل غنی‌شدگی [۱۱]، درصد تغییر در نسبت عناصر [۱۲]، شاخص تحرک [۱۳]، و نسبت تهی‌شدگی شیمیایی [۱۴]، اشاره کرد. در این بررسی از بین تکنیک‌های یاد شده، از روش عنصر بی‌تحرک نسبت [۹]، برای محاسبه میزان انتقال عناصر

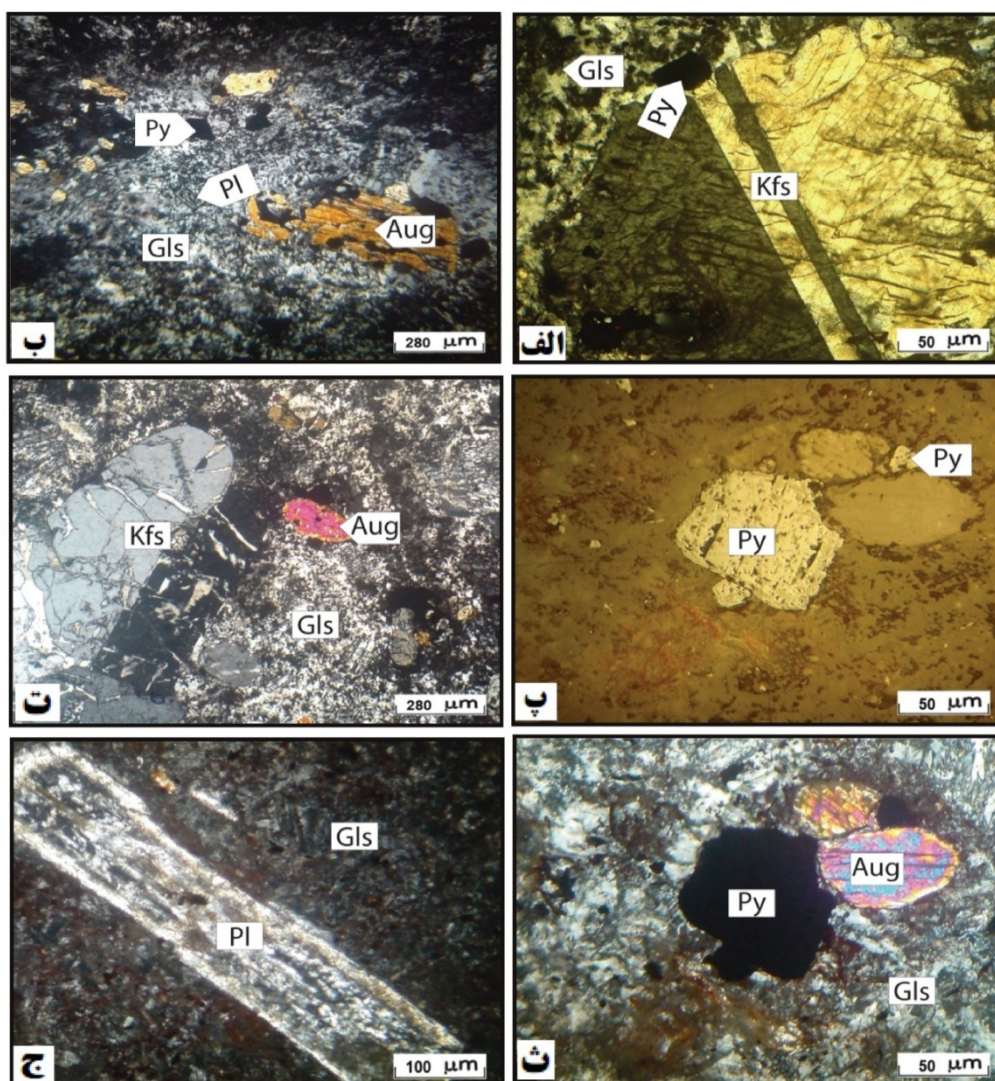
اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در طی فرایندهای کائولینیتی شدن استفاده گردید. کاربرد از روش عنصر بی‌تحرک نسبت [۹] در محاسبات مقادیر انتقال جرم عناصر بر دو مبنای (۱) تعیین عنصر مانیتور بی‌تحرک و (۲) ترکیب شیمیایی سنگ اولیه استوار است.

#### ۱- عنصر مانیتور بی‌تحرک

عناصری نظیر  $[\text{Al}]$ ،  $[\text{Ti}]$ ،  $\text{Nb}$  و  $[\text{Ta}]$ ،  $\text{Zr}$  و  $\text{Hf}$  [۱۸]، و  $[\text{Th}]$  در طی هوازدگی و فرایندهای دگرسانی گرمایی به صورت بی‌تحرک عمل می‌کنند. عناصر مذکور عمدتاً جزو عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) بوده و انحلال‌پذیری ناچیزی در محلولهای آبگین دارند [۱۷]. در نمونه‌های کائولن تجزیه شده از بین عناصر مذکور،  $\text{Ti}$  کمترین تغییرات را نسبت به بقیه عناصر یاد شده در داخل ذخیره کجل داراست (جدول ۱)، لذا در این مطالعه از آن به عنوان عنصر مانیتور بی‌تحرک برای محاسبات انتقال جرم عناصر استفاده گردید.

#### ۲- ترکیب سنگ اولیه

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که از بین ایگنمبرایت‌ها، توف‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها، ایگنمبرایت‌ها به شدت کائولینیتی شده، لذا در این مطالعه از ترکیب شیمیایی ایگنمبرایت به عنوان سنگ اولیه استفاده گردید.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از ایگنمبرایت‌ها. (الف) درشت بلور فلدسپار پتاسیم در زمینه شیشه‌ای. نور ppl. (ب) اوژیت، پلاژیوکلاز و پیریت در زمینه شیشه‌ای. نور xpl. (پ) بلورهای شکل‌دار پیریت. نور ppl. (ت) فلدسپار پتاسیم و اوژیت در زمینه شیشه‌ای. نور xpl. (ث) بلورهای پیریت و اوژیت در زمینه شیشه‌ای. نور xpl. (ج) درشت بلور پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای. نور xpl. علائم اختصاری کار رفته عبارتند از: Py=پیریت، GlS=شیشه، Pl=پلاژیوکلاز و Aug=اوژیت.

(جدول ۴). با مروری بر نتایج بدست آمده مشخص می‌گردد که عملکرد فرآیندهای کائولینیتی شدن بر روی ایگنمبرایت‌ها سبب شست‌وشوی شدید عناصر Ca, Na, Mg, K, Mn, Zn, Co, Ni و غنی‌شدگی عناصر Ta, Zr, Th, Nb و U و شست‌وشو- تثبیت عناصر Si, Al, Fe, P, Ba, Cu, Hf, Ga, Cr, Cs, V, Y, Pb و LREE و HREE شده است (جدول ۴ و شکل ۴ الف تا پ).

با مشخص شدن Ti به عنوان عنصر مانیتور بی‌تحرک و ایگنمبرایت به عنوان سنگ اولیه، از فرمول ارائه شده توسط نسبیت [۹] که به شکل معادله زیر است، تغییرات جرم عناصر محاسبه گردیدند:

$$\% \text{ Change} = \left[ \frac{(X_{\text{kaolin}} / Ti_{\text{kaolin}})}{(X_{\text{ignimbrite}} / Ti_{\text{ignimbrite}})} - 1 \right] \times 100$$

نتایج به دست آمده از این محاسبات نشان می‌دهند که شست‌وشو- تثبیت دو عامل اصلی تنظیم‌کننده توزیع عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در این ذخیره می‌باشند

### عوامل زمین‌شیمیایی موثر روی توزیع و رفتار عناصر در طی کائولینیتی شدن

با توجه به کانی‌شناسی ذخیره کائولن به نظر می‌رسد که کاهش جرم Si در اثر کائولینیتی شدن فلدسپارها رخ داده است. افزایش جرم Si در اغلب نمونه‌ها می‌تواند در ارتباط با حضور فازهای کانیایی کوارتز و کلسدونی باشد. اکسیداسیون پیریت‌ها و تولید اسید سولفوریک ساز و کاری است که در این مطالعه برای خروج Fe در طی کائولینیتی شدن از سیستم پیشنهاد می‌شود. خروج K، Na، Ca، Rb و Ba از سیستم دلالت بر دگرسانی فلدسپارها و آزاد شدن بخشی عناصر مذکور به محلولهای دگرسان کننده دارد. تخریب و شکسته شدن کانیهای فرومنیزین (اوژیت) موجبات خروج بخشی Mg، Mn، Co و Ni را از سیستم فراهم نموده است [۲۰]. کاهش جرم P مبین تخریب آپاتیت در طی فرآیندهای کائولینیتی شدن توسط محلولهای دگرسان کننده و افزایش جرم آن دلالت بر ترسیب P به فرم فسفات ثنویه در سیستم است. اختلاف در میزان شست‌وشوی عناصر اصلی و فرعی بر تفاوت در میزان پایداری کانیهای اولیه حامل آنها در برابر فرآیندهای دگرسانی دلالت دارد. همچنین وجود روندهای کاهشی-افزایشی برای اغلب عناصر جزئی دلیلی بر تغییر در شرایط دگرسانی شیمیایی نظیر pH، دما، Eh و کمپلکس‌های یونی در طی تکوین ذخیره دارد [۲۱]. عناصر با قدرت میدان بالا نظیر Zr، Ga، Ta، Hf و P همراه با Al، REE و Th که معمولاً در طی فرآیندهای دگرسانی به صورت بی‌تحرک عمل می‌کنند [۲۲]، در طی تشکیل این ذخیره هر دو روند افزایشی و کاهشی را در طی کائولینیتی شدن نشان می‌دهند (شکل ۴). این رفتار دو گانه را می‌توان به تغییر شرایط محیط تشکیل ذخیره نسبت داد. به نظر می‌رسد عواملی نظیر pH پایین، شدت دگرسانی، نسبت‌های بالای فلوئید به سنگ و فراوانی یونهای کمپلکس‌ساز نظیر  $\text{CO}_3^{2-}$ ،  $\text{F}^-$ ،  $\text{Cl}^-$ ،  $\text{PO}_3^{4-}$  و  $\text{SO}_4^{2-}$  در محلولهای گرمابی [۲۳] نقش مهمی در شست‌وشوی عناصر مذکور از سیستم داشته‌اند. سیلیفیکاسیون شدید در منطقه که باعث جایگزینی کامل توده‌های کائولن توسط زون‌های سیلیسی شده است، نشان می‌دهد که فلوئیدهای عامل دگرسانی زمان کافی برای واکنش با این سنگها را داشته‌اند. مطالعات نشان می‌دهد که دگرسانی حرارت بالا باعث تحرک عناصر HFS شده و موجبات خروج Zr، Y و

HREE را از سیستم دگرسانی فراهم می‌کند، این در حالی است که دگرسانیهای حرارت پایین باعث غنی‌شدگی عناصر مذکور می‌شوند [۲۴]. با توجه به شست‌وشو و غنی‌شدگی Y، Zr و HREE در طی تشکیل ذخیره کائولن کجل می‌توان ادعا کرد که تغییرات دمایی فلوئیدهای عامل دگرسانی (احتمالاً با دو منشأ متفاوت عمیق هیپوژن و سطحی سوپرژن) یکی از عوامل اصلی کنترل کننده توزیع عناصر در طی توسعه ذخیره مورد مطالعه بوده است.

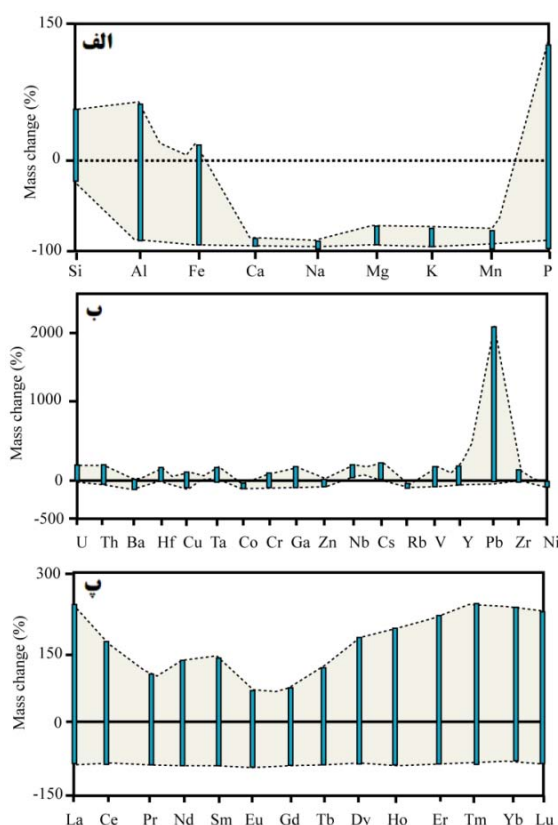
### کنترل‌های کانیایی روی توزیع عناصر جزئی و نادر خاکی در طی کائولینیتی شدن

آنالیزهای XRD فازهای کانیایی را شناسایی کرده‌اند که فراوانی بالای ۴ درصد داشته‌اند، بنابراین این احتمال وجود دارد که علاوه بر کانیهای شناسایی شده، فازهای کانیایی دیگری وجود داشته باشند که توسط آنالیزهای XRD شناسایی نشده‌اند. در این بررسی برای مشخص کردن کانیهای میزبان عناصر جزئی و نادر خاکی از نتایج ضرایب همبستگی اسپیرمن [۷] بین عناصر استفاده گردید (جداول ۲ و ۳).

**الف- عناصر جزئی:** زیرکن و موناژیت کانیهای اصلی Th دار شناخته شده در کانسارهای کائولن هستند [۲۵]. با توجه به همبستگی مثبت و متوسط بین Zr با Th (۰/۶۸) و مثبت و بسیار ضعیف بین P با Th (۰/۰۸) می‌توان ادعا نمود که از بین دو کانی بالا، فقط زیرکن است که در ذخیره کجل نقش کنترلی موثر روی توزیع Th داشته است. مضافاً همبستگی مثبت و متوسط بین Zr با U (۰/۶۲) نیز دلالت بر نقش مؤثر کانی زیرکن در توزیع U در ذخیره دارد. همبستگی مثبت و خوب بین P با Ba (۰/۸۸) نشان از حضور کانیهای هیدروکسی آپاتیت‌های Ba دار در این ذخیره دارد [۲۶]. در ذخیره کجل همبستگی مثبت و متوسطی بین Al با Hf (۰/۶۰) و مثبت و خوبی بین Hf با Zr (۰/۹۳) دیده می‌شود. این همبستگی‌ها را می‌توان به حضور Hf در فازهای کانیایی رسی و ساختار کانی زیرکن نسبت داد [۲۵]. ضرایب همبستگی مثبت و خوب بین Fe با Co (۰/۹۱)، Cr (۰/۸۶)، V (۰/۷۱) و Ni (۰/۷۹) دلالت بر این نکته دارد که عناصر مذکور توسط سازوکارهایی نظیر جانشینی ایزومورفی به ساختار اکسیدهای آهن تلفیق شده‌اند [۲۷].

جدول ۴. نتایج محاسبات تغییرات جرم عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در طی کائولینیتی شدن ایگنمبرایت‌ها با فرض Ti عنوان عنصر مانیتور بی‌تخرک.

| Sample No                      | K-2    | K-3     | K-4     | K-5    | K-6    | K-7    | K-8    | K-9     | K-10    |
|--------------------------------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | ۳۶/۱۳  | ۴۱/۹۱   | ۵۵/۷۱   | ۱۳/۷۶  | ۱۷/۸۳  | ۱۸/۳۹  | -۱۸/۰۷ | ۱۰/۹۵   | ۲۱/۱۴   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۲۳/۴۰  | ۳۵/۳۲   | ۶۲/۸۸   | ۲۹/۸۲  | -۳۹/۱۶ | -۹۲/۱۰ | -۱۹/۱۱ | -۷۴/۴۴  | -۳۴/۱۹  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -۴/۶۸  | -۲۷/۹۷  | -۵۷/۰۶  | -۵۳/۱۹ | -۹۵/۳۳ | -۹۹/۲۵ | -۹۸/۰۲ | ۱۲/۳۷   | -۹۵/۳۵  |
| CaO                            | -۹۵/۶۸ | -۹۴/۱۳  | -۹۴/۴۷  | -۹۵/۱۸ | -۹۷/۷۷ | -۹۸/۲۴ | -۹۷/۳۳ | -۹۶/۹۸  | -۹۶/۶۴  |
| Na <sub>2</sub> O              | -۹۸/۲۷ | -۹۴/۱۰  | -۹۹/۰۱  | -۹۹/۲۵ | -۹۹/۳۷ | -۹۸/۰۹ | -۹۹/۷۵ | -۹۸/۴۹  | -۹۷/۹۸  |
| MgO                            | -۹۴/۰۷ | -۷۶/۱۲  | -۹۷/۷۳  | -۹۹/۱۵ | -۹۹/۶۴ | -۹۹/۶۹ | -۹۹/۴۲ | -۹۸/۶۲  | -۹۹/۲۳  |
| K <sub>2</sub> O               | -۹۵/۵۰ | -۷۷/۲۳  | -۹۸/۱۳  | -۹۸/۹۴ | -۹۸/۵۰ | -۹۸/۲۰ | -۹۹/۲۸ | -۹۷/۷۱  | -۹۲/۳۶  |
| MnO                            | -۹۰/۰۸ | -۷۹/۱۷  | -۹۴/۳۲  | -۹۵/۷۲ | -۹۶/۳۷ | -۹۶/۸۸ | -۹۷/۱۱ | -۹۶/۵۳  | -۹۶/۱۴  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | -۶۰/۳۲ | ۱۹/۰۵   | ۳۶/۳۶   | -۲/۱۵  | -۸۷/۵۴ | -۹۲/۸۶ | -۹۰/۰۸ | -۶۴/۲۹  | ۱۲۴/۸۷  |
| U                              | ۷۷/۷۸  | ۱۰۶/۶۷  | ۷۰/۵۸   | ۷۶/۳۴  | ۱۱۲/۲۶ | -۴۲/۵۵ | ۵۷/۲۴  | ۱۸۲/۰۲  | ۶۱/۶۲   |
| Th                             | ۹۶/۴۳  | ۱۵۱/۷۴  | ۱۱۰/۱۱  | ۱۳۰/۶۰ | ۵۶/۰۶  | -۶۳/۲۵ | ۱۱۹/۹۰ | ۱۱۷/۳۷  | ۱۹۸/۸۱  |
| Ba                             | -۷۱/۹۴ | -۳۵/۹۳  | -۴۲/۶۷  | -۶۷/۴۸ | -۹۱/۰۴ | -۹۳/۱۳ | -۹۵/۴۲ | -۶۹/۵۹  | ۲/۳۶    |
| Hf                             | ۷۵/۰۵  | ۱۰۶/۱۶  | ۱۰۵/۹۳  | ۸۳/۷۴  | ۱۰۱/۰۲ | -۹۰/۰۹ | ۱۳۸/۷۳ | ۲۰/۸۸   | ۸/۵۵    |
| Cu                             | -۷۰/۷۵ | -۵۳/۹۴  | -۸۹/۵۳  | -۹۲/۱۱ | -۸۱/۲۵ | -۹۴/۲۴ | -۹۴/۶۷ | ۹۷/۰۴   | -۷۱/۵۷  |
| Ta                             | ۱۰۴/۴۳ | ۱۲۷/۲۷  | ۱۳۴/۱۶  | ۱۰۷/۵۶ | ۱۳۷/۸۴ | ۶۶/۶۷  | ۱۵۹/۵۴ | ۴۳/۱۰   | ۲۱/۵۹   |
| Co                             | -۹۱/۰۹ | -۸۱/۲۹  | -۹۸/۰۴  | -۹۴/۶۸ | -۹۸/۷۴ | -۹۸/۹۲ | -۹۹/۰۰ | -۷۳/۶۱  | -۹۸/۶۷  |
| Cr                             | ۳/۴۰   | -۲۷/۶۲  | ۱۸/۴۴   | -۴۰/۵۱ | -۸۷/۳۸ | -۸۹/۱۴ | -۸۹/۹۵ | ۸/۵۷    | ۷۴/۲۴   |
| Ga                             | ۴۱/۱۷  | ۵۲/۵۳   | ۱۵۹/۴۷  | ۳۹/۷۰  | -۲۹/۰۵ | -۸۹/۶۶ | -۱۱/۴۳ | ۵۵/۱۲   | ۹۵/۹۷   |
| Zn                             | -۹۳/۴۴ | -۲۸/۴۱  | -۹۲/۴۹  | -۸۶/۴۲ | -۹۰/۳۹ | -۹۱/۷۴ | -۸۳/۱۷ | -۵۹/۶۲  | -۸۱/۶۴  |
| Nb                             | ۹۶/۶۶  | ۱۲۰/۲۶  | ۱۲۴/۲۷  | ۱۰۸/۲۰ | ۱۳۸/۸۳ | ۱۰۳/۷۴ | ۲۰۸/۴۷ | ۳۲/۷۷   | ۲۹/۱۷   |
| Cs                             | -۲/۵۱  | ۵۳/۱۳   | ۷۲/۵۹   | ۷/۰۹   | ۱۷۵/۰۶ | ۲۲۵/۸۹ | ۹۹/۷۶  | ۷۰/۹۰   | ۱۳۵/۶۳  |
| Rb                             | -۹۰/۵۹ | -۷۴/۰۲  | -۹۴/۲۴  | -۹۶/۶۶ | -۹۲/۷۳ | -۹۰/۲۶ | -۹۶/۹۹ | -۹۱/۴۱  | -۹۱/۴۸  |
| V                              | ۲/۵۰   | -۳۰/۴۶  | ۱۶۶/۴۲  | -۳۴/۶۸ | -۸۳/۲۵ | -۹۱/۵۶ | -۸۴/۸۲ | -۱۰/۵۹  | -۴۴/۸۱  |
| Y                              | -۲۱/۳۵ | ۲۱۶/۹۳  | ۶/۵۲    | -۲۴/۷۹ | -۵۷/۵۷ | -۸۷/۹۵ | -۳۶/۷۶ | -۵۶/۴۸  | -۷۴/۳۷  |
| Pb                             | ۲۰/۶۲  | ۱۱۱۶/۴۶ | ۲۰۵۵/۲۹ | ۹۸۲/۵۷ | -۱۱/۶۴ | -۲۴/۰۱ | ۹۷/۰۱  | ۱۱۱۵/۸۱ | ۱۴۶۷/۰۴ |
| Zr                             | ۷۵/۶۸  | ۹۶/۱۵   | ۹۳/۱۹   | ۸۸/۰۱  | ۹۲/۶۲  | -۲۰/۳۱ | ۱۳۰/۵۸ | ۱۹/۲۹   | ۲/۰۳    |
| Ni                             | -۵۱/۷۵ | -۵۵/۶۷  | -۸۲/۷۳  | -۸۶/۹۹ | -۸۸/۹۶ | -۹۰/۵۰ | -۹۱/۲۱ | -۷۴/۶۷  | -۸۸/۲۷  |
| La                             | ۳۵/۱۵  | ۱۰۶/۵۶  | ۷۰/۸۷   | ۶۱/۵۷  | -۲۳/۷۳ | -۹۰/۸۵ | -۶۵/۵۴ | -۴/۶۹   | ۲۴۶/۸۹  |
| Ce                             | ۲۴/۱۰  | ۹۴/۹۴   | ۵۹/۵۰   | ۵۴/۶۶  | -۳۵/۸۱ | -۹۰/۹۳ | -۷۰/۹۰ | -۴۲/۳۲  | ۱۶۶/۴۱  |
| Pr                             | ۱۸/۳۲  | ۸۸/۴۷   | ۸۴/۸۹   | ۶۰/۳۰  | -۴۶/۶۸ | -۹۱/۴۲ | -۷۴/۰۸ | -۵۰/۱۵  | ۱۰۹/۲۳  |
| Nd                             | ۸/۰۲   | ۸۰/۸۴   | ۱۲۸/۹۱  | ۶۷/۲۸  | -۵۶/۴۸ | -۹۲/۰۶ | -۷۷/۲۵ | -۵۶/۳۱  | ۶۵/۷۰   |
| Sm                             | -۱۹/۴۴ | ۷۰/۱۱   | ۱۴۲/۹۹  | ۶۰/۱۶  | -۵۸/۴۷ | -۹۲/۸۶ | -۶۹/۱۹ | -۵۷/۳۹  | ۲۴/۳۹   |
| Eu                             | -۴۱/۹۸ | ۵۵/۱۷   | ۶۵/۵۲   | ۶۳/۴۴  | -۸۱/۵۶ | -۹۶/۵۵ | -۸۱/۴۸ | -۶۷/۰۵  | -۱۴/۸۶  |
| Gd                             | -۲۷/۵۷ | ۶۹/۶۳   | ۶۲/۴۰   | ۴۱/۲۰  | -۵۹/۹۲ | -۹۲/۸۸ | -۶۵/۶۹ | -۶۹/۸۰  | ۹/۰۷    |
| Tb                             | -۳۱/۹۷ | ۱۱۶/۱۲  | ۴۵/۸۵   | ۳۲/۴۷  | -۵۷/۸۳ | -۹۱/۲۱ | -۵۱/۱۶ | -۷۱/۹۲  | -۳۷/۵۹  |
| Dy                             | -۱۷/۷۵ | ۱۷۲/۷۳  | ۲۲/۷۴   | ۶/۷۸   | -۵۷/۹۴ | -۹۰/۱۴ | -۴۰/۷۲ | -۶۵/۸۳  | -۵۷/۹۷  |
| Ho                             | -۱۶/۲۳ | ۱۹۶/۳۰  | ۱۲/۷۹   | -۱۸/۸۲ | -۶۱/۲۴ | -۸۹/۸۱ | -۳۶/۵۶ | -۶۰/۹۱  | -۶۶/۸۵  |
| Er                             | -۸/۳۵  | ۲۱۷/۹۶  | ۲۱/۲۱   | -۲۰/۹۱ | -۵۸/۱۳ | -۸۸/۳۹ | -۳۰/۸۳ | -۵۰/۴۰  | -۶۵/۴۶  |
| Tm                             | ۱۰/۴۲  | ۲۴۴/۲۰  | ۳۰/۴۳   | -۲۲/۵۷ | -۵۱/۹۷ | -۸۴/۷۸ | -۱۳/۴۵ | -۳۷/۲۰  | -۶۲/۴۳  |
| Yb                             | ۵/۸۲   | ۲۴۳/۱۱  | ۲۳/۴۶   | -۲۱/۳۶ | -۵۰/۸۳ | -۸۳/۶۴ | -۹/۴۱  | -۳۶/۵۶  | -۶۳/۰۴  |
| Lu                             | ۵/۸۲   | ۲۳۳/۳۳  | ۲۱/۲۱   | -۲۷/۴۸ | -۵۲/۱۲ | -۸۴/۳۱ | -۹/۲۲  | -۳۹/۰۰  | -۶۱/۲۷  |



شکل ۴. گستره تغییرات جرم عناصر (الف) اصلی و فرعی، (ب) جزئی و (پ) نادر خاکی در طی فرآیندهای کائولینیتی شدن ایگنمبرایت‌ها.

پژوهشگران مختلف پیشنهاد شده که از آن جمله می‌توان به کانیهای رسی مانند کائولینیت و اسمکتیت، کانیهای ثانویه فسفات‌دار، اکسیدها و هیدروکسیدهای منگنز و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن اشاره نمود [۳۰]. همبستگی‌های مثبت و متوسط تا خوب بین Al با LREEها (۰/۶۴ تا ۰/۸۸) به جز La و Al با HREEها (۰/۶۴ تا ۰/۸۶) به جز Tm و Lu نشان می‌دهند که کانیهای رسی نقش کنترلی مهمی در توزیع اغلب REEها داشته‌اند. همبستگی‌های مثبت ولی ضعیف REEها با Fe (۰/۲۱ تا ۰/۶۴) و Mn (۰/۲۶ تا ۰/۶۰) نشان از نقش کم رنگ اکسیدها و هیدروکسیدهای منگنز و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در تمرکز REEها در این ذخیره دارند. زیرکن که از نظر شیمیایی پایدارترین کانی در طی فرآیندهای دگرسانی محسوب می‌شود [۳۱]، با توجه به همبستگی مثبت ولی ضعیف بین Zr با HREEها (۰/۱۱ تا ۰/۴۸) نمی‌تواند نقشی در کنترل و توزیع HREEs در این ذخیره داشته باشد. ضرایب همبستگی مثبت و خوب بین P با LREEها (۰/۷۷ تا ۰/۹۶) می‌تواند نشانگر کنترل توزیع بخشی از LREEs توسط کانیهای فسفاتی نظیر مونازیت و رابدوفان

همبستگی مثبت و خوب بین Al با Y (۰/۷۴) و مثبت و متوسط بین Al با Ga (۰/۶۰) نشان می‌دهد که Y و Ga توسط کانیهای رسی در سیستم توزیع شده‌اند [۲۸]. نقش کنترلی Cs و Cu توسط کانیهای سیلیکاتی را می‌توان از روی همبستگی مثبت و خوب بین Cs با Si (۰/۸۳) و Cu با Si (۰/۷۱) استنباط کرد. همبستگی مثبت و متوسط بین Ta با Ti (۰/۶۶) و Nb با Ti (۰/۵۷) دلالت بر نقش مؤثر کانیهای Ti در توزیع Ta و Nb در ذخیره دارد. همچنین همبستگی مثبت و متوسط بین Zr با Nb (۰/۶۲) حاکی از این موضوع است که علاوه بر نقش کانیهای Ti، زیرکن نیز نقش کنترلی ارزنده‌ای در توزیع Nb ایفا کرده است. همبستگی مثبت و خوب بین K با Rb (۰/۷۷) دلیلی بر جفت شدن Rb به فازهای کانیایی K دار می‌باشد. همبستگی مثبت و خوب بین Pb با Fe (۰/۷۰) مثبت و متوسط Zn با Fe (۰/۶۳) نشانگر وابستگی توزیع Pb و Zn با فازهای کانیایی Fe دار در ذخیره است [۲۹].

ب- عناصر نادر خاکی: چندین دسته کانی به عنوان میزبانان اصلی REEها در محصولات دگرسانی و هوازده توسط

### الگوی توزیع REEها

الگوی توزیع REEهای نورمالیزه شده به ایگنمبرایت در نمونه‌های کائولن دلالت بر تفریق ضعیف LREEها از HREEها همراه با رخداد آنومالی‌های منفی ضعیف Eu در طی تکوین ذخیره دارند (شکل ۶). بررسی ضرایب همبستگی بین REEها نشان می‌دهد که همبستگی درونی بالایی بین HREEها ( $r = 0.51$  to  $0.99$ ) نسبت به LREEها ( $r = 0.32$ ) (جدول ۳). بررسیهای [۳۵] نشان می‌دهد که در محلولهای آبگین رابطه خوبی بین درجه تفریق LREEها از HREEها با افزایش pH وجود دارد. به طوری که با افزایش pH محلولهای عامل دگرسانی ثبات کمپلکس‌های HREE بیشتر از کمپلکس‌های LREE است و همین موضوع باعث تفریق بسیار پایین LREEها از HREEها می‌شود. با توجه به درجه تفریق بسیار پایین LREEها از HREEها در ذخیره مورد مطالعه (شکل ۶) به نظر می‌رسد که pH محلولهای عامل دگرسانی پایین بوده است. معمولاً pHهای پایین و بالا به ترتیب مربوط به محلولهای دگرسان کننده هیپوژن و سوپرژن می‌باشد [۳۶]. با توجه به مسائل مطرحه فوق می‌توان چنین استدلال کرد که نقش محلولهای هیپوژن نسبت به محلولهای سوپرژن در تکوین این ذخیره بسیار با اهمیت تر بوده است.

### رخداد آنومالی‌های Eu و Ce

در این مطالعه برای بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل ذخیره کائولن کجل به ترتیب از روابط زیر به محاسبه مقادیر آنومالی‌های  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  مبادرت گردید:

$$Eu/Eu^* = (Eu_{kaolin}/Eu_{ignimbrite}) / \sqrt{[(Sm_{kaolin}/Sm_{ignimbrite}) \times (Gd_{kaolin}/Gd_{ignimbrite})]} \quad [37]$$

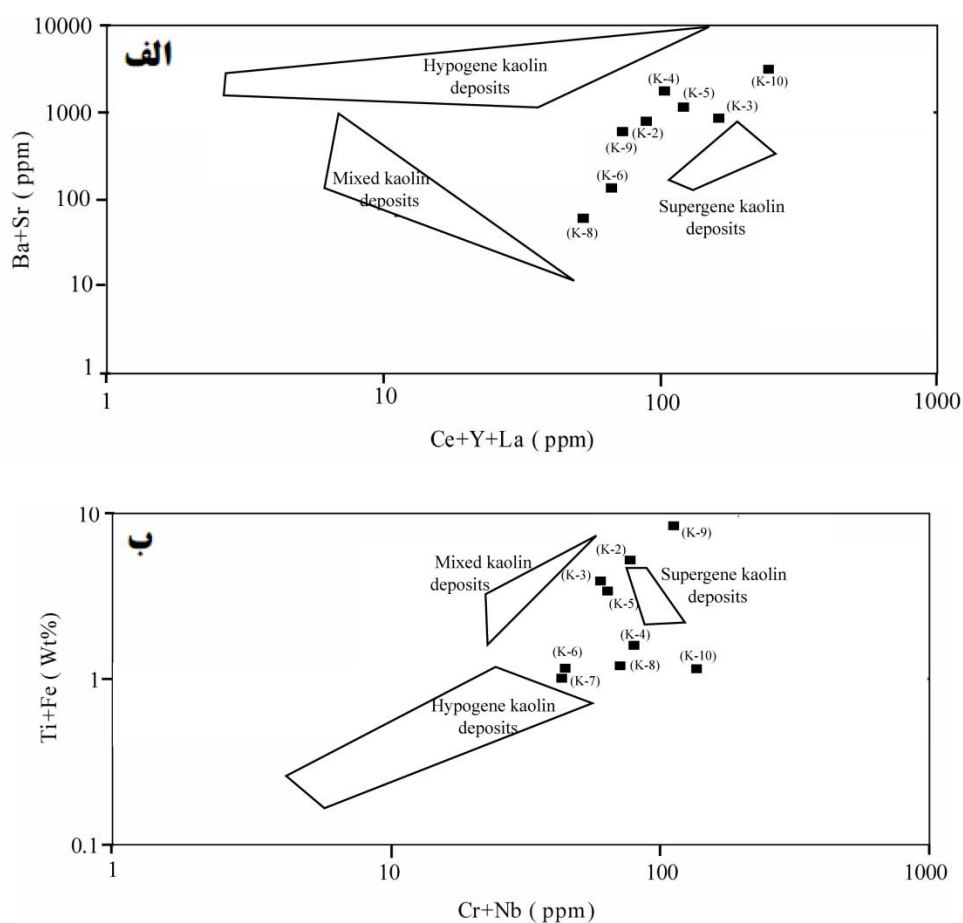
$$Ce/Ce^* = (3Ce_{kaolin}/Ce_{ignimbrite}) / [(2La_{kaolin}/La_{ignimbrite}) + (Nd_{kaolin}/Nd_{ignimbrite})] \quad [38]$$

نتایج به دست آمده نشان می‌دهند که مقادیر آنومالی  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  در نمونه‌های کائولن به ترتیب از ۰/۲۴ تا ۱/۰۹ و ۰/۷۴ تا ۱/۰۳ متغیرند (جدول ۱). آنومالی‌های شدیداً منفی Eu بیانگر دگرسانی فلدسپارها و تشکیل کانیهایی رسی در دماهای بالاست که طی آن  $Eu^{3+}$  در شرایط شدیداً احیایی به  $Eu^{2+}$  تبدیل شده و از سیستم بطور بخشی خارج شده است [۳۹].

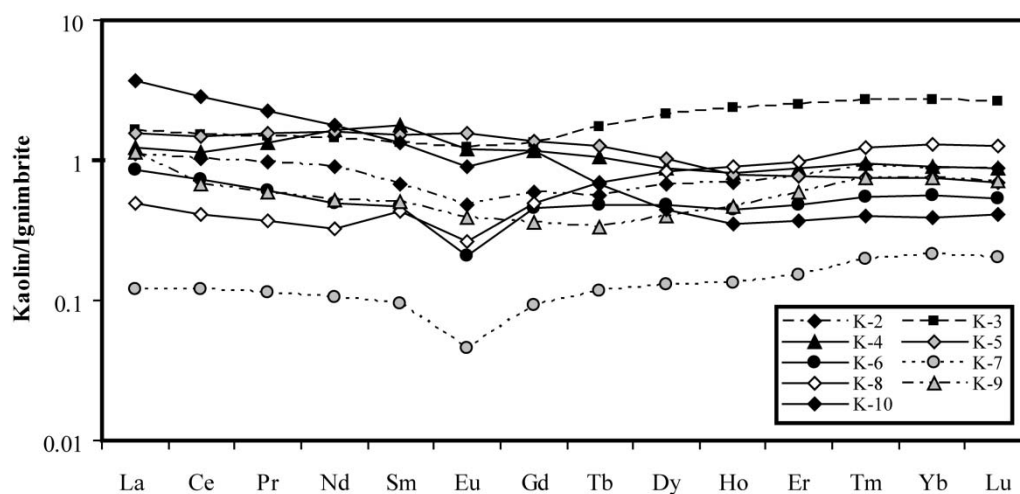
[CeLa(PO<sub>4</sub>).H<sub>2</sub>O] در ذخیره مورد بررسی باشد [۳۲]. همبستگی‌های مثبت و متوسط تا خوب بین REEها با Y (۰/۶۰ تا ۰/۹۹) به جز Nd+Pr و Sm دلالت بر حضور زینوتایم در این ذخیره می‌نماید.

### نوع محلولهای مسؤول کائولن‌زایی

در این پژوهش برای تعیین نوع محلولهای مسؤول کائولن‌زایی در کجل از سه شاخص زمین‌شیمیایی استفاده گردید. استفاده از مقادیر TiO<sub>2</sub> نمونه‌های کائولن اولین شاخص زمین‌شیمیایی بوده است که برای تعیین منشأ محلولهای مسؤول کانی‌سازی به کار گرفته شد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که مقادیر TiO<sub>2</sub> کمتر و بیشتر از ۱ به ترتیب مربوط به کانسارهای کائولن با ماهیت هیپوژن و سوپرژن می‌باشد [۳۳]. با توجه به مقادیر TiO<sub>2</sub> کمتر و بیشتر از ۱ درصد وزنی (۰/۵۵ تا ۱/۱۰ درصد وزنی) در نمونه‌های مورد بررسی جدول (۱)، می‌توان چنین استنباط کرد که تشکیل ذخیره کائولن کجل در ارتباط با عملکرد هر دو محلول هیپوژن و سوپرژن بر روی ایگنمبرایت‌ها بوده است. استفاده از مقادیر Ba+Sr و Ce+Y+La در نمونه‌ها دومین شاخص زمین‌شیمیایی بوده است که در این بررسی برای مشخص کردن ماهیت هیپوژن و یا سوپرژن بودن منشأ ذخیره استفاده گردید. مقادیر Ba+Sr بالا مرتبط با کانسارهای کائولن هیپوژن و مقادیر Ce+Y+La بالا مرتبط با کانسارهای کائولن سوپرژن می‌باشد [۳۴]. ترسیم نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار دو متغیره Ce+Y+La در برابر  $[Ba+Sr]$  نشان می‌دهد که نمونه‌های ذخیره کائولن کجل به طور عمده ما بین کانسارهای کائولن هیپوژن و سوپرژن قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). استفاده از مقادیر  $Cr+Nb$  و  $Ti+Fe$  نمونه‌ها سومین شاخص زمین‌شیمیایی استفاده شده برای تشخیص محلولهای عامل کانی‌سازی بوده است. محتوای  $Ti+Fe$  بالا و  $Cr+Nb$  بالا با ماهیت سوپرژن کائولن‌ها سازگاری دارد [۳۴]. با ترسیم نمونه‌ها در نمودار دو متغیره  $Cr+Nb$  در برابر  $[Ti+Fe]$  مشخص می‌شود که اغلب نمونه‌های مورد بررسی در موقعیتی ما بین کانسارهای کائولن هیپوژن و سوپرژن واقعند (شکل ۵ ب). از جمع‌بندی نتایج به دست آمده چنین برداشت می‌شود که در طی تشکیل ذخیره کائولن کجل فرآیندهای سوپرژن بر روی فرآیندهای هیپوژن همپوشانی کرده‌اند.



شکل ۵. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای دو متغیره (الف) Ba+Sr در برابر Ce+Y+La و (ب) Ti+Fe در برابر Cr+Nb [۳۴].



شکل ۶. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کائولن مورد مطالعه به هنجار شده به ایگنمبرایت.

سوپرژن می‌باشد. مقایسه مقادیر اکسیدهای Al و Fe با مقادیر آنومالی‌های Eu در نمونه‌های کائولن نشان می‌دهند که رخداد آنومالی مثبت ضعیف Eu منطبق بر نمونه‌ای است که

سازو کار احتمالی دیگری که باعث ایجاد آنومالی‌های به شدت منفی Eu در ذخیره شده است، اکسیداسیون پیریت‌های هیپوژن ایگنمبرایت‌ها و متعاقب آن تشکیل محلولهای اسیدی

مقادیر اکسید آلومینیوم آن بالاست. این در حالی است که رخداد آنومالی به شدت منفی Eu بر نمونه‌ای انطباق دارد که بالاترین مقدار اکسید آهن سیستم را داراست (جدول ۱). با این توصیف می‌توان ادعا کرد که احتمالاً کانیهای رسی و زئولیت‌ها Eu را به طور بخشی در سیستم تثبیت کرده و باعث ایجاد آنومالی مثبت Eu شده‌اند [۴۰]. با توجه به مطالب مطروحه فوق به نظر می‌رسد رخداد آنومالی Eu در این ذخیره تابعی از دمای محلولهای مسؤل دگرسانی، اکسیداسیون پیریت‌های هیپوژن و فرآیندهای جذب سطحی می‌باشد. رخداد آنومالی‌های منفی Ce دلالت بر نقش ارزنده محلولهای هیپوژن احیایی در تشکیل ذخیره دارد [۴۱]. آنومالی مثبت و ضعیف Ce بیانگر تأثیرات سیستم آبی دما پایین (فرآیندهای هوازدگی) بر روی ذخیره است [۲۴]. با توجه به مقادیر آنومالی‌های Eu و Ce می‌توان استنباط نمود که ایگنمبرایت‌ها در طی تشکیل ذخیره کائولن، دگرسانی در حد آرژیلیک متوسط تا پیشرفته را تجربه نموده‌اند و در این بین محلولهای اسید سولفاتی وراگرمایی نقش ارزنده‌ای در توسعه فرایند کائولینیتی شدن در منطقه مورد مطالعه داشته‌اند. برای تأیید این موضوع می‌توان به شواهد صحرایی نظیر حضور گوگرد فراوان و شواهد کانی‌شناسی نظیر حضور مونت‌موریلونیت و عدم حضور پیروفیلیت [۴۳، ۴۴ و ۴۵] در ذخیره اکتفا کرد.

#### برداشت

مهمترین نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی ذخیره کائولن کجلا عبارتند از:

۱- دگرسانی ایگنمبرایت‌ها، توف‌ها و تراکی آندزیت‌های ائوسن در منطقه کجلا با تشکیل و توسعه کانیهای کائولینیت، مونت‌موریلونیت، پالی گورسکیت، کوارتز، اپال، اورتوکلاز و زئولیت (استیلپیت) همراه بوده است.

۲- وجود زونهای سیلیسی در مجاورت ذخیره کائولن نشان می‌دهد که فلوئیدهای عامل دگرسانی زمان کافی برای واکنش با ایگنمبرایت‌ها داشته‌اند.

۳- کاهش جرم عناصر Ta, Y, Ga, Zr, Hf و P همراه با REE, Al و Th در طی فرایندهای کائولینیتی شدن نشان می‌دهد که عواملی نظیر pH پایین، شدت دگرسانی، نسبتهای بالای فلوئید به سنگ، تغییرات دمایی و فراوانی یونهای کمپلکس‌ساز نظیر  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{PO}_3^{4-}$  و  $\text{SO}_4^{2-}$  در

محلولهای گرمایی نقش ارزنده در تشکیل این ذخیره داشته‌اند.

۴- بررسی ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهند که که کانیهای رسی همراه با فسفاتهای ثانویه‌ای نظیر مونازیت، رابدوفان و زینوتایم میزبانان احتمالی عناصر نادر خاکی در این ذخیره بوده و جانشینی ایزومورفی، جذب سطحی و حضور در فازهای کانیایی مقاوم عوامل کلیدی در توزیع اغلب عناصر جزئی می‌باشند.

۵- شاخص‌های زمین‌شیمیایی نظیر مقادیر  $\text{Ba}+\text{Sr}+\text{TiO}_2$  و  $\text{Ti}+\text{Fe}+\text{Ce}+\text{Y}+\text{La}$  و  $\text{Cr}+\text{Nb}$  نشان می‌دهند که در تشکیل ذخیره کائولن کجلا فرآیندهای سوپرژن بر روی فرآیندهای هیپوژن همپوشانی کرده‌اند.

۶- درجه تفریق پایین LREEها از HREEها در طی کائولینیتی شدن ایگنمبرایت‌ها دلالت بر نقش مهم محلولهای هیپوژن نسبت به محلولهای سوپرژن در تکوین این ذخیره دارد. آنومالی‌های منفی شدید Eu در این ذخیره در ارتباط با دگرسانی فلدسپارها و تشکیل کانیهای رسی در دماهای بالا و در شرایط احیایی و همچنین اکسیداسیون پیریت‌های هیپوژن می‌باشند. آنومالی مثبت Eu را در این ذخیره می‌توان با کانیهای رسی و زئولیت‌ها مرتبط دانست. رخداد آنومالی منفی و مثبت Ce به ترتیب دلالت بر نقش ارزنده محلولهای هیپوژن احیایی و تأثیرات سیستم آبی دما پایین در تشکیل ذخیره دارد.

۷- بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهند که ایگنمبرایت‌ها در طی تشکیل ذخیره کائولن، دگرسانی در حد آرژیلیک متوسط تا پیشرفته را تجربه کرده و محلولهای اسید سولفاتی وراگرمایی نقش ارزنده در توسعه ذخیره ایفا نموده‌اند.

#### قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند، لذا شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را ابراز دارند. همچنین از نظرات و پیشنهادهای ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سپاس‌گزاری می‌نمایند.

## منابع

- [12] Nesbitt H. W., Markovics G., "Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (1997) 1653-1670.
- [13] Ng C. W. W., Guan P., Shang Y. J., "Weathering mechanisms and indices of the igneous rocks of Hong Kong", *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 34 (2001) 133-151.
- [14] Riebe C. S., Kirchner J. W., Finkel R. C., "Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67 (2003) 4411-4427.
- [15] Das A., Krishnaswami S., "Elemental geochemistry of river sediments from the Deccan Traps, India: Implications to sources of elements and their mobility during basalt-water interaction", *Chemical Geology* 242 (2007) 232-254.
- [16] Braun J. J., Descloitres M., Riotte J., Fleury S., Barbiero L., Boeglin J. L., Violette A., Lacarce E., Ruiz L., Sekhar M., Kumar M. S., Subramanian S., Dupre B., "Regolith mass balance inferred from combined mineralogical, geochemical and geophysical studies: Mule Hole gneissic watershed, South India", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73 (2009) 935-961.
- [17] Little M. G., Lee C. T., "On the formation of an inverted weathering profile on Mount Kilimanjaro, Tanzania: Buried paleosol or groundwater weathering", *Chemical Geology* 235 (2006) 205-221.
- [18] Hastie A. R., Kerr A. C., Mitchell S. F., Millar I. L., "Geochemistry and petrogenesis of Cretaceous oceanic plateau lavas in eastern Jamaica", *Lithos* 101 (2008) 323-343.
- [19] Ndjigui P. D., Bilong P., Bitom D., Dia A., "Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon", *Journal of African Earth Sciences* 50 (2008) 305-328.
- [20] Arslan M., Kadir S., Abdioglu E., Kolayli H., "Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks
- [۱] فریدی م، انوری ا، "نقشه زمین‌شناسی هشتجین به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۹).
- [۲] حاج‌علیلو ب، "متالوژنی ترشیری در البرز باختری-آذربایجان (میانه-سیه‌رود) با نگرشی خاص بر منطقه هشتجین"، پایان نامه دکتری دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۸) ۲۷۵ص.
- [۳] موید م، "بررسی نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیری البرز باختری-آذربایجان با نگرشی ویژه به منطقه هشتجین"، پایان نامه دکتری دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۸) ۳۲۸ص.
- [۴] معصومی ر، "بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمی ذخیره‌ی کائولن کجل (شمال‌غرب هشتجین، استان اردبیل"، پایان نامه کارشناسی‌ارشد گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز، (۱۳۸۹) ۹۹ص.
- [۵] معصومی ر، کلاگری ع.ا، عابدینی ع، "مطالعه ژنر ذخیره کائولن کجل، جنوب‌غرب استان اردبیل"، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین همایش علوم زمین، دانشگاه ارومیه (۱۳۸۹).
- [۶] معصومی ر، کلاگری ع.ا، عابدینی ع، "مطالعه کانی-شناسی و الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در ذخیره کائولن کجل، جنوب غرب استان اردبیل"، هجدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز (۱۳۸۹).
- [7] Rollinson H., "Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation", Longman Scientific and Technical (1993) 329 p.
- [8] Gresens R. L., "Composition-volume relationships of metasomatism", *Chemical Geology* 2 (1967) 47-55.
- [9] Nesbit H. W., "Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite", *Nature* 279 (1979) 206-210.
- [10] Grant J. A., "The isocon diagram - a simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration", *Economic Geology* 81 (1986) 1976-1982.
- [11] Gong Q., Deng J., Xiang Y., Wang Q., Yang L., "Calculation pollution indices by heavy metals in ecological geochemistry assessment and a case study in parks of Beijing", *Journal of China University of Geosciences* 19 (2008) 230-241.

- [31] Oh N. H., Richter D. D., "Elemental translocation and loss from three highly weathered soil- bedrock profiles in the southeastern United States", *Geoderma* 126 (2005) 5-25.
- [32] Roy P. D., Smykatz-Kloss W., "REE geochemistry of the recent playa sediments from the Thar Desert, India: An implication to playa sediment provenance", *Chemie der Erde-Geochemistry* 67 (2007) 55-68.
- [33] Maiza P. J., Pieroni D., Marfil S. A., "Geochemistry of hydrothermal kaolins in the SE area of Los Menucos, Province of Rio Negro, Argentina", In: Dominguez, E. A., Mas, G. R., Cravero, F. (Eds.), 2001, *A Clay Odyssey*. Elsevier, Amsterdam (2003) 123-130.
- [34] Dill H. G., Bosse H. R., Henning K., Fricke A., Ahrendt H., "Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru", *Mineralium Deposita* 32 (1997) 149-163.
- [35] Muchangos A. C., "The mobility of rare earth and other elements in process of alteration of rhyolitic rocks to bentonite (Lebombo Volcanic Mountainous Chain, Mozambique)", *Journal of Geochemical Exploration* 88 (2006) 300-303.
- [36] Ronov A. B., Balashov Y. A., Migdisov A. A., "Geochemistry of REE's in a sedimentary cycle", *Geochemistry International* 14 (1967) 1-17.
- [37] Taylor S. R., McLennan S. M., "The continental crust: Its composition and evolution", Blackwell, Oxford (1985) 312 p.
- [38] Chaillou G., Anschutz P., Lavaux G., Blanc G., "Rare earth elements in the modern sediments of the Bay of Biscay, France", *Marine Chemistry* 100 (2006) 39-52.
- [39] Lackschewitz K. S., Singer A., Botz R., Garbe-Schobnberg D., Stoffers P., "Mineralogy and geochemistry of clay minerals near a hydrothermal site in the Escanaba trough, Gorde Ridge, NE Pacific Ocean", In: Ziereenber, R. A., Fouquet, Y., Miller, D. J., Normark, W. R. (eds), *Ocean drilling program, Scientific results* 169 (2000) 1-24.
- [40] Kamineni D. C., "Distribution of uranium, thorium and rare earth elements in the Eye-Dashwa Lakes pluton: A study of some analogue elements" *Chemical Geology* 55 (1986) 61-373.
- [41] Cravero F., Dominguez E., Iglesias C., "Genesis and applications of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina)", *Applied Clay Science* 18 (2001) 157-172.
- Eastern Pontides, NE Turkey", *Clay Minerals* 41 (2006) 597-617.
- [21] Karakaya N., "REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the ErenlerDaglVolcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence", *Journal of Geochemical Exploration* 101 (2009) 185-208.
- [22] Jiang N., Sun S., Chu X., Mizuta T., Ishiyama D., "Mobilization and enrichment of high-field strength elements during late- and post-magmatic processes in the Shuiquangousyenitic complex, Northern China", *Chemical Geology* 200 (2003) 117-128.
- [23] Fulignati P., Gioncada A., Sbrana A., "Rare-element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy)", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88 (1999) 325-342.
- [24] Salvi S., Williams-Jones A. E., "The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 1917-1932.
- [25] Fernandez-Caliani J. C., Cantano M., "Intensive kaolinization during a lateritic weathering event in southwest Spain: Mineralogical and geochemical inferences from a relict paleosol", *Catena* 80 (2010) 23-33.
- [26] Vidal P., "Geochemie", *Seriegeosciences*. Dunod, Paris, (1998) 190p.
- [27] Feng J., "Trace elements in ferromanganese concretions, gibbsite spots, and the surrounding terra rossa overlying dolomite: Their mobilization, redistribution and fractionation", *Journal of Geochemical Exploration* 108 (2011) 99-111.
- [28] Mordberg L. E., "Geochemistry of rare elements in Paleozoic bauxite profiles in Northern Russia", *Journal of Geochemical Exploration* 57 (1996) 187-199.
- [29] Palumbo B., Bellanca A., Neri R., Roe M. J., "Trace metal partitioning in Fe-Mn nodules from Sicilian soils Italy", *Chemical Geology* 173 (2001) 257-269.
- [30] Walter A. V., Nahon D., Flicoteaux R., Girard J. P., Melfi A., "Behaviour of major and trace elements and fractionation of REE under tropical weathering of typical weathering of typical apatite-rich carbonatite from Brazil", *Planetary Science Letters* 303 (1995) 591-601.

[43] Barnes H. L., "*Geochemistry of hydrothermal ore deposits*", John and Wiley and Sons, Inc (1997) 1-972.

[44] Guibert J. M., Park C. F., "*The geology of ore deposits*", Waveland Press, Inc (1986) 1-985.

[45] Hedenquist J. W., Arribas A., Gonzalez-Urien E., "*Exploration for epithermal gold deposits*", *Economic Geology* 13 (2000) 245-277.

[42] Koppi A. J., Edis R., Foeld D. J., Geering H. R., Klessa D. A., Cockayne D. J. H., "*REEs trends and Ce-U-Mn associations in weathered rock from Koongarra, northern territory, Australia*", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 1695-1707.





## بررسی ژئوشیمی کانی‌سازی جیوه و تأثیر زیست محیطی آن بر منطقه طوره، باختر شهرستان خوی

علی امامعلی پور\*، جعفر عبدالهی شریف

گروه مهندسی معدن دانشگاه ارومیه، تلفن: ۰۹۱۴۳۴۶۰۲۱۸، دورنگار ۰۴۴۱۲۷۷۳۵۹۱

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۱/۲۷، پذیرش: ۱۳۹۰/۹/۲۰

### چکیده

در ناحیه طوره واقع در شمال غرب شهرستان خوی، کانی‌سازی جیوه در ارتباط با یک سیستم دگرسانی گرمابی نوع لیستونیتی روی داده است. زون دگرسانی جیوه‌دار در یکی از سرشاخه‌های رودخانه‌اند قرار گرفته و حدود ۰/۴ کیلومترمربع گسترش دارد. تنها ترکیب یافت شده از جیوه در این منطقه، سولفید جیوه (سینابر) است که به فرم رگه-رگچه‌ای نهشته شده است. بررسی ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که توزیع جیوه در زون دگرسانی تغییرپذیری زیادی دارد و مقادیر آن در دامنه ۰/۳۶ تا ۱۰۵۰۰ گرم در تن در نوسان است. میانگین عیار جیوه در زون دگرسانی ۳۰۰ ppm است، اگرچه در رگه‌های کانه‌دار میانگین آن به ۰/۳۵ درصد می‌رسد. با توجه به کلارک جیوه در پوسته زمین، این عنصر به میزان بیش از ۳۷۵۰ برابر در کل زون دگرسانی و به میزان بیش از ۴۶۰۰۰ برابر در رگه‌های کانه‌دار غنی‌شدگی و تمرکز پیدا کرده است. بر اساس ژئوشیمی کانیهای سنگین رسوبات آبراهه‌ای، پراکندگی کانه سینابر تحت فرآیندهای هوازدگی فیزیکی و انتقال تا فاصله دست کم ۷ کیلومتری از زون دگرسانی در آبراهه پایین دستی آن روی داده است. غلظت جیوه در نمونه‌های گرفته شده از آبهای سطحی و زیرزمینی کمتر از ۱۰/۱ µg/l است. در مقایسه با داده‌های موجود از غلظتهای جیوه در مناطق معدنی دیگر دنیا و با در نظر گرفتن حد مجاز آلودگی آبهای آشامیدنی، می‌توان گفت که آبهای این منطقه از نظر جیوه آلودگی پیدا نکرده‌اند. بنابراین، با وجود گستردگی زون ناهنجار در ناحیه طوره، این زون نتوانسته است به عنوان یک منبع آلوده کننده محیط زیست از نظر جیوه عمل کند. به نظر می‌رسد که به دلیل حضور جیوه در ترکیب پایدار سولفید جیوه، امکان خروج جیوه در نتیجه تخریب این کانی فراهم نشده است.

واژه‌های کلیدی: خوی، طوره، لیستونیت، جیوه، ژئوشیمی، کانی‌سازی، محیط زیست.

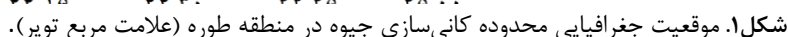
### مقدمه

به طور کلی منابع آلودگی جیوه را می‌توان به شرح زیر خلاصه کرد [۱]:  
جیوه در اثر انحلال از کانسارها، آنومالی‌ها، باطله‌های معدنی و کانه آرای و نیز فعالیتهای آتشفشانی وارد خاک و آب می‌شود. سوزاندن زغال سنگ و پسماند کارخانجات. کاربردهای علمی، دارویی، کشاورزی و صنعتی جیوه باعث افزایش غلظت آن در آبهای سطحی و زیرزمینی می‌شود. ذرات معلق در گازهای حاوی جیوه در دودکشهای صنایع مربوط به فرآیندهای ذوب و نیز کلر-قلیا وجود دارد. خوردن ماهیهای آلوده، استنشاق گازهای آلوده و نوشیدن آب آلوده به جیوه.

جیوه فلزی سنگین و در هر دو حالت مایع و گازی سمی و خطرناک است و از این رو یکی از آلاینده‌های محیط زیست به شمار می‌رود. ترکیبات مختلف آن به راحتی در چرخه طبیعت به گردش در می‌آید و اگر در سیستم زیستی کنترل نشود، معضلات فراوانی را پدید می‌آورد. مشکلات زیست محیطی جیوه در سه دهه گذشته یکی از دغدغه‌های فعالان مرتبط با محیط زیست بوده است و بسیاری از معادن جیوه که در گذشته فعال بوده‌اند، به تعطیلی کشیده شده‌اند. همچنین محدودیتهای زیادی برای واحدهای صنعتی تولید کننده گازها و پسابهای حاوی جیوه اعمال شده است.

اقیانوسی به اتمسفر حدود ۵۵۰۰ تن است [۱]. در شمال استان آذربایجان غربی تمرکز طبیعی و کانی‌سازی جیوه روی داده است. بررسیهای انجام گرفته نشان داده است که در گستره افیولیتی خوی، سنگهای سرپانتینیتی در نتیجه کنش‌وری با سیستم‌های گرمابی، در جایگاه زمین‌شناسی و ساختاری مناسب دگرسان شده و به لیستونیت تبدیل شده‌اند. این دگرسانیها در برخی مناطق با کانی‌سازی فلزی همراهند. رخدادهای شناخته شده این پدیده از مناطق "خان گلی"، "بیوک دره"، "طوره" و "قورشاقلو" گزارش شده است [۳-۴].

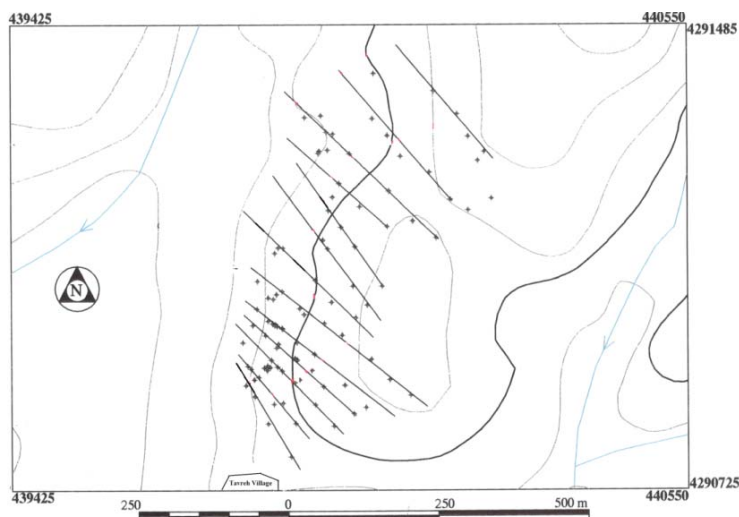
۵]. در این نوع کانی‌سازی، جیوه به صورت سولفید جیوه (کانی سینابر) تمرکزی را به صورت رگه-رگچه ای در زون‌های دگرسان نشان می‌دهد. در این پژوهش، ژئوشیمی کانی‌سازی جیوه و اثرات زیست محیطی آن در ناحیه طوره مورد بررسی قرار می‌گیرد. زون دگرسانی و کانه‌دار در یکی از سرشاخه‌های رودخانه آند قرار گرفته و حدود ۰/۴ کیلومترمربع گسترش دارد. منطقه طوره از توابع دهستان بله سور، به فاصله حدود ۹۰ کیلومتری (زمینی) شمال‌غرب خوی و در نزدیکی مرز ایران و ترکیه واقع است. دسترسی به این منطقه از طریق جاده آسفالت‌ه خوی-چالدران تا سه راهی محور آند و سپس از روستای زاویه پس از عبور از آبادیهای جنگه سر، قزل آغل، آند و بله سور پایین امکان پذیر است. حدود ۶۰ کیلومتر از این مسیر آسفالت‌ه و بقیه جاده خاک، کوهستانی است (شکل ۱).



## روش مطالعه

بررسیهای ژئوشیمیایی به روشهای لیتوژئوشیمی، ژئوشیمی کانیهای سنگین رسوبات آبراههای و هیدروژئوشیمی انجام گرفته است. برای انجام بررسیهای لیتوژئوشیمیایی، از نتایج آنالیز ۹۷ نمونه ژئوشیمیایی برداشت شده از رخنمونهای

سنگی در راستای پروفیلهای ژئوشیمیایی و ترانسههای اکتشافی که در آزمایشگاه تجزیه مواد معدنی Amdel استرالیا آنالیز شدهاند، استفاده شده است. موقعیت نمونههای لیتوژئوشیمیایی در شکل (۲) نشان داده شده است.



شکل ۲. موقعیت نمونه های لیتوژئوشیمیایی برداشت شده از محدوده مورد مطالعه.

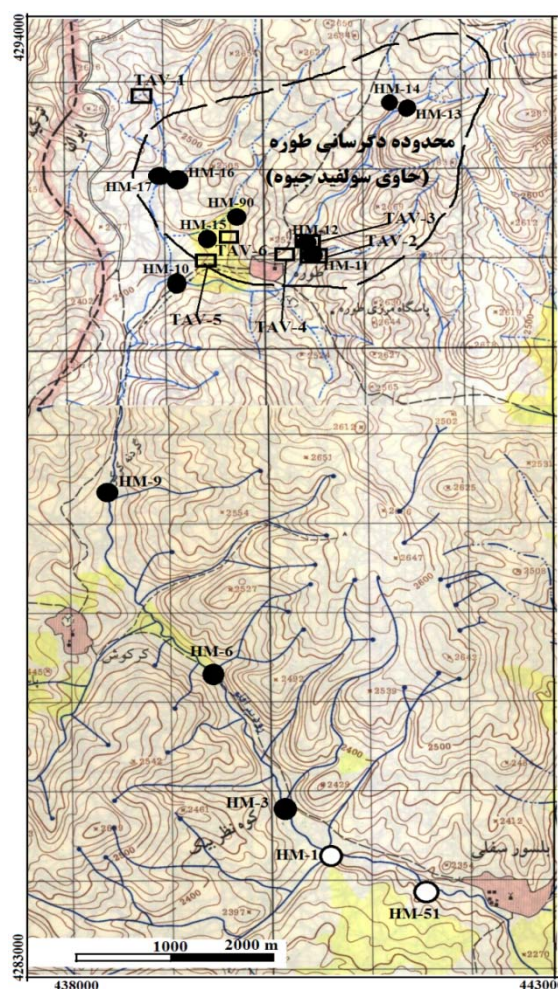
و مورد مطالعه قرار گرفتند. همچنین مطالعه کانی‌شناسی (به روش XRD) بر روی ۱۵ نمونه انجام شده است.

## بحث و بررسی

## ماهیت کانی‌سازی

منطقه طوره یکی از مناطق جالب توجه از نظر رخداد دگرسانی لیستونیته و کانی‌سازی جیوه است. مهمترین واحدهای سنگی این منطقه سرپانتینیت برشی است که در همبری تکتونیکی با مارن و شیل پالئوسن قرار گرفته‌اند. به سوی شرق سنگهای فلیشی و نیز بازالت‌های زیردریایی گسترش دارند. در سمت شمال نیز سنگهای آتشفشانی جوان (نئوزن) که تمام سنگهای یاد شده را قطع کرده‌اند، رخنمون دارند. سرانجام باید از واحد سنگی ساب ولکانیکی در شمال طوره و در ارتفاعات مشرف به منطقه بابانور نام برد. این توده ساب ولکانیکی حدواسط نیز متعلق به نئوزن است (شکل ۴) [۵]. در مرحله بررسیهای آزمایشگاهی ۵ مقطع صیقلی و ۵ مقطع نازک تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند. همچنین مطالعه کانی‌شناسی (به روش XRD) بر روی ۱۵ نمونه انجام شده است.

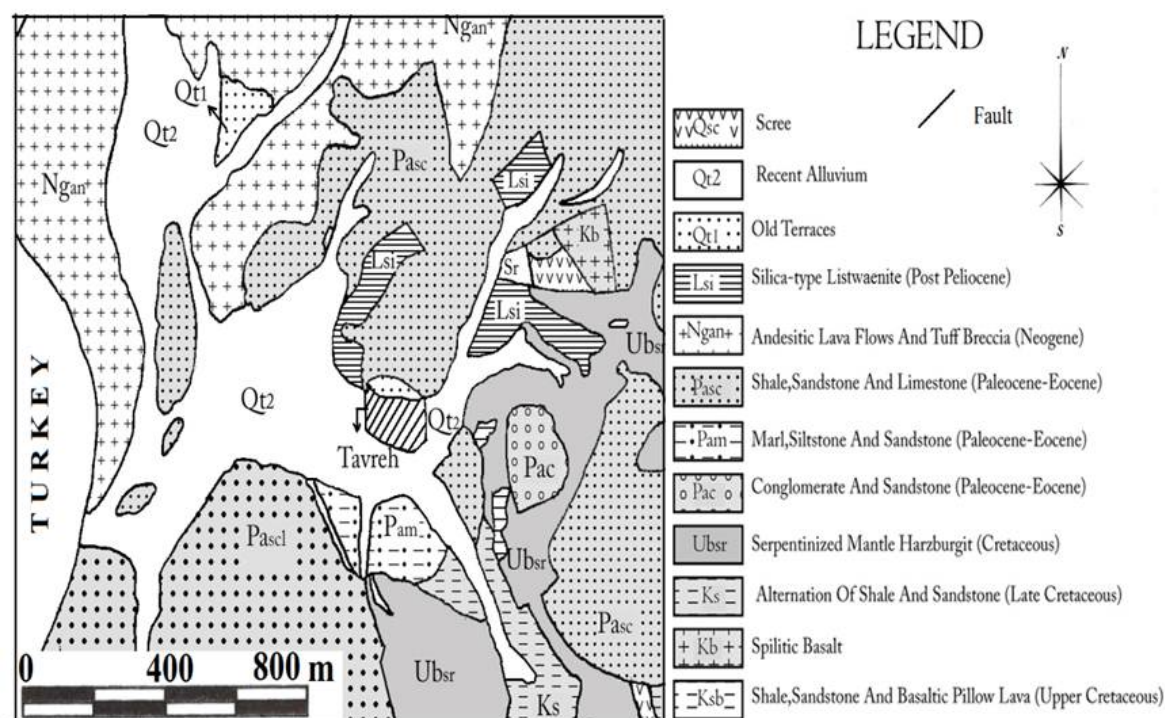
به منظور بررسی پراکندگی و غلظت جیوه در رسوبات آبراه‌های و آب‌های سطحی و زیرزمینی منطقه به ترتیب ۱۴ و ۶ نمونه برداشته شده است. نمونه‌برداری از رسوبات آبراه‌های از شبکه آبراه‌های که از میان محدوده کانهدار عبور می‌کند و به سمت پایین‌دست به سوی جنوب جریان پیدا می‌کند، با برداشت جزء ۲۰ مش رسوبات به مقدار ۷ لیتر انجام گرفت (شکل ۳). نمونه‌های گرفته شده به روش لاوک شویی تغلیظ شد و مقدار ۳۰۰ گرم از آن مورد مطالعه کانیهای سنگین قرار گرفت. برداشت نمونه‌های آب نیز از چشمه‌ها، رودخانه و آب آشامیدنی ساکنان روستای طوره به مقدار ۱/۵ لیتر انجام شد. برای این کار از ظروف پلی اتیلن استفاده شد و پس از تعیین pH آنها، به آزمایشگاه AnalysisMineralsLabwest کشور استرالیا برای آنالیز شیمیایی ارسال شد. آنالیز شیمیایی نمونه‌های آب برای جیوه، آرسنیک و تعدادی عناصر دیگر به روش ICP-MS و برای عناصر پتاسیم، سدیم، گوگرد، منیزیم، آلومینیم، سیلیسیم و تعدادی عناصر دیگر به روش ICP-OES انجام گرفت. مشخصات نمونه‌های آب و نتایج تجزیه شیمیایی آنها در جدول (۱) ارائه شده است. در مرحله بررسیهای آزمایشگاهی ۵ مقطع صیقلی و ۵ مقطع نازک تهیه



شکل ۳. موقعیت نمونه‌های کانیه‌های سنگین رسوبات آبراهه‌ای (دایره‌های توپر: نمونه‌های حاوی کانه سینابر و دایره‌های تو خالی نمونه‌های فاقد این کانه) و هیدروژنوشیمی (مستطیل توخالی).

جدول ۱. مشخصات نمونه‌های آب برداشته شده از منطقه طوره و مقایسه آن با استاندارد آب آشامیدنی [۹].

| شماره نمونه | توصیف صحرائی                                  | pH      | Hg $\mu\text{g/L}$ | As $\mu\text{g/L}$ | Ba $\mu\text{g/L}$ | Cu $\mu\text{g/L}$ | Mn $\text{mg/l}$ | Pb $\mu\text{g/L}$ | Cr $\text{mg/l}$ | S $\mu\text{g/L}$ |
|-------------|-----------------------------------------------|---------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|------------------|--------------------|------------------|-------------------|
| TAV-1       | منبع آب آشامیدنی روستای طوره                  | ۷/۸۱    | <۰/۱               | ۳/۳                | ۲/۴۸               | ۰/۴                | ۰/۱۶             | <۰/۱               | ۰/۰۰۱            | ۵                 |
| TAV-2       | آبراهه واقع در شرق آبادی                      | ۸/۳۴    | <۰/۱               | ۶/۱                | ۳۶/۱۹              | ۰/۳                | <۰/۰۵            | <۰/۱               | ۰/۰۰۳            | ۱۴/۹              |
| TAV-3       | آبراهه واقع در شرق آبادی                      | ۸/۰۳    | <۰/۱               | ۵/۳                | ۳/۹۱               | ۰/۳                | <۰/۰۵            | <۰/۱               | ۰/۰۱۴            | ۶/۶               |
| TAV-4       | چشمه واقع در شرق آبادی                        | ۷/۵۵    | <۰/۱               | ۲۴/۹               | ۳۵/۵۴              | ۰/۲                | ۴/۹۵             | <۰/۱               | ۰/۰۰۱            | ۲۶/۲              |
| TAV-5       | چشمه واقع در غرب آبادی                        | ۷/۴۸    | <۰/۱               | ۶/۴                | ۳۵/۵               | ۰/۴                | ۰/۱۵             | <۰/۱               | ۰/۰۰۷            | ۱۳                |
| TAV-6       | آب سطحی پایین دست زون دگرسانی                 | ۷/۸۴    | <۰/۱               | ۲۱/۶               | ۷۱/۹۹              | ۲                  | ۰/۰۶             | <۰/۱               | ۰/۰۰۱            | ۶/۳               |
|             | ماکزیمم مقدار مجاز در آب آشامیدنی (استاندارد) | ۶/۵-۸/۵ | ۱                  | ۱۰                 | ۱۰                 | ۱/۵                | ۰/۵              | ۱۵                 | ۰/۰۵             | ۱۳۰               |



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی منطقه طوره [۵].

"طوره"، زون دگرسانی راستای شمال خاوری - جنوب باختری دارد، اما رگه‌های سینابر هم در راستای یاد شده و هم در راستای شمال باختری، در جابه‌جایی‌های حاصل از گسله‌های فرعی معکوس پدیدار شده‌اند. زون دگرسانی به رنگهای روشن و نارنجی که حاصل فرآیند سیلیسی شدن به اضافه هیدروکسیدهای آهن است، قابل مشاهده است. آبادی طوره، خود بر روی این زون دگرسانی واقع است (شکل ۵).

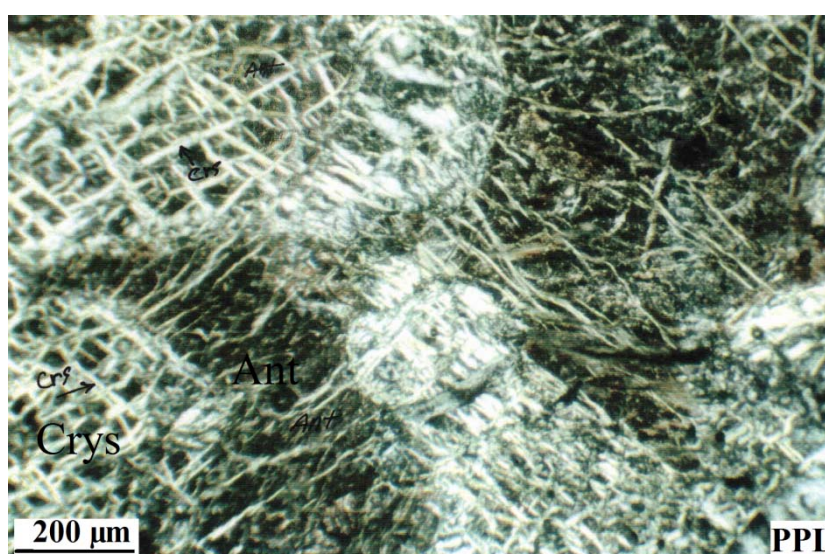
در تمام رخدادهای جیوه واقع در زون افیولیتی خوی، سنگ میزبان کانی‌سازی از نوع سرپانتینیت‌های برشی دگرسان شده است، آن چنان که دگرسانی و انباشت کانه‌ها، در تمام رخدادهای شناخته، در همبری تکتونیکی سرپانتینیت/شیل، سرپانتینیت/کنگلوما و سرپانتینیت/ملانژ و به سوی سرپانتینیت‌های برشی شده، روی داده است [۳]. با دور شدن از زون‌های گسله از شدت دگرسانی کاسته می‌شود. در منطقه



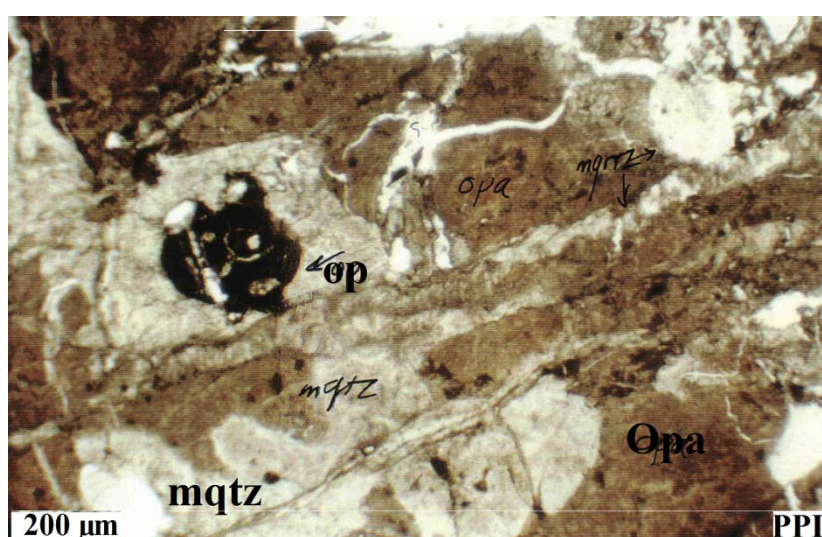
شکل ۵. لیستونیت‌های سیلیسی در مجاورت آبادی طوره با رنگهای نارنجی و روشن دیده می‌شوند.

اوپاک و به مقدار زیادی اوپال قرار دارند. در نمونه‌های لیستونیتی مطالعه شده، اوپال فاز اصلی تشکیل دهنده است، در برخی موارد، حدود ۹۵ درصد سنگ از اوپال تشکیل یافته و کوارتز میکروکریستالین (کلسدون) و کانیهای اوپاک (از جمله سینابر) فازهای دیگر موجود هستند. در برخی موارد نیز کانیهایی همچون گوتیت، منیزیت و کلسیت آنها را همراهی می‌کنند. شکل‌های (۶ و ۷) به ترتیب تصاویر میکروسکوپی سرپانتینیت سالم (دگرسان نشده) و سرپانتینیت دگرسان (لیستونیت سیلیسی) را نشان می‌دهند.

واحد سرپانتینیتی به عنوان سنگ میزبان دگرسانی و کانی‌سازی اهمیت زیادی در پی جویی و اکتشاف کانی‌سازیهای جیوه و طلا در این ناحیه دارد. در زون کانه‌دار، سرپانتینیت به لیستونیت سیلیسی تبدیل شده است. این سنگ در واقع یک سنگ متاسوماتیک اوپالی است، به طوری که بخش اعظم سنگ به اوپال و یا فازهای میکروکریستالین سیلیس تبدیل شده است. در مقاطع میکروسکوپی، این سنگ شامل قطعات خرد شده سرپانتین در اندازه‌های مختلف است که در زمینه‌ای متشکل از هیدروکسیدهای آهن، کانیهای



شکل ۶. تصویر میکروسکوپی یک نمونه سرپانتینیت سالم در مجاورت و خارج از محدوده دگرسانی.



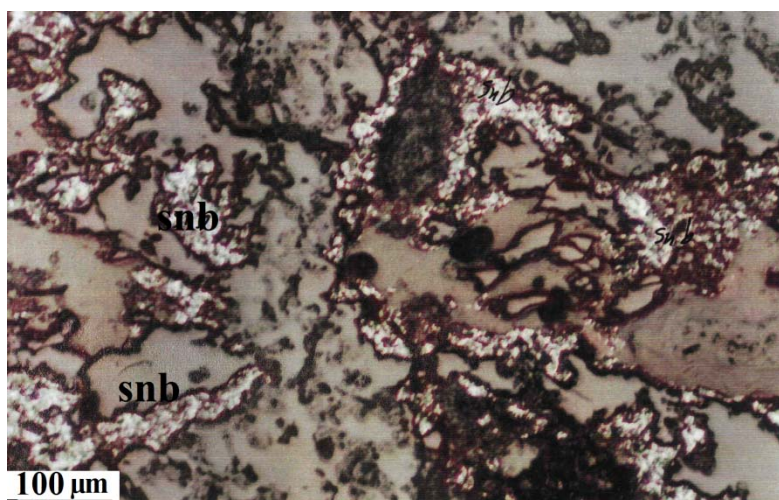
شکل ۷. تصویر میکروسکوپی یک نمونه لیستونیت سیلیسی برداشته شده از مجاورت رگه سینابر، حاوی کانیهای کلسدون (کوارتز میکروکریستالین: mqtz)، اوپال (opa) و اوپاک (op). کانی اوپاک در این نمونه سینابر است.

بافت کانی‌سازی رگه- رگ‌چه‌ای و پر کننده فضاهای خالی است که در آن سینابر همراه با کلسدونی و اوپال به طور نامنظم رگ‌چه‌ها و فضاهای خالی سنگهای برشی را پر نموده است. سنگ میزبان لیستونیته به شدت ماهیت برشی دارد که

احتمالاً ناشی از انفجارهای گرمایی (برشی شدن گرمایی) است. شکل‌های (۸ و ۹)، نمایی از کانی‌سازی جیوه (سینابر) و تصویر میکروسکوپی آن را نشان می‌دهند.



شکل ۸. کانی‌سازی جیوه به صورت رگ‌چه ای در سنگهای لیستونیته (نوع سیلیسی) ناحیه طوره.

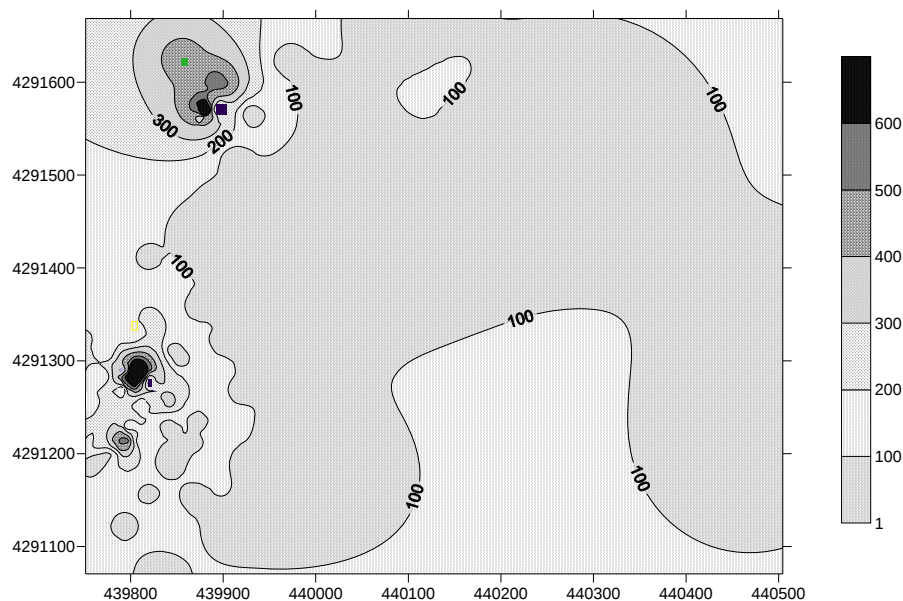


شکل ۹. تصویر میکروسکوپی یک نمونه برداشته شده از زون کانه‌دار، سینابر (snb) در فضای خالی تشکیل شده است.

#### توزیع ژئوشیمیایی جیوه در منطقه

لیستونیته‌های ناحیه کانون ناهنجاریهای ژئوشیمیایی جیوه در ناحیه می‌باشند. بررسی آماری نشان می‌دهد که توزیع ژئوشیمیایی جیوه در زون دگرسانی تغییرپذیری زیادی دارد و

مقادیر آن در دامنه ۰/۳۶ تا ۱۰۵۰۰ گرم در تن در نوسان است. شکل (۱۰)، نقشه هم عیار ژئوشیمیایی جیوه را در منطقه طوره نشان می‌دهد.



شکل ۱۰. نقشه توزیع ژئوشیمیایی جیوه در منطقه طوره (مقادیر بر حسب گرم در تن)، غلظت جیوه در رگه‌های حاوی سینابر به بیش از ۳۰۰ گرم در تن می‌رسد.

است، از این رو این عنصر به میزان ۳۷۵۰ برابر در زون دگرسانی طوره غنی شده است. این در حالی است که در برخی رگه‌های کانهدار میانگین عیار جیوه به بیش از ppm ۳۷۰۰ نیز می‌رسد، یعنی غنی‌شدگی به میزان بیش از ۴۶۰۰۰ برابر. در نقشه توزیع ژئوشیمیایی جیوه، منحنیهای هم عیار مقادیر بیش از ۱ ppm نمایش داده شده است. در بخش اعظمی از این منطقه، غلظت جیوه در سنگ و خاک برجا بیش از ۱۰۰ ppm است. همچنین محدوده با بیش از ۳۰۰ ppm جیوه، گستره قابل توجهی را به خود اختصاص می‌دهد. سرانجام محدوده‌های بسیار ناهنجار مناطق کانهدار و رگه‌های سینابردار را شامل می‌شوند. با بررسی نقشه توزیع عیار جیوه روشن می‌شود که زون‌های ناهنجار به سمت شرق، غرب، جنوب و شمال همچنان گسترش می‌یابند. با توجه به موارد یاد شده، به نظر می‌رسد که منطقه دگرسانی و کانهدار طوره بالقوه می‌تواند به عنوان منشأ پراکندگی جیوه در محیط زیست این ناحیه عمل نماید.

#### پراکندگی جیوه در رسوبات آبراهه ای و آبهای سطحی و زیرزمینی

به منظور بررسی میزان پراکندگی کانی سینابر در رسوبات آبراهه‌ای، نقشه توزیع کانیهای سنگین رسوبات آبراهه‌ای

گستره زون دگرسانی حدود ۴۰ هکتار (۰/۴ کیلومتر مربع) است. میانگین جیوه در تمام گستره نمونه‌برداری شده ppm ۳۰۰ و انحراف معیار آن برابر ppm ۲۵۸۹ به دست آمد. به این ترتیب، ضریب تغییرات توزیع برابر ۸۶۷ خواهد بود. بالا بودن مقادیر انحراف معیار و ضریب تغییرات توزیع از نظر آماری دلالت بر تغییرپذیری زیاد توزیع جیوه و به عبارت دیگر تغییرپذیری زیاد کانی‌سازی دارد. شواهد صحرایی نیز بر این موضوع دلالت دارد، چرا که کانی‌سازی گرمایی اولاً به شدت توسط سیستم گسلی واقع در همبری سرپانتینیت/شیل منطقه کنترل می‌شود و با فاصله گرفتن از زون گسلی از شدت آن کاسته می‌شود. علاوه بر آن، شدت کانی‌سازی در راستای زون کانهدار یکسان نبوده و تغییرات زیادی دارد. سیستم کانی‌سازی به گونه‌ای است که در داخل زون دگرسانی، زون‌های کانهدار متعددی تشکیل شده است که شاخص‌های آماری توزیع جیوه در هر کدام از آنها با دیگری متفاوت است. سبترای یکی از این زون‌ها ۹ متر و عیار میانگین جیوه در آن ppm ۳۵۷۲ است. زون‌های با سبترای یک تا دو متر در این منطقه با عیارهای بین ۰/۵ تا ۱ درصد جیوه در این منطقه معمول است. میانگین مقدار عنصر جیوه در پوسته زمین (کلارک) برابر ppm ۰/۰۸ است [۶]. با توجه به این که میانگین عیار جیوه در زون دگرسانی ppm ۳۰۰

استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران [۱۰] مقایسه شده است. با توجه به مقدار غلظت جیوه در آب آشامیدنی منطقه طوره (کمتر از  $0.1 \mu\text{g/L}$ )، می‌توان نتیجه گرفت که وجود سنگهای غنی از جیوه در بالادست روستای طوره تأثیری در آلودگی آبهای این منطقه نداشته است. از نظر آرسنیک، در تعداد دو نمونه که ترتیب از چشمه‌های واقع در شرق زون دگرسانی و نیز آبهای سطحی پایین دست این زون برداشت شده‌اند، غلظت اندازه‌گیری شده (به ترتیب با مقادیر  $24/9$  و  $21/6$  میکروگرم بر لیتر) بیشتر از حد مجاز بوده است. غلظتهای اندازه‌گیری باریم در بیشتر نمونه‌ها و منگنز در یک نمونه بیش از حد مجاز استاندارد آبهای آشامیدنی به دست آمده است.

#### برداشت

بررسیهای اکتشافی انجام گرفته در منطقه طوره نشان داده است که کانی‌سازی جیوه به صورت تمرکز کانه سینابر در رگه-رگچه‌ها روی داده است. بر اساس بررسیهای ژئوشیمیایی، میانگین جیوه در زون دگرسانی و بی‌هنجاری جیوه که وسعت آن حدود  $0.4$  کیلومتر مربع است،  $300 \text{ ppm}$  به دست آمده است. این در حالی است که غلظت جیوه در برخی از رگه‌ها به  $0.35$  درصد می‌رسد. با توجه به تمرکز بالای این فلز در منطقه طوره که از نظر توپوگرافی در یکی از سرشاخه‌های رودخانه‌اند واقع شده است، این احتمال وجود دارد که این بی‌هنجاری ژئوشیمیایی بتواند به عنوان یک منشأ آلودگی محیط زیست عمل نماید.

بررسی رسوبات آب‌راه‌های پایین دست منطقه کانه‌دار نشان داد که از نظر فیزیکی بخشی از سنگهای کانه‌دار، هوازدگی و تخریب یافته و توسط آب تا فاصله نسبتاً زیاد از منشأ جابه‌جا و انتقال پیدا کرده است، به طوری که کانی سینابر به عنوان یک کانی سنگین در رسوبات آب‌راه‌های تا فاصله  $7$  کیلومتری حضور دارد. آنالیز شیمیایی نمونه‌های آب گرفته شده از منطقه گویای آن است که تخریب شیمیایی این کانی، آزاد شدن جیوه از ترکیب کانی سینابر (فاز سولفید) و سپس ورود آن به آبهای سطحی و زیرزمینی منطقه و در نتیجه آلودگی آنها انجام نگرفته است.

بررسیهای انجام گرفته توسط پژوهشگران در زمینه آلودگی محیط زیست به جیوه در اطراف معادن این فلز، محدود به

تهیه شده است (شکل ۳). در این نقشه، نمونه‌های واجد این کانی با نماد دایره توپر و نمونه‌های فاقد آن، با نماد دایره توخالی نمایش داده شده است. سینابر به عنوان یک کانی سنگین در  $12$  نمونه از  $14$  نمونه مطالعه شده حضور دارد. آب‌راه‌های که از ارتفاعات بالادست آبادی طوره (شمال روستای طوره) سرچشمه می‌گیرد، پس از عبور از آبادی طوره با راستای شمالی-جنوبی به سمت جنوب جریان پیدا می‌کند و پس از عبور از آبادی بله سور به رودخانه‌اند می‌پیوندد. آخرین نمونه‌ای که در آن کانی سینابر حضور دارد، نمونه شماره HM-3 است. این نمونه به فاصله حدود  $7$  کیلومتری از زون کانه‌دار قرار دارد، از این رو می‌توان نتیجه گرفت که پراکندگی کانی سینابر در رسوبات آب‌راه‌های دست کم تا فاصله  $7$  کیلومتری صورت گرفته است. در دو نمونه کانی سنگین به شماره‌های HM-1 و HM-51 کانی سینابر گزارش نشده است، لذا می‌توان آخرین حد پراکندگی این کانی در رسوبات آب‌راه‌های را همان  $7$  کیلومتری زون کانه‌دار در نظر گرفت. پس از دو نمونه اخیر امکان بررسی پراکندگی کانی سینابر ناشی از زون کانه‌دار وجود ندارد، چرا که در مجاور آبادی بله سور پایین، آب‌راه بزرگ دیگری مربوط به یک حوضه آبریز دیگر به آب‌راه یادشده می‌پیوندد. از آنجا که در صورت وجود ناهنجاری و آلودگی جیوه در منشأ (سنگ، خاک و ...)، احتمال دارد که این عنصر وارد سیستم آبهای سطحی و زیرزمینی منطقه شود، به منظور بررسی غلظت جیوه در آبهای منطقه طوره تعداد شش نمونه برداشت و آنالیز شده است. مقادیر جیوه در نمونه‌های برداشته شده از حد حساسیت دستگاهی در اندازه‌گیری غلظت جیوه که  $0.1 \mu\text{g/L}$  است، کمتر می‌باشد. در مقایسه با داده‌های موجود از مناطق دیگر، از جمله آبهای منطقه معدنی کاله‌جیک ترکیه و ایدریای اسلوانی، مقادیر به دست آمده از غلظت جیوه در آبهای سطحی و زیرزمینی منطقه کانه‌دار گویای عدم آلودگی این آبها به جیوه است [۸-۷]. برای مثال، غلظت جیوه در آبهای ناحیه معدن کاری کاله‌جیک ترکیه، شامل آبهای سطحی و تونلها بین  $0.1/99$  میکروگرم بر لیتر به دست آمده است [۸]. در جدول (۱) مقادیر جیوه، آرسنیک، باریم، مس، منگنز، کروم، سرب و گوگرد در نمونه‌های (آب) مطالعه شده از منطقه با بیشینه مقادیر مجاز این عناصر در آبهای آشامیدنی بر اساس استاندارد سازمان بهداشت جهانی [۹] و موسسه

مواردی بوده که از معدن استخراج و بازیافت جیوه از کانسنگ انجام می‌گرفته است. در این موارد حتی با گذشت بیش از بیست سال از تعطیلی معدن باز هم خاکهای استخراجی و پسابهای معدنی باقیمانده به عنوان یک منبع آلوده کننده عمل می‌نمایند [۸] به نظر می‌رسد مادامی که عملیات استخراج و بازیافت جیوه از کانسنگ صورت نگیرد، با وجود شدت بالای کانی‌سازی و تمرکز جیوه در سنگها، به دلیل پایدار بودن ترکیب سولفید جیوه، فلز جیوه قادر به خروج از شبکه کانی سینابر نیست. در منطقه طوره نیز با وجود گستردگی منطقه دارای غلظت بالای جیوه، از آن‌جا که جیوه در فاز سولفید جیوه تمرکز یافته است، امکان خروج جیوه از این فاز فراهم نشده و از این رو، این منطقه عملاً نتوانسته است به عنوان یک منبع آلوده کننده محیط زیست از نظر جیوه عمل کند.

#### منابع

- [1] United states environment protection agency, 1997, *Mercury study report to congress*, vol.1.  
[2] Laznicka P., *"Emirical metallogeny"*, Elsevier science pub 1985.

- [۳] امامعلی پور ع.، "فلززایی جیوه در سنگهای لیستونیستی گستره افیولیتی خوی"، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، بهمن ماه ۸۲.  
[۴] امامعلی پور ع.، عبدالهی شریف ج.، حسنی پاک ع.، صحرایی ف.، "اکتشاف جیوه تیپ خان گلی چالدران"، شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، ۱۳۸۲.  
[۵] امامعلی پور ع.، "بررسی ژئوشیمی کانی‌سازی جیوه و تأثیر زیست محیطی آن در منطقه طوره، باختر شهرستان خوی فلززایی ذخایر معدنی در گستره استان آذربایجان غربی"، طرح مصوب حوزه پژوهشی دانشگاه ارومیه، ۱۳۹۰.  
[6] Mason B., Moore C. B., *"Principles of geochemistry"*, John Willey and sons 4th Ed 1982.  
[7] Horvat M., Jereb V., Logar M., Fajon V., Miklavcic V., *"The impact of mercury mining on the environment and on human health in the wider Idrija region, Slovenia 2002"*.  
[8] Gemici U., Oyman T., *"The influence of the abandoned Kalecik Hg mine on water and stream sediments (Karaburun, Izmir, Turkey)"*, The science of the total environment, Elsevier 2003.  
[9] [http:// water-research.net](http://water-research.net) (2010).  
[۱۰] موسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران، "ویژگیهای آب آشامیدنی"، استاندارد شماره ۱۰۵۳، چاپ چهارم ۱۳۸۷.



## معادن فیروزه نیشابور: نخستین کانی‌سازی مس - طلا - اورانیم - عناصر نادر خاکی سبک نوع IOCG در ایران

محمدحسن کریم‌پور\*، آزاده ملک‌زاده شفارودی، اکبر اسفندیارپور و حسن محمدنژاد

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ص.ب: ۱۴۳۶-۹۱۷۷۵، مشهد، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۲/۲، پذیرش: ۱۳۹۰/۴/۲۷

### چکیده

معادن فیروزه نیشابور در شمال غرب نیشابور و در کمربند آتشفشانی جنوب قوچان واقع شده است. مهمترین واحدهای سنگی منطقه شامل گدازه و پیروکلاستیک‌های آندزیتی - داسیتی با سن ائوسن هستند. توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب دیوریت پورفیری تا سینیت پورفیری (گرانیتوئیدهای سری مگنتیت) در آن نفوذ کرده‌اند. آلتراسیون وسیعی واحدهای آتشفشانی و نفوذی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است که شامل چهار زون اصلی سیلیسی، آرژلیک، کربناتی و پروپلیتیک می‌باشد. زون سیلیسی و بعد آرژلیک، آلتراسیون‌های اصلی منطقه هستند. کانی‌سازی به شکلهای افشان، استوک‌ورک و برش هیدروترمالی دیده می‌شود. کانه‌های اولیه شامل پیریت، مگنتیت، اسپیکولاریت، کالکوپیریت و بورنیت است. کانه‌های ثانویه شامل فیروزه، کالکوزیت، کوولیت و اکسیدهای آهن است. زون گوسان وسیعی در منطقه دیده می‌شود که نشان دهنده اکسیداسیون شدید کانیهای سولفیدی است. ضخامت زون اکسیدان بیش از ۸۰ متر است. بررسیهای ژئوشیمیایی، ناهنجاریهای عناصر مس، طلا، روی، آرسنیک، مولیبدن، کبالت، اورانیم، عناصر نادر خاکی سبک، نیوبیم و توریم را نشان می‌دهد. نتایج مطالعات ژئوفیزیک هوایی نیز ناهنجاری بالای مغناطیسی و رادیومتری (اورانیم و توریم) را در کمربند آتشفشانی ائوسن میزبان معدن مشخص کرده است.

براساس ویژگیهای زمین‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی، ژئوشیمی و ژئوفیزیک، معدن فیروزه نیشابور یک کانی‌سازی بزرگ مس - طلا - اورانیم - عناصر نادر خاکی سبک نوع IOCG است. مقایسه ویژگیهای این معدن با معادن بزرگ IOCG دنیا نشان می‌دهد که این معدن شبیه دو معدن المپیک دم استرالیا و کاندلاریای شیلی است. همچنین مقایسه آن با دو کانسار IOCG قلعه‌زری و کوه‌زر نشان می‌دهد که معدن فیروزه نیشابور نخستین کانی‌سازی IOCG چندفلزی است که در ایران معرفی می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** معدن فیروزه، مس، عناصر نادر خاکی سبک، اورانیم، کانسارهای IOCG

### مقدمه

کنترل ساختاری دارند. ارتباط آنها با توده‌های نفوذی مانند ذخایر پورفیری، واضح و مشخص نیست. سنگ میزبان این کانسارها متنوع و از سنگهای رسوبی از قبل موجود در منطقه تا سنگهای آتشفشانی - درونی مافیک تا فلسیک و حتی سنگهای دگرگونی مانند شیست‌ها و گنیس‌ها متغیر است. کانسارهای IOCG معمولاً بیش از ۲۰ درصد اکسید آهن دارند. زونهای آلتراسیون در این کانسارها بیشتر سدیک، پتاسیک، کلریت، سرسیت و کربنات است [۱]. این کانسارها در حوضه‌های کشتی پشت کمربند زون فروانش، ریفتهای درون قاره‌ای،

کانسارهای مس - طلای همراه با اکسید آهن یا (IOCG) Iron-Oxide Copper Gold ذخایر سولفیدی همراه با مگنتیت کم‌تیتان یا اسپیکولاریت هستند که منشأ هیدروترمالی دارند و انواع کانی‌سازی برشی، رگه و رگچه‌ای، افشان و توده‌ای در آنها دیده می‌شود. این کانسارها معمولاً پلی‌متال (مس، طلا، نقره، اورانیم، عناصر نادر خاکی، بیسموت، کبالت، نیوبیم و فسفر) می‌باشند و در ارتباط با گرانیتوئیدهای سری I یا A و یا استوک‌های آلکالین - کربناتیت بوده که اغلب

نقاط داغ داخل قاره‌ای و حوضه‌های کشتی بعد از تصادم قاره‌ای تشکیل می‌شوند [۲]. شناسایی این کانسارها اولین بار با کشف ذخیره بزرگ المپیک دم استرالیا آغاز شد [۳] و با اکتشاف کانسارهای دیگری مثل Starra (۱۹۸۰)، La Candelaria (۱۹۸۷)، Osborne (۱۹۸۸)، Ernest-Henry (۱۹۹۱)، و Alemao (۱۹۹۶) ادامه یافت. این کانسارها توسط هیترمن و همکاران [۴] به عنوان IOCG معرفی شد، اما اکتشافات جدید و تحقیقات، به طبقه‌بندیهای جدید و مختلفی منجر شده است [۱۴-۵]. کانسارهای اکسید آهن توسط هیترمن [۲] به دو گروه مگنتیت  $\pm$  آپاتیت (نوع کاپرونا) و نوع مس-طلا همراه با اکسید آهن (IOCG) تقسیم شده‌اند. کریم‌پور [۱۳] کانسارهای نوع مگنتیت را به سه دسته مگنتیت-آپاتیت (مانند چغارت)، مگنتیت-عناصر نادر خاکی (مانند اسفوردی) و مگنتیت (مانند سنگان) و کانسارهای نوع مس-طلای همراه با اکسید آهن (IOCG) را به چهار دسته IOCG همراه با مگنتیت (مس-طلا-اورانیم-عناصر نادر خاکی) مثل المپیک دم، IOCG همراه با مگنتیت (مس-طلا) مانند کندلاریا، IOCG همراه با اسپیکولاریت (مس-طلا) مانند قلعه‌زری و IOCG همراه با اسپیکولاریت (طلا-مس) مثل کوه‌زری تقسیم کرده است. گندی [۱۵ و ۱۶] کانسارهای ماگماتیکی-هیدروترمالی اکسید آهن و ذخایر مس-طلای وابسته را به شش زیرگروه تقسیم نمود که مشخصات آنها در جدول (۱) ارائه شده است. گروز و همکاران [۱۴] نیز ذخایر اکسید آهن را به سه گروه بزرگ IOCG، اکسید آهن همراه با فسفر، عناصر نادر خاکی و فلئور و کانسارهای اسکارن تقسیم کرده‌اند. کریم‌پور [۱۷] برای اولین بار در ایران کمربند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن یا همان خواف-دروانه را به عنوان کمربند حاوی کانسارهای تیپ اکسید آهن در ایران معرفی نمود. مناطق شناسایی شده در این کمربند عبارتند از: معدن طلا کوه‌زری تربت حیدریه، معدن سنگ آهن سنگان، توده مگنتیت حاوی طلای تنورچه و توده‌های مگنتیت-اسپیکولاریت حاوی مس-طلای سعادت‌آباد و سایر مناطق دارای اندیس‌های مس و آهن در این کمربند. همچنین در پهنه بلوک لوت نیز این نوع کانی‌سازی مشاهده شده است. کانسار قلعه‌زری در جنوب‌غربی بیرجند از این نوع است [۱۳ و ۱۸]. شواهد کانی‌سازی Cu-Au همراه با مگنتیت-اسپیکولاریت در جنوب قلعه‌زری در منطقه بیشه

نهبندان مشاهده گردیده است. معدن فیروزه نیشابور در ۵۵ کیلومتری شمال‌غرب شهرستان نیشابور در استان خراسان رضوی واقع شده است (شکل ۱). این معدن در کمان ماگمایی قاره‌ای سنوزوئیک شمال منطقه افیولیتی سبزوار که روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی دارد، قرار گرفته است. نوار آتشفشانی جنوب قوچان ماهیت غالباً کالک‌آلکان داشته و سن آن از جنوب (در مجاورت نوار افیولیتی سبزوار) به سوی شمال (در جنوب قوچان) از ائوسن تا پلیو-پلئستوسن تغییر می‌کند. عرض این کمربند ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر از شمال سبزوار تا جنوب قوچان و طول آن ۲۰۰ کیلومتر از فرومد تا نیشابور ادامه داشته و آن را دنباله شرقی رشته‌کوه‌های بینالود دانسته‌اند [۱۹-۲۰]. سنگ میزبان معدن فیروزه نیشابور، عمدتاً واحدهای آتشفشانی حدواسط ائوسن است که می‌توان آن را بخشی از کمربند آتشفشانی-نفوذی شمال گسل درونه نیز به حساب آورد (شکل ۱). به عقیده [۲۰-۲۱] کمربند آتشفشانی جنوب قوچان احتمالاً ناشی از نابودی پوسته اقیانوسی نئوتتیس حوضه سبزوار در اواخر کرتاسه-پالئوسن در زون فروورانش حاشیه قاره با شیب به سوی شمال است. گرچه این فروورانش از اوائل ائوسن آغاز شده، به دلیل تداوم فروورانش پوسته اقیانوسی به درون گشته و هضم آن، آخرین فرآورده‌های ماگمایی آن تا پلیو-پلئستوسن نیز فوران داشته‌اند. قدمت معدن فیروزه نیشابور به حدود ۴۰۰۰ سال قبل می‌رسد. وجود کارهای قدیمی متعدد در قسمتهای مختلف معدن و تونلهای اکتشافی-استخراجی طویل و چند طبقه که هم اکنون نیز در حال بهره‌برداری هستند، تأییدی بر این ادعاست. اما متأسفانه به دلیل وجود یکی از مرغوبترین انواع فیروزه دنیا در این معدن، به عنوان یک سنگ قیمتی و تزئینی، همه توجهات به سوی این کانی معطوف بوده و فعالیتهای اکتشافی تفصیلی برای تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی با مقیاس مناسب، اهمیت دیگر عناصر منطقه و سرانجام تعیین نوع کانی‌سازی صورت نگرفته است. گزارشهای بسیار قدیمی از فعالیتهای ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی که با همکاری سازمان زمین‌شناسی کشور و سازمان انرژی اتمی انجام شده از منطقه موجود است که نقشه‌های آنها در دسترس نیست و برخی اطلاعات به دلیل نداشتن موقعیت جغرافیایی درست، قابل استناد نیستند [۲۲ تا ۲۵].

جدول ۱. تقسیم‌بندی کانسارهای اکسید آهن ماگماتیکی - هیدروترمالی و کانسارهای مس - طلای وابسته [۱۵-۱۶].

| منشأ * حاشیه‌ای * جانبی                                                                                  |                                                                                                                                  |                                                 |                                                      |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|------------------------------------------------------|
| ماگمای کالک‌آلکالن                                                                                       |                                                                                                                                  |                                                 |                                                      |
| نوع کلانکری                                                                                              | نوع المپیک دم                                                                                                                    | نوع کایرونا                                     | نوع اسکارن آهن                                       |
| کانی‌سازی رگچه‌ای و افشان در سنگ آهن یا کانی‌سازی اکسید آهن قدیمی‌تر                                     | برشی (با ماتریکس هماتیت یا مگنتیت)                                                                                               | مگنتیت توده‌ای - آپاتیت - اکتینولیت             | مگنتیت توده‌ای - گارنت - پیروکسن                     |
| استراتاباند، برشی یا کنترل گسلی                                                                          | شبیه دودکش، مجموعه نامنظم، کنترل گسلی یا منفذی                                                                                   | عدسی، شبیه دودکش، مجموعه نامنظم، دایکی و رگه‌ای | عدسیهای استراتاباند و مجموعه‌های نامنظم در مرز نفوذی |
| Cu, Au, Ag, Bi, Co, W                                                                                    | Fe, Cu, Au, Ag, REE                                                                                                              | آهن و مس - طلای همراه با اکسید آهن              | آهن و مس - طلای همراه با اکسید آهن                   |
| آلتراسیون پتاسیک                                                                                         | آلتراسیون پتاسیک                                                                                                                 | آلتراسیون سدیک                                  | آلتراسیون سدیک                                       |
| Osborne & Starra<br>استرالیا                                                                             | Olympic Dam<br>استرالیا                                                                                                          | Kiirunavaara<br>سوئد                            | Magnitogorsk<br>روسیه                                |
| ماگمای آلکالن - کربناتیت                                                                                 |                                                                                                                                  |                                                 |                                                      |
| نوع بایان ابو                                                                                            | نوع پالورا                                                                                                                       |                                                 |                                                      |
| در سنگ دربرگیرنده                                                                                        | درون یا حاشیه توده نفوذی                                                                                                         |                                                 |                                                      |
| رگ‌چهای، لایه‌ای و افشان، لنزهای استراتاباند                                                             | رگ‌چهای، لایه‌ای و افشان                                                                                                         |                                                 |                                                      |
| مگنتیت - هماتیت - باسنائزیت - فلوگوپیت - اکسیدهای آهن - تیتان - کروم - نیوبیم، فلوریت - موناژیت - کربنات | مگنتیت کم‌تیتان - آپاتیت - اولیوین - فلوگوپیت - کربنات - فلوریت - سولفیدهای مس - پیریت - عناصر گروه پلاتین - طلا - نقره - بادلپت |                                                 |                                                      |
| زونبندی، آلتراسیون سدیک و پتاسیک                                                                         | زونبندی، آلتراسیون سدیک و پتاسیک                                                                                                 |                                                 |                                                      |
| Bayan Obo<br>چین                                                                                         | Phalaborwa<br>افریقای جنوبی                                                                                                      |                                                 |                                                      |

برطبق این گزارشها، ناهنجاریهایی از عناصر مس، روی، نقره، آرسنیک، باریم، اورانیم، آنتیموان و مولیبدن در منطقه وجود دارد. وسعت زون گوسان منطقه که حدود ۶ کیلومتر مربع در سطح بوده و تا عمق ۸۰ متری در تونلها ادامه دارد و ناهنجاری عناصر مذکور در بالا، نشان می‌دهد که کانی‌سازی سولفیدی بزرگی همراه با برخی ویژگیهای خاص در ناحیه وجود دارد. هدف از این مقاله، ارائه نقشه‌های زمین‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی با مقیاس مناسب و اطلاعات تفصیلی آنها بوده است که در نهایت به شناسایی نوع کانی‌سازی مس در معدن فیروزه نیشابور منجر شده است

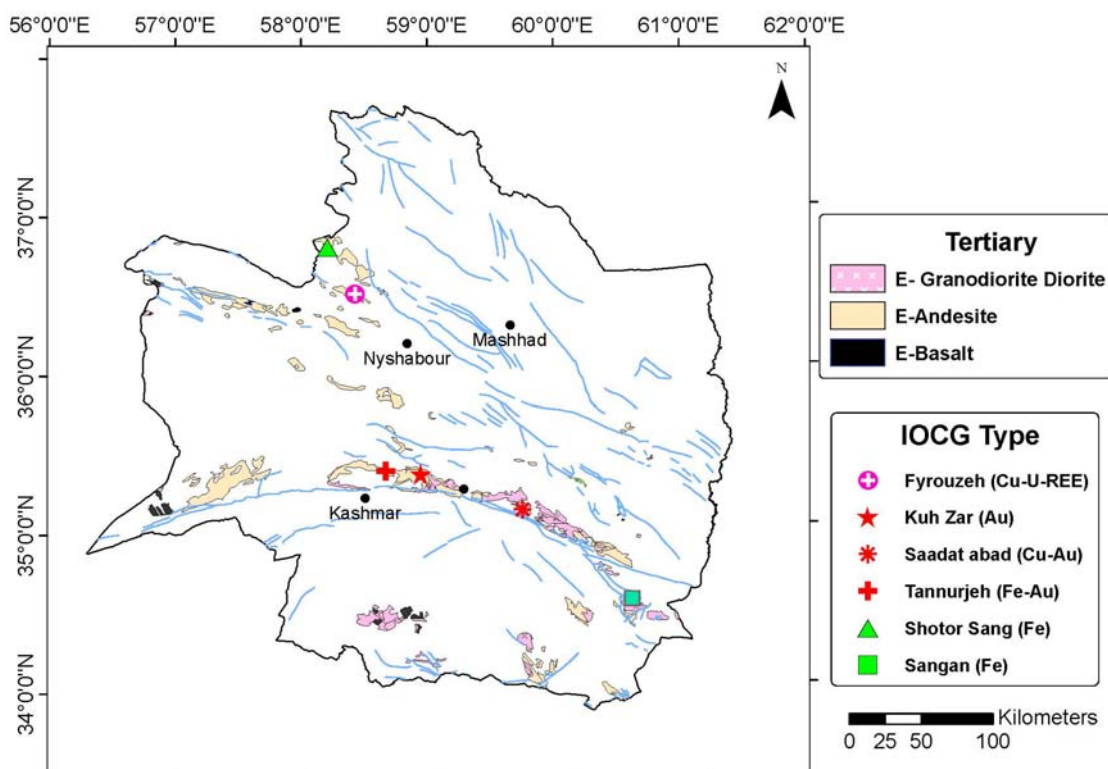
#### روش مطالعه

به منظور تعیین نوع کانی‌سازی معدن فیروزه نیشابور، عملیات اکتشافی زیر صورت گرفت:

- ۱- پردازش داده‌های ماهواره‌ای آستر در کمربند آتشفشانی جنوب قوچان به منظور شناسایی نوع و گسترش زون‌های آلتراسیون.

- ۲- برداشت بیش از ۱۵۰ نمونه از منطقه و تهیه و مطالعه ۱۳۰ مقطع نازک برای مطالعات پتروگرافی - آلتراسیون.
- ۳- تهیه و مطالعه ۴۰ بلوک صیقلی و مقطع نازک - صیقلی برای مطالعات کانی‌سازی - آلتراسیون.
- ۴- تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰ از محدوده معدنی به وسعت حدود ۲ کیلومتر مربع با تأکید ویژه بر شناسایی توده‌های نفوذی علاوه بر واحدهای آتشفشانی.
- ۵- تهیه نقشه آلتراسیون با مقیاس ۱:۲۰۰۰ از محدوده معدنی به وسعت حدود ۲ کیلومتر مربع برای تفکیک دقیق زون‌های آلتراسیون.
- ۶- تهیه نقشه‌های کانی‌سازی شامل توزیع اکسید آهن (به عنوان نماینده حضور سولفیدها) و فیروزه و نیز توزیع مگنتیت و اسپیکولاریت.
- اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی در واحدهای آتشفشانی و نفوذی.
- ۸- برداشت، آماده‌سازی و تجزیه ۴۶ نمونه ژئوشیمیایی به روش خرده‌سنگی که ۱۱ نمونه آن توسط ICP-MS

(روشهای 1DX، 4B و 1F15) در آزمایشگاه ACME کانادا - ۹  
 برای عناصر نادر خاکی، طلا، نقره و غیره آنالیز شده و نیز  
 توسط جذب اتمی در دانشگاه فردوسی مشهد برای عناصر مس،  
 سرب، روی، کبالت و نیکل مورد بررسی قرار گرفته است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی معدن فیروزه نیشابور و محل آن در کمربند آتشفشانی ائوسن در شمال غربی استان خراسان رضوی و شمال گسل درونه.

### زمین شناسی

معدن فیروزه نیشابور در گوشه شمال شرقی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلطان آباد [۲۶] واقع شده است. بیرون زدگیها در امتداد گسلهای رانده و رورانده نشان می دهد که پی سنگ این منطقه شامل سازندهای کهر، سلطانیه، زایگون، میلا و شیرگشت به سن پالئوزوئیک است که عمدتاً در نواحی جنوبی دیده می شود. آهکهای فسیل دار کرتاسه، ماسه سنگهای توفی- آهکی و مارن اوایل ائوسن نیز از دیگر رسوبات قدیمی منطقه هستند که در جنوب محدوده مشاهده می گردند. فعالیتهای آتشفشانی منطقه در ائوسن به اوج خود رسیده که شامل آندزیت، تراکیت، تراکی آندزیت و بازالت آندزیتی با رنگهای عمدتاً خاکستری و قرمز مایل به قهوه ای است. کمربند آتشفشانی بزرگ منطقه با روند شمال غربی- جنوب شرقی

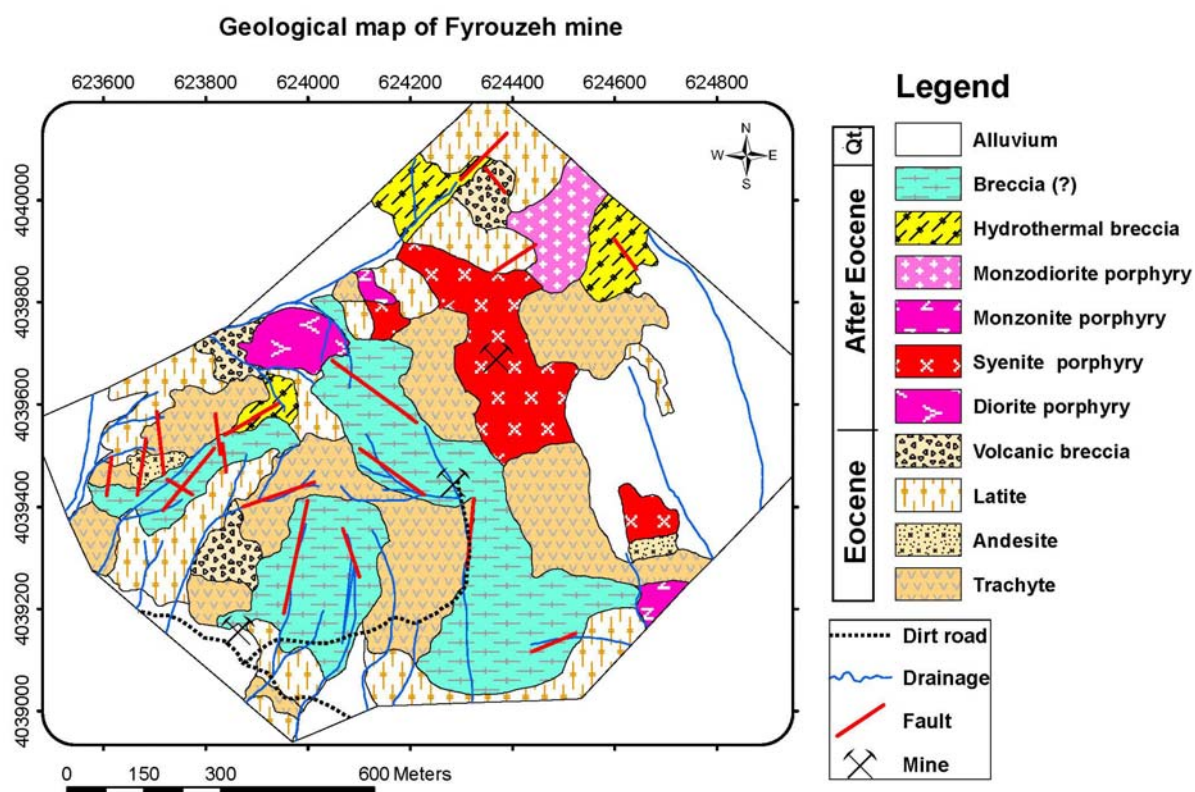
گسترش دارد و معدن بزرگ فیروزه نیشابور در آن (شمال روستای معدن) واقع شده است. رسوبات ائوسن میانی و فوقانی به صورت رگه های شیب دار بر روی سنگهای آذرین قرار گرفته است. این رسوبات شامل کنگلومرا و آهکهای نومولیتی است. تراکی آندزیت خاکستری تیره در شرق محدوده، سن الیگوسن دارد. مارنهای ژئوپس دار و ژئوپس به سن میوسن در جنوب شرقی محدوده معدن دیده می شود. دو معدن فعال ژئوپس نیز در این منطقه قرار دارد. واحد تراکی آندزیت و آندزیت داسیتی به سن پلیوسن- پلئستوسن در شمال شرقی کمربند آتشفشانی ائوسن، میزبان معدن آخرین فعالیت آتشفشانی است [۲۶]. برپایه مطالعات صحرایی- آزمایشگاهی واحدهای سنگی محدوده معدن فیروزه نیشابور را به سه بخش واحدهای آتشفشانی، توده های نفوذی نیمه عمیق و انواع مختلف

پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت را بیش از  $SI^{-5} \times 10^{-5}$  می‌داند. بنابراین همه این سنگها متعلق به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و از نوع اکسیدان هستند. برش گسلی و هیدروترمالی در منطقه نیز مشاهده می‌شود که بخش زیادی را به خود اختصاص داده‌اند. برش هیدروترمالی که نوعی کانی‌سازی بوده و بخشی از کانه‌های سولفیدی-اکسیدی را با خود همراه دارد، در شمال و غرب منطقه دیده می‌شود. این واحد شامل قطعاتی از سنگهای آتشفشانی به شدت آلتزه (سیلیسی-آرژیلیکی) است که در سیمانی از سیلیس همراه با سولفید اکسید شده و مگنتیت قرار گرفته‌اند. کانی‌سازی هم در قطعات و هم در سیمان دیده می‌شود که نشان دهنده دو مرحله کانی‌سازی در منطقه است. برش گسلی نیز به سبب تکتونیک فعال منطقه، گسترش زیادی در مرکز و جنوب ناحیه دارد (شکل ۲).

#### آلتراسیون

ملک‌زاده و کریم‌پور [۲۸] تصویر سنجنده آستر را در بخش وسیعی از کمربند آتشفشانی میزبان معدن و مناطق اطراف آن برای کانیهای کلریت، اپیدوت، کوارتز، آلونیت، کائولینیت، هماتیت، گوتیت، مونت‌موریلونیت و کلسیت به روش نقشه‌برداری زاویه طیفی پردازش کردند. دو محدوده مهم آلتزه شده در کمربند آتشفشانی ائوسن و در اطراف معدن فیروزه تشخیص داده شد که عبارتند از: (۱) آلتراسیونی با وسعت ۳ کیلومتر مربع در شمال‌شرقی تونلها با آلتراسیونهای پروپلیتیک و هماتیته‌ای شدید، و (۲) آلتراسیونی با وسعت ۴ کیلومتر مربع در غرب محدوده و غرب معدن با آلتراسیونهای آرژیلیک، آلونیتی و کربناتی (شکلهای ۳ تا ۵). آلتراسیون سیلیسی نیز به طور پراکنده در اطراف معدن فیروزه بارز شده، ولی مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که این مهمترین آلتراسیون در بخش معدن، تونلها و اطراف آن است. براساس مطالعات صحرایی-آزمایشگاهی، همه واحدهای آتشفشانی و نفوذی منطقه، تحت تأثیر آلتراسیون قرار گرفته‌اند. آلتراسیون‌ها روند خطی نداشته و فقط محدود به اطراف زون‌های گسلی نیستند، بلکه گسترده بوده و نشان دهنده حضور یک کانی‌سازی بزرگ در منطقه می‌باشند. وسعت آلتراسیون در سطح تا حدود ۵ کیلومتر مربع بوده و در عمق نیز تا بیش از ۱۰۰ متر در تونلها ادامه دارد.

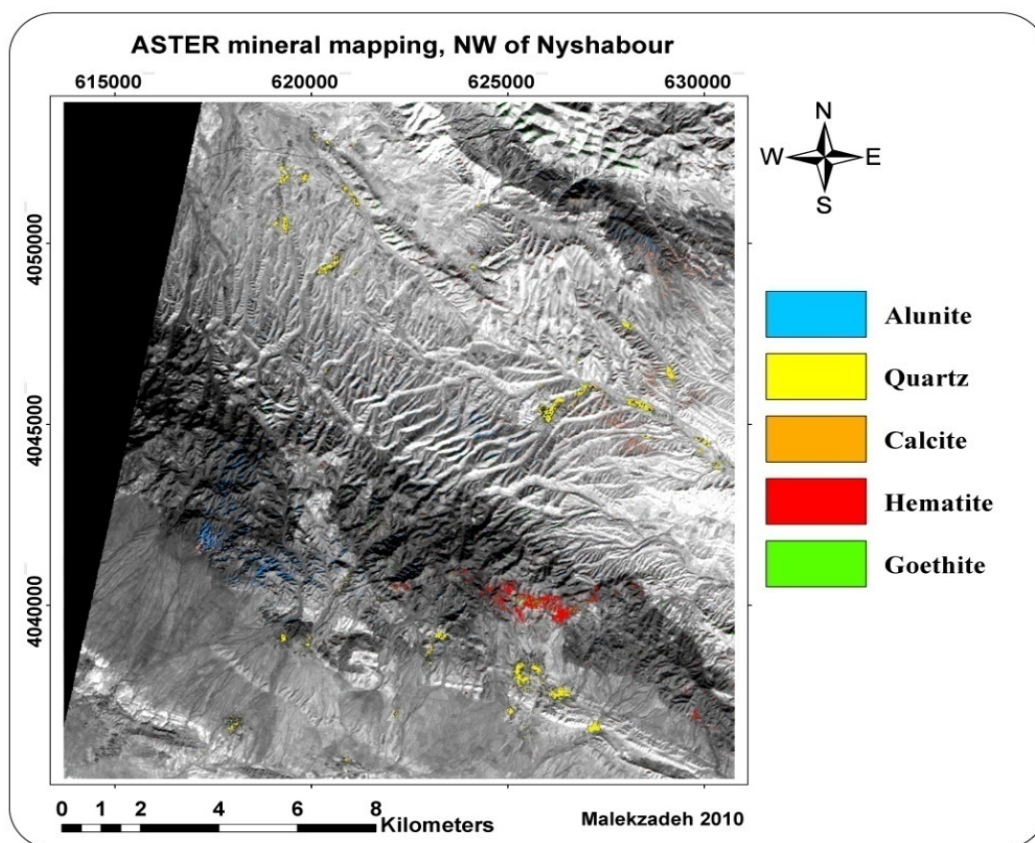
برش می‌توان تقسیم کرد. سنگهای آتشفشانی، بخش زیادی از منطقه را به خود اختصاص داده‌اند و سن نسبی آنها برپایه نقشه زمین‌شناسی سلطان‌آباد [۲۶] به ائوسن نسبت داده شده است. این واحدها شامل تراکیت، هورنبلند تراکیت، بیوتیت تراکیت، آندزیت، هورنبلند آندزیت، لاتیت، لاتیت-آندزیت، بیوتیت لاتیت، هورنبلند لاتیت-آندزیت و برش آتشفشانی است که از این میان، تراکیت بیشترین گسترش را در منطقه دارد. بافت این سنگها پورفیری و زمینه آنها عمدتاً دانه‌ریز و با بافت تراکیتی است. همه واحدهای آتشفشانی کم و بیش تحت تأثیر آلتراسیون‌های سیلیسی، آرژیلیکی و غیره قرار گرفته‌اند و در برخی نقاط به سبب شدت آلتراسیون، ماهیت اولیه سنگ مشخص نبوده و به عنوان سنگهای آلتزه در نقشه معرفی شده‌اند (شکل ۲). کانی‌سازی سولفیدی-اکسیدی اولیه به صورت افشان و استوک‌ورک و کانی‌سازی ثانویه در اغلب نقاط در آنها دیده می‌شود. برش آتشفشانی در غرب و جنوب‌غربی معدن دیده می‌شود و شامل قطعاتی از سنگهای لاتیت، بیوتیت لاتیت و هورنبلند تراکیت است که در سیمانی از جنس تراکیت قرار گرفته‌اند. قطعات و سیمان آلتزه شده‌اند و کانی‌سازی پیریت اکسید شده افشان عمدتاً در قطعات دیده می‌شود (شکل ۲). توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق حدواسط با بافت پورفیری عمدتاً در بخشهای شمالی و شرقی معدن رخنمون دارند که در سنگهای آتشفشانی نفوذ نموده‌اند. به همین دلیل، سن نسبی آنها در نقشه بعد از ائوسن معرفی شده است. این واحدها شامل دیوریت پورفیری، سینیت پورفیری، مونزونیت پورفیری و مونزودیوریت پورفیری هستند که سینیت پورفیری بیشترین گسترش را دارد (شکل ۲). بافت این سنگها، پورفیری با زمینه دانه متوسط تا درشت بعضاً تراکیتی است. براساس مقدار کانیهای پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم درشت‌بلور و زمینه سنگ، این توده‌ها از هم تفکیک شدند. این واحدها تحت تأثیر آلتراسیون‌های مختلف سیلیسی، آرژیلیکی و کربناتی در نقاط مختلف قرار گرفته و رگ‌چه‌های سولفید اکسید شده (عمدتاً پیریت)، مگنتیت و اسپیکولاریت همراه با کانی‌سازی افشان گاهی تا ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. این واحدها در واقع رخنمونهایی از توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق منشأ کانی‌سازی بزرگ منطقه هستند. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در واحدهای آتشفشانی و نفوذی کمتر آلتزه شده از  $SI^{-5} \times 10^{-5}$  تا  $SI^{-5} \times 10^{-4}$  متغیر است. ایشی‌هارا [۲۷] مقدار



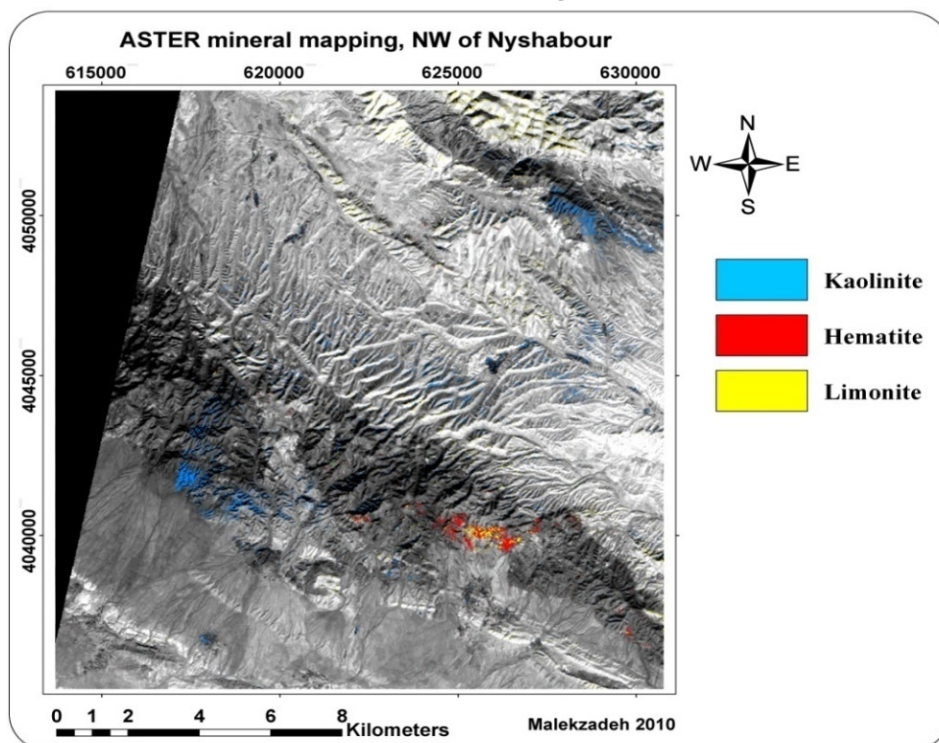
شکل ۲. نقشه زمین شناسی محدوده معدن فیروزه.

سیلیسی قابل تقسیم است (شکل ۶). آلتراسیون کربناتی عمدتاً در بخشهای شمالی و جنوب شرقی معدن دیده می شود که سنگهای آتشفشانی و بخشی از توده های نفوذی را تحت تاثیر قرار داده است. در برشهای مختلف نیز این زون مشاهده می گردد. کلسیت به صورت رگ چهای و پراکنده دیده می شود و کانی سازی در برخی نقاط وجود دارد. آلتراسیون پروپلیتیک متوسط و پروپلیتیک-سیلیسی ضعیف در شمال، جنوب شرقی و جنوب غربی معدن، محدوده های نسبتاً کوچک تا متوسطی را به خود اختصاص داده است. این زون در سنگهای آندزیتی دیده می شود و کانیهای مهم آن کلریت و کربنات است (شکل ۶). تورمالین یکی از کانیهای مهم در زون های آلتراسیون منطقه است که در شمال، غرب و شمال غربی منطقه دیده می شود (شکل ۶). این کانی ثانویه در توده دیوریت پورفیری و سنگهای بیوتیت لاتیت، آندزیت، لاتیت و تراکیت مشاهده شد. بیشترین درصد تورمالین (۱۰ - ۱۵ درصد) در توده آندزیتی و کمترین درصد آن (۰/۵ - ۱ درصد) مربوط به توده لاتیت است. تورمالین در این سنگها هم به صورت رگ چهای همراه با کانیهای سولفیدی و سیلیس با ضخامت ۰/۳ میلی متر و هم به صورت پراکنده در حفرات و متن سنگ دیده می شود

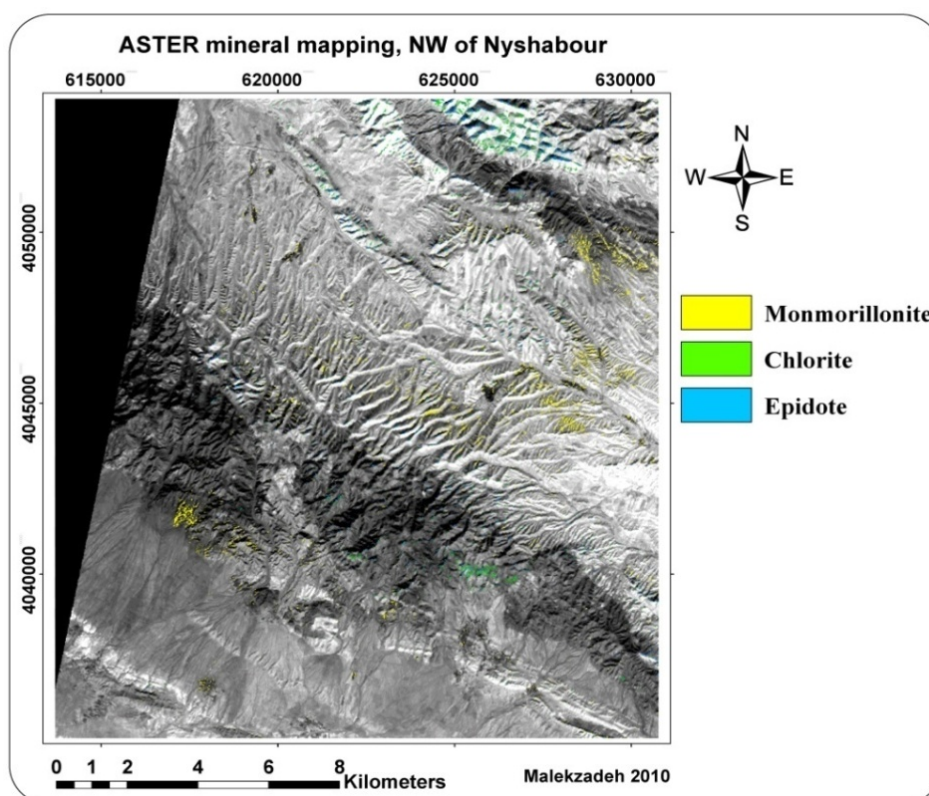
چهار زون آلتراسیون به ترتیب فراوانی شامل سیلیسی، آرژیلیک، کربناتی و پروپلیتیک در محدوده معدن با شدتهای مختلف قابل مشاهده است که خود به زیر مجموعه هایی قابل تقسیم است. آلتراسیون سیلیسی، بیشترین گسترش را در منطقه دارد و سبب مورفولوژی خشن و صخره ساز شده است. همراهی این آلتراسیون با زون گوسان شدید باعث رنگ قرمز-قهوه ای تیره تا سیاه آن در سطح زمین شده است. کوارتز ثانویه در متن سنگ و به صورت رگ چه حضور دارد و کانی سازی سولفیدی-اکسیدی با این آلتراسیون دیده می شود. این آلتراسیون به انواع سیلیسی شدید، سیلیسی متوسط، سیلیسی-کربناته و سیلیسی-آرژیلیک قابل تقسیم است (شکل ۶). آلتراسیون آرژیلیک در قسمتهای مختلف معدن دیده شده و با رنگ سفید-زرد (به دلیل حضور مقدار بالایی ژاروسیت در برخی قسمتها) و مورفولوژی نرم و پست مشخص می گردد. این آلتراسیون، واحدهای آتشفشانی، برشی و بخشی از توده های نفوذی مانند سینیت پورفیری را تحت تاثیر قرار داده است. کانی سازی سولفیدی به صورت پراکنده و رگ چهای در این زون مشاهده می شود. این زون به زیرمجموعه های آرژیلیک شدید، آرژیلیک متوسط، ژاروسیتی-آرژیلیک و ژاروسیت-آرژیلیک



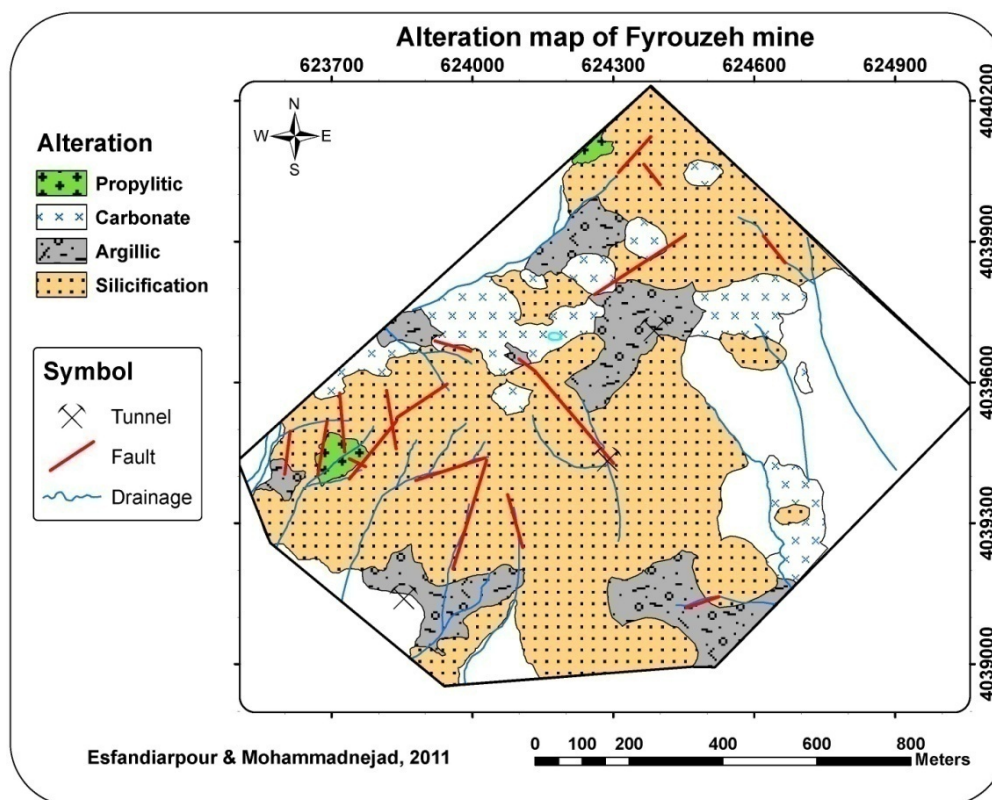
شکل ۳. پردازش تصویر سنجنده آستر برای کانیهای آلونیت، کوارتز، کلسیت، هماتیت و گوتیت به روش نقشه‌برداری زاویه طیفی در کمربند آتشفشانی شمال غرب نیشابور [۲۸].



شکل ۴. پردازش تصویر سنجنده آستر برای کانیهای کائولینیت، هماتیت و لیمونیت به روش نقشه‌برداری زاویه طیفی در کمربند آتشفشانی شمال غرب نیشابور [۲۸].



شکل ۵. پردازش تصویر سنجنده آستر برای کانیهای مونت‌موریونیت، کلریت و اپیدوت به روش نقشه‌برداری زاویه طیفی در کمربند آتشفشانی شمال‌غرب نیشابور [۲۸].



شکل ۶. نقشه آلتراسیون محدوده معدن فیروزه.

## کانی‌سازی

وجود کنده‌کاریهای قدیمی متعدد (شکل ۷)، در یک منطقه وسیع و بهره‌برداری از سه تونل که در چندین طبقه تا عمق ۱۰۰ متری حفر شده و طول بزرگترین آنها تا ۳ کیلومتر می‌رسد، نشان دهنده وسعت کانی‌سازی در معدن فیروزه نیشابور است. گستردگی آلتراسیون نیز این موضوع را تأیید می‌کند. فیروزه که در حال حاضر مهمترین و با ارزشترین کانی معدن به حساب می‌آید، یک کانی ثانویه و کاملاً تاخیری است که کانی‌سازیهایی اولیه سولفیدی-اکسیدی را قطع نموده است (شکل ۸). این کانی به دلیل اکسیداسیون وسیع سولفیدهای مس‌دار منطقه و حضور ترکیبات فسفات مانند آپاتیت، تشکیل شده است. ضخامت زون اکسیدان منطقه بسیار زیاد است، به طوری که فیروزه تا عمق ۸۰ متری در تونلها دیده شده است. اکسیداسیون بسیار شدیدی در سطح منطقه اتفاق افتاده و زون گوسان با درصد بالای اکسید آهن که باعث رنگ تیره سنگهای آتشفشانی شده است، در محدوده وسیعی مشاهده می‌شود (شکل ۹). این موضوع نشان دهنده حجم وسیع وجود کانی سولفیدی در ناحیه بوده و تأییدی بر گستردگی کانی‌سازی است، بنابراین کانی‌سازی بسیار مهمتری از فیروزه در منطقه حضور دارد. بررسیهای صحرایی-آزمایشگاهی نشان می‌دهد، کانی‌سازی از لحاظ زمان تشکیل شامل دو مرحله اولیه و ثانویه می‌شود. کانی‌سازی اولیه به صورت استوک‌ورک، افشان و برش هیدروترمالی دیده می‌شود و شامل اسپکیولاریت، مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت و بورنیت است. در برخی قسمتها، کنترلهای ساختاری برای رگچه‌های کانی‌سازی دیده می‌شود، به طوری که در اطراف زون‌های گسلی تراکم رگچه‌ها افزایش یافته است. کانی‌سازی استوک‌ورک و افشان در واحدهای تراکیت، لاتیت، بیوتیت تراکیت، هورنبلند آندزیت، لاتیت-آندزیت، بیوتیت لاتیت، دیوریت پورفیری، مونزودیوریت پورفیری، مونزونیت پورفیری و سینیت پورفیری دیده می‌شود. کانی‌سازی استوک‌ورک با رگچه‌هایی به ضخامت حداکثر ۵ تا ۶ میلی‌متر دیده می‌شود. تراکم رگچه‌ها در نزدیک زون‌های گسلی تا ۳۰ رگچه و دیگر قسمتها تا ۱۵ عدد در متر مربع می‌رسد. رگچه‌ها از نوع سولفید اکسید شده با هاله کانیهای رسی، کوارتز-پیریت، پیریت-کالکوپیریت، اسپکیولاریت و مگنتیت است (شکل‌های ۱۰ تا ۱۲). کانی‌سازی افشان با دانه‌های شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل پیریت، مگنتیت،

اسپکیولاریت و به مقدار کمتر، کالکوپیریت و بورنیت به اندازه ۰/۵ تا ۸ میلی‌متر مشخص می‌شود. برش هیدروترمالی شامل قطعاتی از سنگهای آتشفشانی به شدت آلتره (سیلیسی-آرژیلیکی) همراه با کانی‌سازی است که در سیمانی از سیلیس همراه با سولفید اکسید شده و مگنتیت قرار گرفته‌اند. به میزان ۱۵ تا ۱۷ درصد کانی‌سازی به صورت افشان هم در سیمان سیلیسی و هم در قطعات دیده می‌شود. دو مرحله کانی‌سازی در برش هیدروترمالی دیده می‌شود: (۱) مرحله قبل از برشی‌شدن که کانی‌سازی در قطعات وجود دارد و (۲) مرحله هنگام برشی‌شدن که کانی‌سازی توسط محلول کانه‌دار سیلیسی ایجاد شده است. شکل (۱۳) توزیع مگنتیت و اسپکیولاریت استوک‌ورک و افشان را در منطقه نشان می‌دهد. مگنتیت عمدتاً در نیمه جنوبی و اسپکیولاریت در نیمه شمالی منطقه دیده می‌شود. مقدار اسپکیولاریت از ۰/۱ تا نزدیک ۶ درصد است و مگنتیت بیش از ۱۰ درصد در برخی قسمتها در منطقه حضور دارد. کانی‌سازی ثانویه منطقه شامل فیروزه، کالکوزیت، کوولیت، ژاروسیت، لیمونیت، هماتیت و گوتیت می‌باشد. به دلیل اکسیداسیون شدید منطقه و از بین رفتن کانیهای سولفیدی، نقشه توزیع اکسید آهن برای منطقه که گویای حضور سولفیدها است، ترسیم شد. مقدار اکسیدهای آهن از ۱ تا بیش از ۶ درصد متغیر است (شکل ۱۴). پراکندگی فیروزه نیز در شکل (۱۴) نشان داده شده است.

## ژئوشیمی

براساس بررسیهای ژئوشیمیایی [۲۲] و ژئوفیزیکی [۲۵] اولیه در گذشته، ناهنجاریهایی از عناصر مس، مولیبدن، سرب، روی، اورانیم، تنگستن، کبالت و نیکل در منطقه گزارش شده که نشان دهنده اهمیت معدن فیروزه نیشابور برای عناصری غیر از مس و کانی غیر از فیروزه است.

تعداد ۴۶ نمونه خرده‌سنگی از محلهای آلتراسیون و کانی‌سازی برای مطالعات ژئوشیمیایی منطقه برداشت شد که جدول (۲) نتایج تجزیه تعدادی از عناصر مهم منطقه را نشان می‌دهد. نتایج به شرح زیر است:

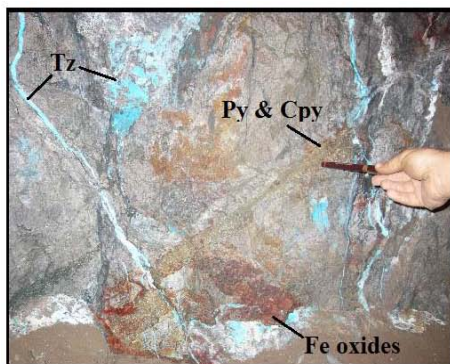
مس: میزان این عنصر از ۸ تا ۳۲۲۲ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در قسمت شرق تونل اصلی معدن در واحد هورنبلند تراکیت و با آلتراسیون سیلیسی-آرژیلیکی دیده می‌شود. این عنصر بیشتر در قالب کانی فیروزه و

آرسنیک: این عنصر از ۵۰ تا ۵۵۳ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در مرکز منطقه همراه با واحدهای تراکیت و لاتیت با آلتراسیون‌های ژاروسیتی-آرژیلیکی-سیلیسی و کربناتی دیده می‌شود (شکل ۱۹). سرب: این عنصر از ۳ تا ۸۰ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در شمال منطقه همراه با لاتیت و با آلتراسیون سیلیسی-کربناتی دیده می‌شود. روی: این عنصر از ۱ تا ۴۴۳ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن همراه با تراکیت و با آلتراسیون کربناتی دیده می‌شود.

مقدار کمتری کالکوپیریت، کالکوزیت و کوولیت است (شکل ۱۵).

طلا: این عنصر از ۱ تا ۷۳ میلی گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در مرکز منطقه همراه با برش گسلی و با آلتراسیون ژاروسیتی-آرژیلیکی دیده می‌شود (شکل ۱۶). نقره: این عنصر از ۶۸ تا ۲۰۰۰ میلی گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در مرکز منطقه همراه با تراکیت و با آلتراسیون ژاروسیتی-آرژیلیکی-سیلیسی دیده می‌شود (شکل ۱۷).

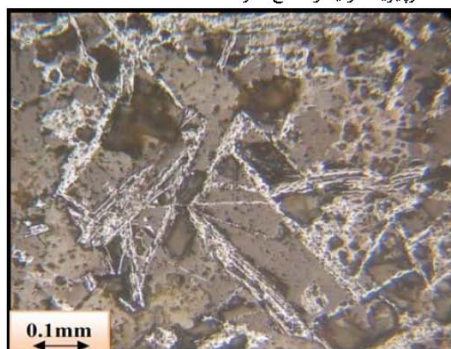
مولیبدن: این عنصر از ۸ تا ۷۷۷ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در سینیت پورفیری با آلتراسیون کربناتی دیده می‌شود (شکل ۱۸).



شکل ۸. نمایی از رگچه‌های فیروزه که رگچه‌های پیریت و کالکوپیریت اولیه را قطع نموده است.



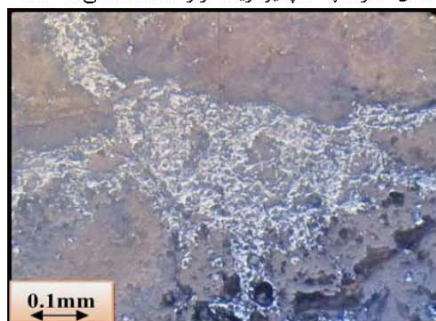
شکل ۷. نمایی از کنده‌کاریهای قدیمی (دید به شرق).



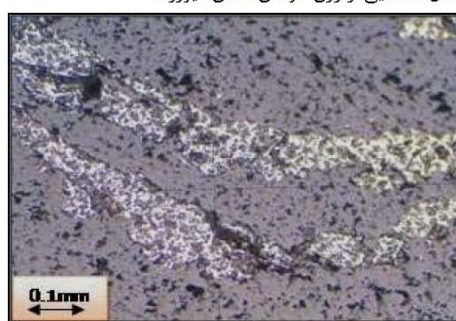
شکل ۱۰. رگچه اسپکیولاریت در واحد آتشفشانی (PPL).



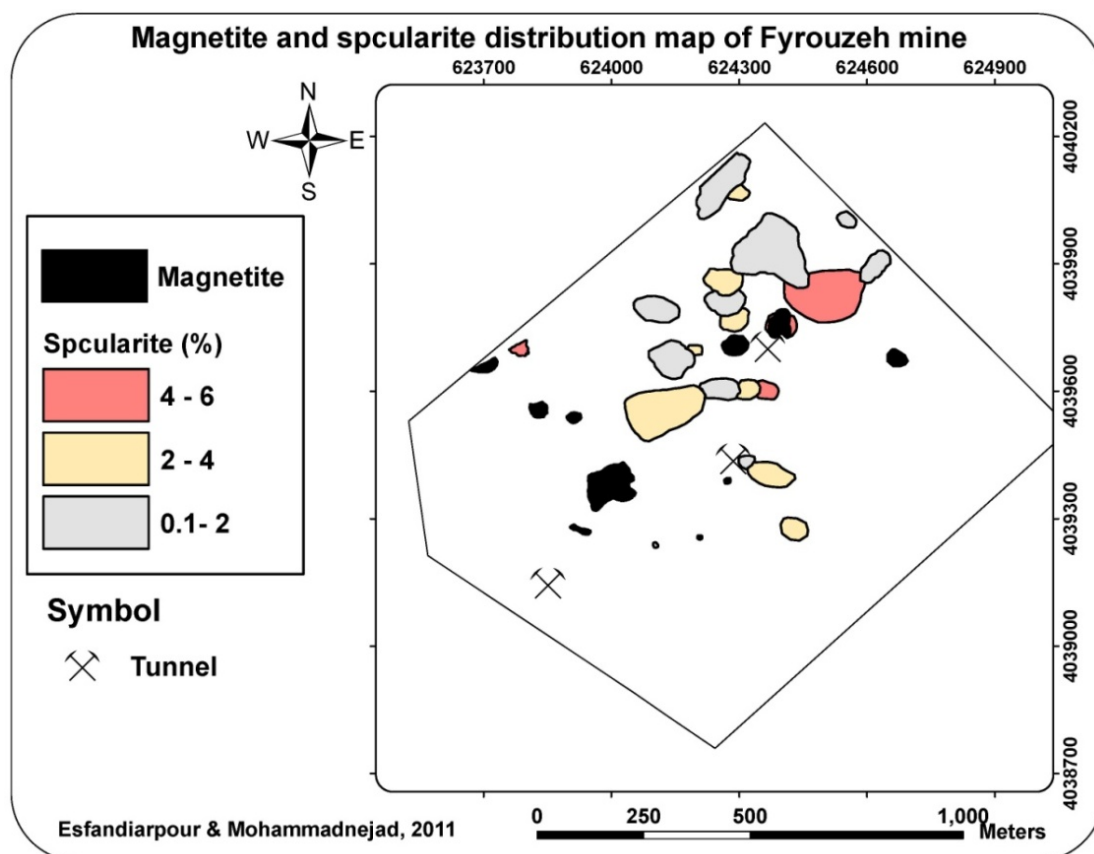
شکل ۹. نمایی از زون گوسان معدن فیروزه.



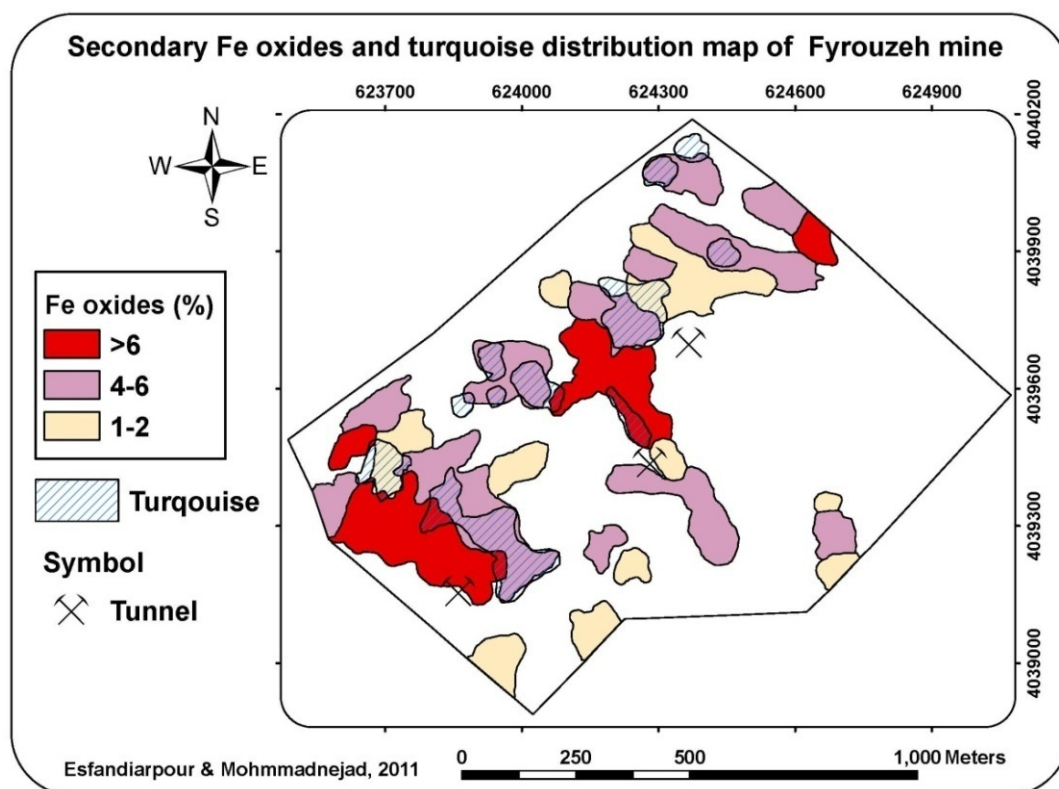
شکل ۱۲. رگچه مگنتیت در سنگ آتشفشانی (PPL).



شکل ۱۱. پیریت رگچه‌ای در لاتیت (PPL).



شکل ۱۳. نقشه توزیع مگنتیت و اسپکیولاریت در معدن فیروزه نیشابور.



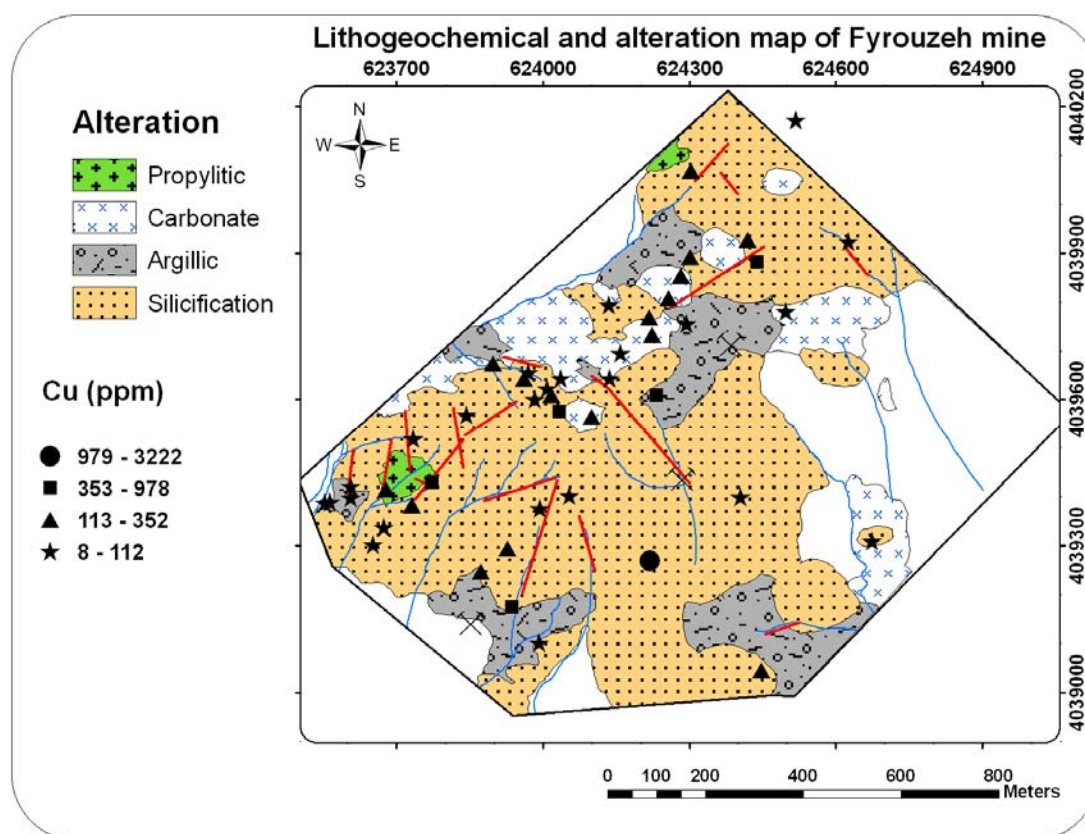
شکل ۱۴. نقشه توزیع اکسیدهای آهن ثانویه و فیروزه در معدن فیروزه نیشابور.

جدول ۲. نتایج تجزیه برخی عناصر مهم در نمونه های خرده سنگی معدن فیروزه نیشابور.

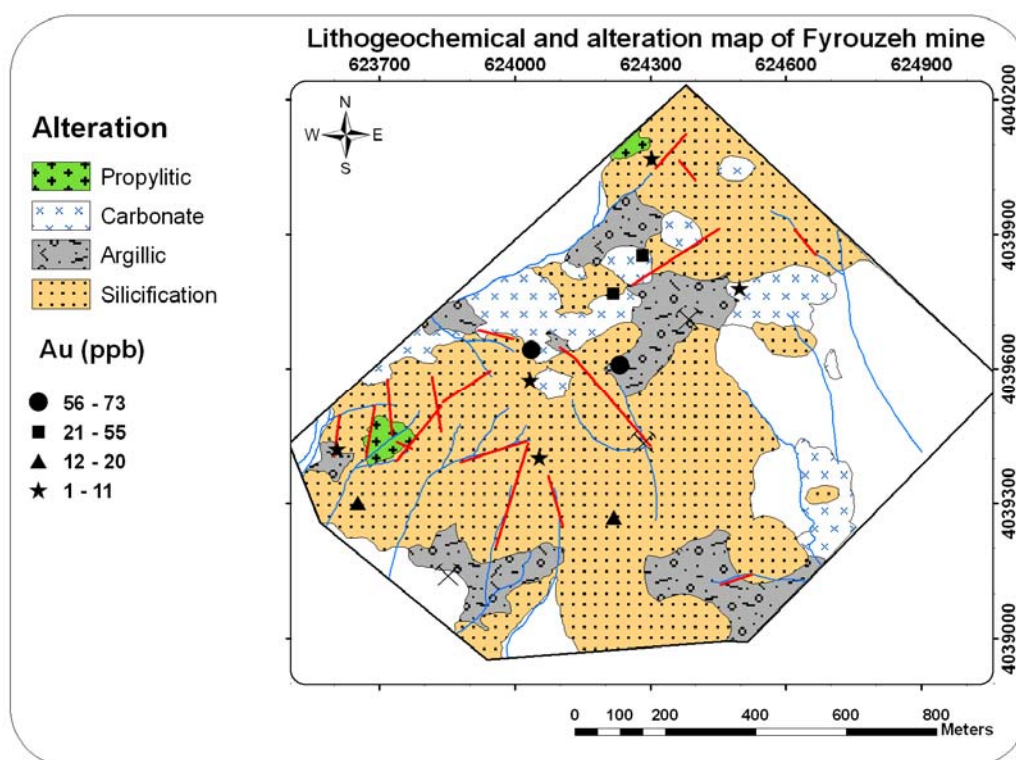
|        | X      | Y       | Co<br>(ppm) | Cu<br>(ppm) | Ni<br>(ppm) | Pb<br>(ppm) | Zn<br>(ppm) | Ag<br>(ppb) |
|--------|--------|---------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| TZC-1  | 623899 | 4039675 | ۲۴          | ۳۲۱         | ۱۰          | ۲۷          | ۶۷          |             |
| TZC-2  | 623962 | 4039643 | ۴           | ۱۹۷         | ۳           | ۱۳          | ۷           |             |
| TZC-3  | 623971 | 4039656 | ۷           | ۱۷          | ۵           | ۱۴          | ۳۳          |             |
| TZC-4  | 623984 | 4039601 | ۱۸          | ۶۲          | ۵           | ۱۴          | ۸۰          |             |
| TZC-5  | 624018 | 4039610 | ۷           | ۱۷۶         | ۵           | ۱۴          | ۱۰          |             |
| TZC-6  | 624038 | 4039643 | ۱۲          | ۲۹          | ۶۱          | ۲۳          | ۶۸          | ۶۸          |
| TZC-7  | 624137 | 4039643 | ۸           | ۱۹          | ۵           | ۱۶          | ۲۹          |             |
| TZC-8  | 624159 | 4039695 | ۶۲          | ۴۶          | ۲۶          | ۲۶          | ۱۴۰         |             |
| TZC-9  | 624219 | 4039768 | ۵           | ۲۳۶         | ۱           | ۱۱          | ۵           | ۲۰۰         |
| TZC-10 | 624136 | 4039794 | ۳۲          | ۱۹          | ۲۵          | ۲۰          | ۲۷۱         |             |
| TZC-11 | 624259 | 4039809 | ۲۲          | ۲۴۲         | ۱۷          | ۲۲          | ۳۰          |             |
| TZC-12 | 624283 | 4039854 | ۴۶          | ۱۴۰         | ۲۱          | ۴           | ۲۹          | ۳۷۹         |
| TZC-13 | 624303 | 4039892 | ۲۳          | ۲۳۸         | ۱۲          | ۲۲          | ۹۹          |             |
| TZC-14 | 624304 | 4040069 | ۱۴۳         | ۱۶۳         | ۴۳          | ۱۷          | ۷۰          | ۲۰۹         |
| TZC-15 | 624225 | 4039734 | ۱۴          | ۱۴۱         | ۱۱          | ۱۷          | ۲۰          |             |
| TZC-16 | 624295 | 4039755 | ۱۸          | ۱۹          | ۱۰          | ۱۶          | ۱۵          |             |
| TZC-17 | 624420 | 4039927 | ۸۱          | ۳۵۲         | ۲۸          | ۸۰          | ۲۰۳         |             |
| TZC-18 | 624519 | 4040172 | ۲۶          | ۵۱          | ۱۹          | ۴۹          | ۴۲          |             |
| TZC-19 | 624233 | 4039609 | ۱۴          | ۴۰۴         | ۱۸          | ۲۹          | ۲۱          | ۲۰۰۰        |
| TZC-20 | 624440 | 4039882 | ۷۳          | ۴۶۴         | ۳۶          | ۳۱          | ۱۱۹         |             |
| TZC-21 | 624627 | 4039923 | ۱۶          | ۲۸          | ۱۰          | ۱۸          | ۳۷          |             |
| TZC-22 | 624499 | 4039781 | ۷۲          | ۲۷          | ۱۷          | ۱۷          | ۴۴۳         | ۷۷          |
| TZC-23 | 624406 | 4039399 | ۵۲          | ۹۸          | ۲۱          | ۳۳          | ۱۰۲         |             |
| TZC-24 | 624448 | 4039046 | ۶۹          | ۲۶۵         | ۳۴          | ۴۱          | ۱۰۹         |             |
| TZC-25 | 624675 | 4039309 | ۱۰          | ۸           | ۸           | ۴۹          | ۳۵          |             |
| TGC1   | 623555 | 4039387 | ۵           | ۴۷          | ۶           | ۲۸          | ۱۲          |             |
| TGC2   | 623565 | 4039389 | ۱           | ۲۳          | ۳           | ۱۷          | ۸           |             |
| TGC3   | 623608 | 4039397 | ۳           | ۳۵          | ۵           | ۲۶          | ۱۱          |             |
| TGC5   | 623680 | 4039416 | ۱           | ۱۵۸         | ۳           | ۲۰          | ۶           |             |
| TGC6   | 623735 | 4039518 | ۱۶          | ۴۲          | ۹           | ۳۲          | ۷۶          |             |
| TGC7   | 623844 | 4039568 | ۱۳          | ۴۴          | ۴           | ۲۱          | ۸۴          |             |
| TGC9   | 623675 | 4039337 | ۱           | ۸           | ۲           | ۱۹          | ۹           |             |
| TGC10  | 623733 | 4039383 | ۱           | ۲۹۳         | ۱           | ۱۶          | ۱۸          |             |
| TGC11  | 623774 | 4039430 | ۱           | ۳۹۶         | ۱           | ۲۰          | ۸           |             |
| TGC13  | 624010 | 4039623 | ۳           | ۸           | ۲           | ۳۲          | ۱۰          |             |
| TGC14  | 623874 | 4039248 | ۱۸          | ۲۱۵         | ۱           | ۳۶          | ۴۲          |             |
| TGC15  | 623929 | 4039294 | ۶۱          | ۲۶۱         | ۳۶          | ۷۱          | ۲۹۴         |             |
| TGC16  | 623995 | 4039375 | ۴۹          | ۱۱۲         | ۳۰          | ۵۱          | ۲۱۵         |             |
| TGC18  | 624101 | 4039565 | ۱۰          | ۱۷۳         | ۶           | ۳۲          | ۲۴          |             |
| TGC19  | 623938 | 4039175 | ۶           | ۴۰۳         | ۳           | ۶۸          | ۲۵          |             |
| TGC21  | 623993 | 4039102 | ۵           | ۷۱          | ۴           | ۳۵          | ۵           |             |
| TGC4   | 623608 | 4039421 | ۲۷          | ۴۲          | ۶           | ۳           | ۳۳۳         | ۶۹          |
| TGC8   | 623653 | 4039302 | ۳           | ۱۹          | ۱           | ۶           | ۱           | ۷۰۰         |
| TGC12  | 624034 | 4039576 | ۳۴          | ۹۷۸         | ۱۱          | ۲۰          | ۲۳۵         | ۲۴۱         |
| TGC17  | 624055 | 4039402 | ۵۶          | ۹۰          | ۱۸          | ۲۰          | ۱۶۰         | ۱۰۰         |
| TGC20  | 624220 | 4039269 | ۷۲          | ۳۲۲۲        | ۲۱          | ۲۴          | ۱۰۵         | ۱۲۰۰        |

ادامه جدول ۲.

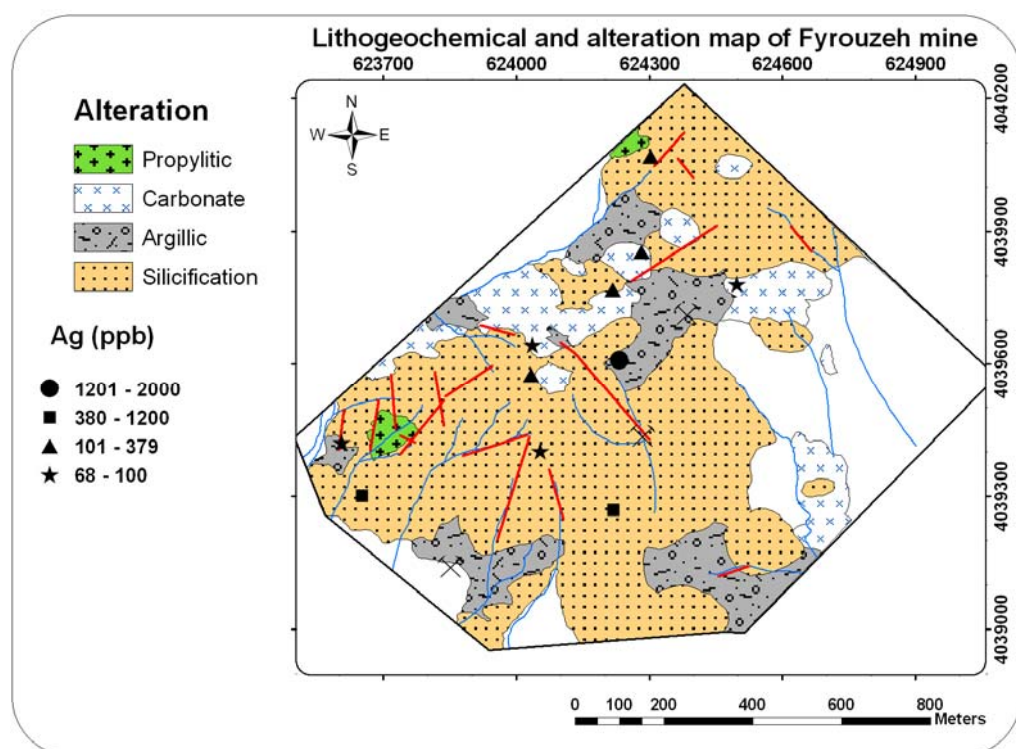
|        | X      | Y       | Au<br>(ppb) | La<br>(ppm) | Ce<br>(ppm) | P<br>(%) | As<br>(ppm) | U<br>(ppm) | Mo<br>(ppm) | Nb<br>(ppm) | Th<br>(ppm) |
|--------|--------|---------|-------------|-------------|-------------|----------|-------------|------------|-------------|-------------|-------------|
| TZC-6  | 624038 | 4039643 | ۷۳          | ۳۲          | ۵۹          | ۰/۰۸۱    | ۵۳          | ۱          | ۹           | ۲           | ۵           |
| TZC-9  | 624219 | 4039768 | ۵۴          | ۹۶          | ۱۴۲         |          | ۵۵۳         | ۹          | ۴۴          | ۷۶          | ۱۴          |
| TZC-12 | 624283 | 4039854 | ۵۵          | ۷۷          | ۱۲۹         | ۰/۲۲     | ۲۳۴         | ۴          | ۷۷۷         | ۲           | ۵           |
| TZC-14 | 624304 | 4040069 | ۱           | ۳۲          | ۵۲          | ۰/۰۷۱    | ۱۶۸         | ۲          | ۲۴          | ۸           | ۱۳          |
| TZC-19 | 624233 | 4039609 | ۷۱          | ۱۲۲         | ۱۷۸         |          | ۴۷۱         | ۱۰         | ۸           | ۷۹          | ۱۵          |
| TZC-22 | 624499 | 4039781 | ۷           | ۶۵          | ۹۲          | ۰/۵۳۳    | ۷۳          | ۳          | ۲۲          | ۱           | ۱۱          |
| TGC4   | 623608 | 4039421 | ۱۱          | ۷۸          | ۱۲۷         | ۰/۰۶۶    | ۱۲۳         | ۳۲         | ۵۸          | ۱           | ۳           |
| TGC8   | 623653 | 4039302 | ۲۰          | ۱۵۶         | ۱۹۴         |          | ۵۰          | ۱۸         | ۵۹          | ۱۳۲         | ۲۳          |
| TGC12  | 624034 | 4039576 | ۴           | ۷۹          | ۱۳۹         | ۰/۲۷۹    | ۱۵۷         | ۲۹         | ۹           | ۱           | ۲           |
| TGC17  | 624055 | 4039402 | ۷           | ۹۶          | ۱۳۵         |          | ۱۵۳         | ۸          | ۴۲          | ۲۴          | ۲۳          |
| TGC20  | 624220 | 4039269 | ۱۷          | ۷۶          | ۱۱۸         |          | ۳۳۹         | ۱۲         | ۴۴          | ۱۱۸         | ۲۳          |



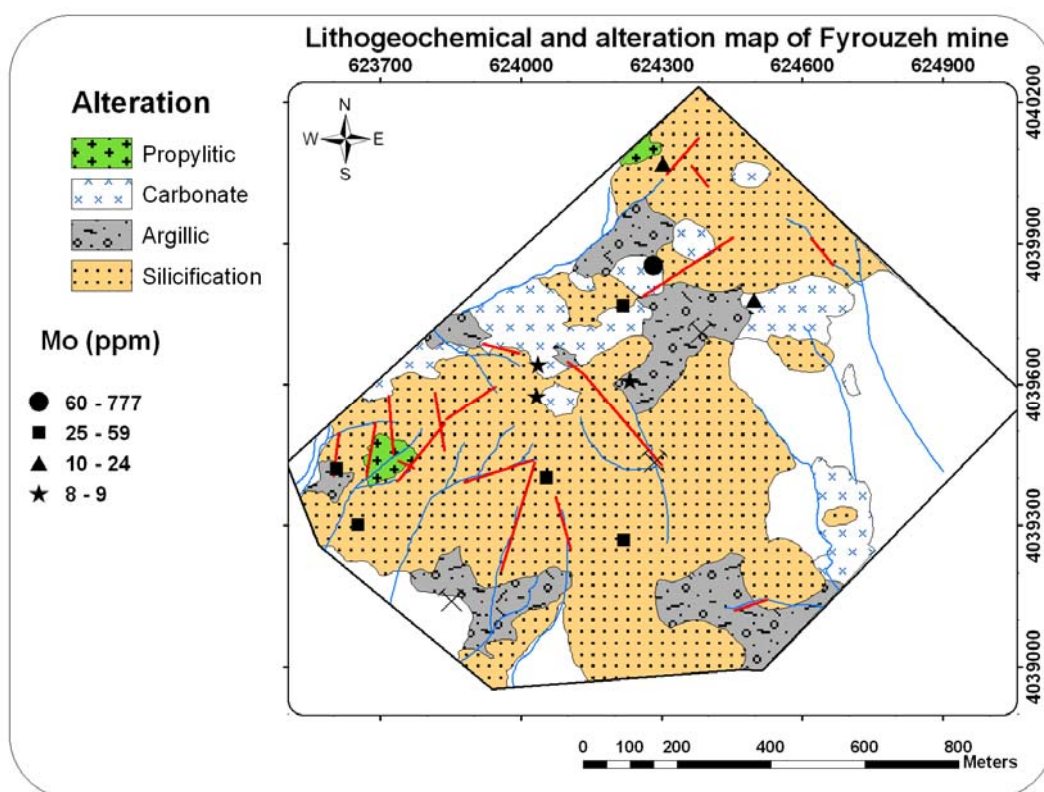
شکل ۱۵. دامنه تغییرات عنصر مس در نمونه‌های خرده‌سنگی در معدن فیروزه نیشابور بر روی نقشه آلتراسیون.



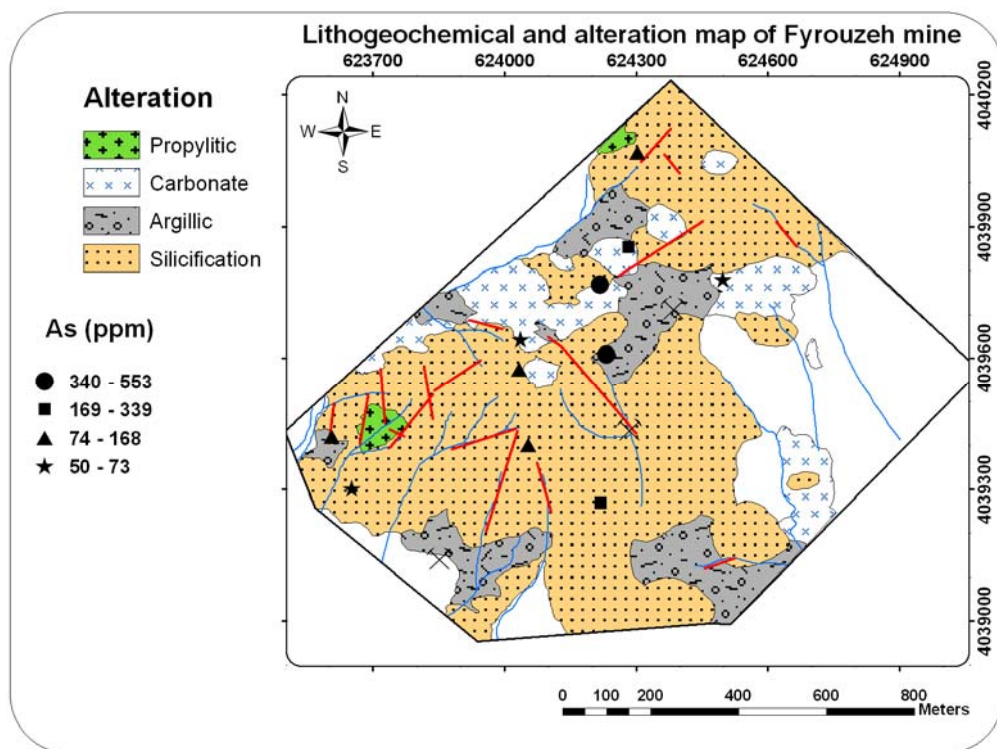
شکل ۱۶. دامنه تغییرات عنصر طلا در نمونه‌های خرده‌سنگی در معدن فیروزه نیشابور بر روی نقشه آلتراسیون.



شکل ۱۷. دامنه تغییرات عنصر نقره در نمونه‌های خرده‌سنگی در معدن فیروزه نیشابور بر روی نقشه آلتراسیون.



شکل ۱۸. دامنه تغییرات عنصر مولیبدن در نمونه‌های خرده‌سنگی در معدن فیروزه نیشابور بر روی نقشه آلتراسیون.



شکل ۱۹. دامنه تغییرات عنصر آرسنیک در نمونه‌های خرده‌سنگی در معدن فیروزه نیشابور بر روی نقشه آلتراسیون.

همراه با واحدهای لاتیت و در برش گسلی با آلتراسیون های سیلیسی-آرژیلیک، آرژیلیک و سیلیسی-کربناته دیده می شود (شکل ۲۲).

**توریم:** این عنصر از ۲ تا ۲۳ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در جنوب منطقه همراه با واحدهای لاتیت، سنگهای به شدت آلتره و در برش گسلی با آلتراسیون های سیلیسی-آرژیلیک و سیلیسی دیده می شود.

**نیوبیم:** این عنصر از ۱ تا ۱۳۲ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در جنوب منطقه همراه با لاتیت و سنگهای به شدت آلتره با آلتراسیون های سیلیسی و سیلیسی-آرژیلیک دیده می شود.

**فسفر:** این عنصر از ۰/۰۶۶ تا ۰/۵۳۳ درصد متغیر است (جدول ۲).

در مجموع ناهنجاریهای مهمی از عناصر مس، طلا، آرسنیک، مولیبدن، روی، عناصر نادر خاکی سبک، اورانیم، توریم، کبالت و نیوبیم در معدن فیروزه نیشابور دیده می شود.

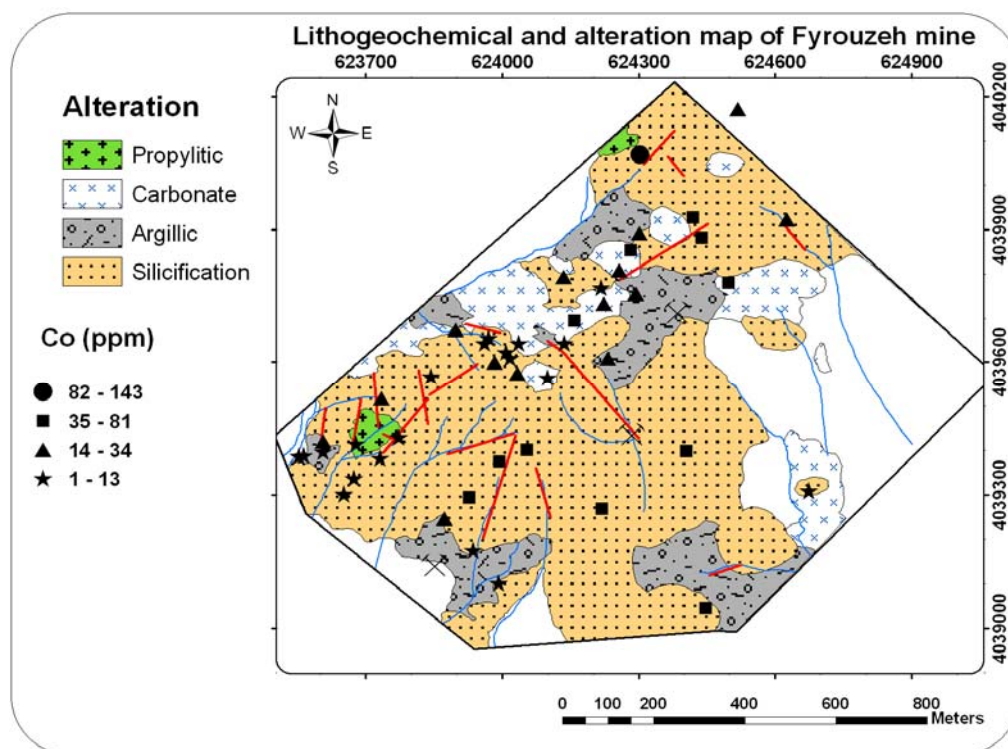
**کبالت:** این عنصر از ۱ تا ۱۴۳ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در شمال منطقه همراه با توده سینیت پورفیری و زون آلتراسیون کربناته دیده می شود (شکل ۲۰).

**نیکل:** این عنصر از ۱ تا ۶۶ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در شمال منطقه همراه با واحد لاتیت و زون آلتراسیون سیلیسی-آرژیلیک دیده می شود.

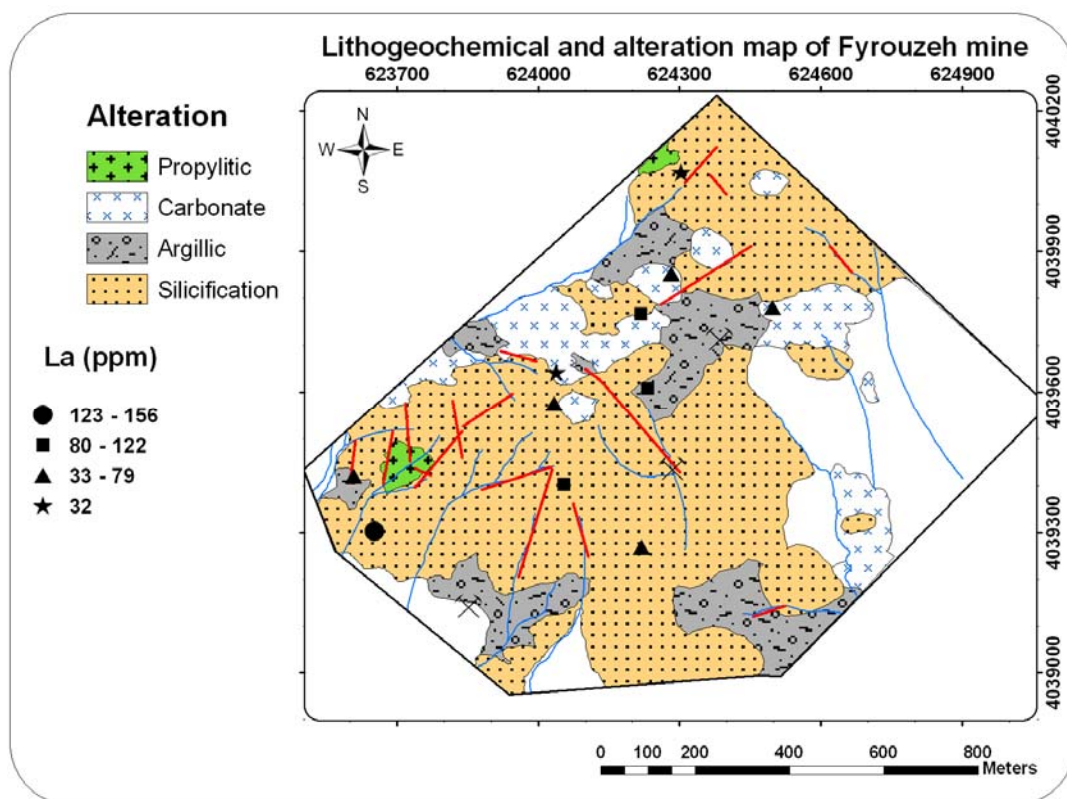
**لانتانیم:** این عنصر از ۳۲ تا ۱۵۶ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در جنوب غربی منطقه همراه با لاتیت و با آلتراسیون سیلیسی-آرژیلیک دیده می شود (شکل ۲۱).

**سرم:** این عنصر از ۵۲ تا ۱۹۴ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در جنوب غربی منطقه همراه با لاتیت و با آلتراسیون سیلیسی-آرژیلیک دیده می شود.

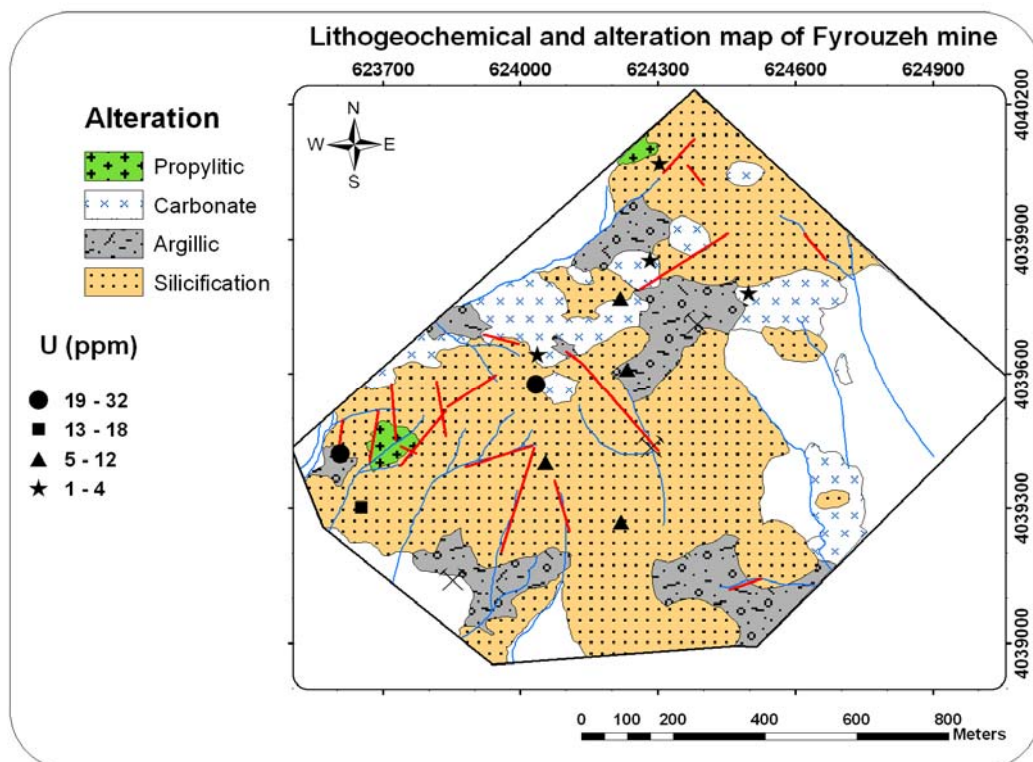
**اورانیم:** این عنصر از ۱ تا ۳۲ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بیشترین مقدار آن در مرکز و جنوب غربی منطقه



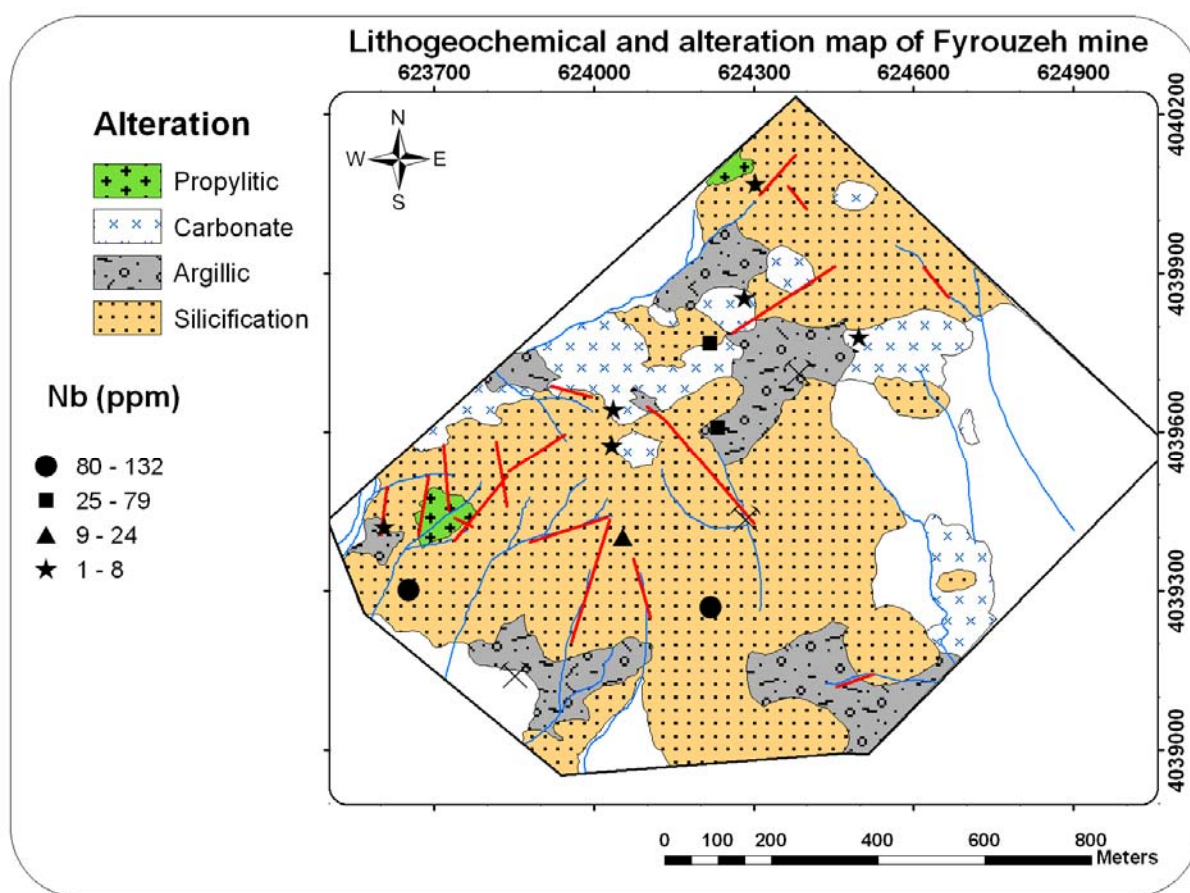
شکل ۲۰. دامنه تغییرات عنصر کبالت در نمونه های خرده سنگی در معدن فیروزه نیشابور بر روی نقشه آلتراسیون.



شکل ۲۱. دامنه تغییرات عنصر لانتانیم در نمونه‌های خرده‌سنگی در معدن فیروزه نیشابور بر روی نقشه آلتراسیون.



شکل ۲۲. دامنه تغییرات عنصر اورانیم در نمونه‌های خرده‌سنگی در معدن فیروزه نیشابور بر روی نقشه آلتراسیون.



شکل ۲۳. دامنه تغییرات عنصر نیوبیم در نمونه‌های خرده سنگی در معدن فیروزه نیشابور بر روی نقشه آلتراسیون.

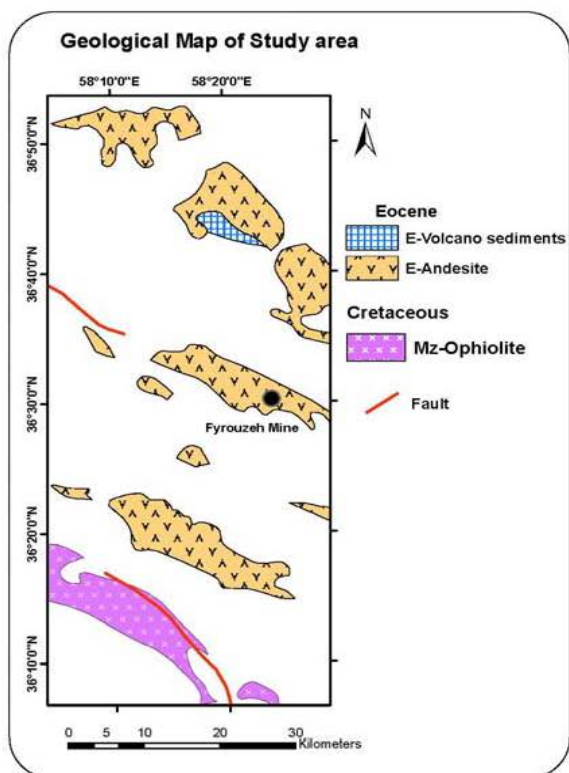
### ژئوفیزیک هوایی

امروزه به کارگیری روشهای ژئوفیزیکی در اکتشاف مواد معدنی و انتخاب محلهای مناسب برای اکتشاف، امری متداول به شمار می‌رود. در مرحله پی‌جویی یا گامهای ابتدایی اکتشاف، می‌توان از اطلاعات ژئوفیزیک هوایی برای پیدا کردن ناهنجاریها استفاده کرد و سپس برداشتهای زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی دقیقتر زمینی را در مقیاس بزرگ برای آن منطقه برنامه‌ریزی کرد. با توجه به حضور مگنتیت بالا به عنوان یکی از کانیهای اصلی معدن و ناهنجاری عنصر اورانیم در منطقه، اطلاعات مغناطیس‌سنجی و رادیومتری هوایی برای اکتشاف این ذخیره مهم هستند.

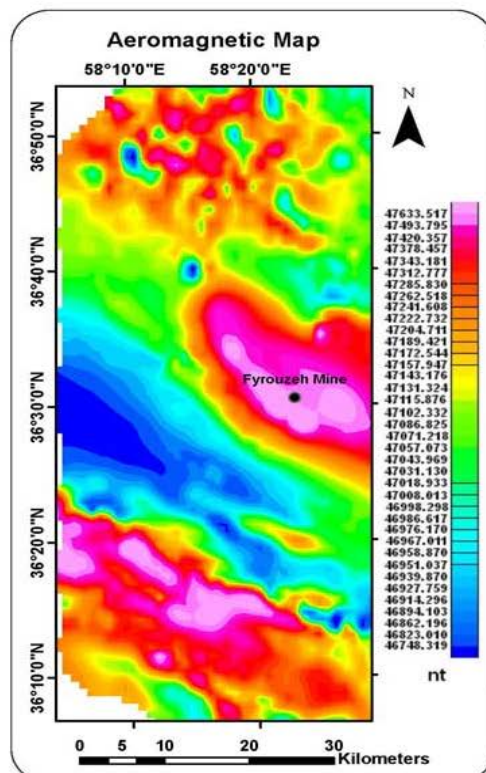
### نقشه مغناطیس‌سنجی هوایی (TMI)

این نقشه پس از تصحیح تغییرات روزانه از داده‌های برداشت شده به دست آمده است. حداکثر شدت میدان در این نقشه ۴۷۶۳۳ و حداقل آن ۴۶۷۴۸ نانوتسلا می‌باشد (شکل ۲۴).

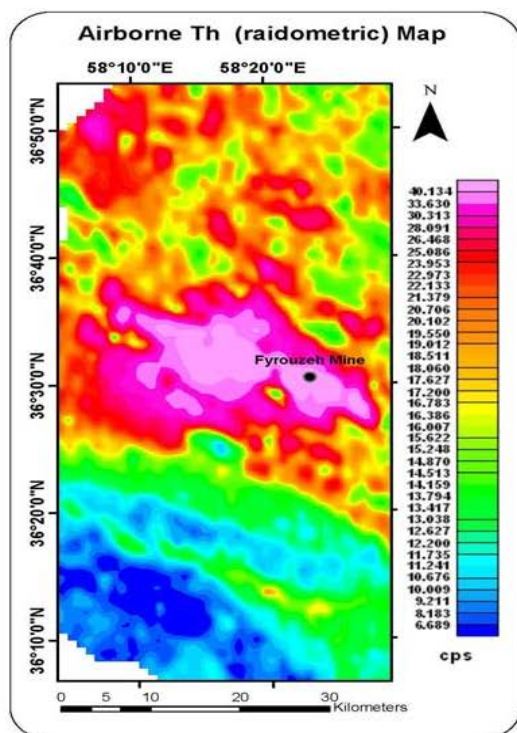
مقایسه این نقشه با نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای منطقه (شکل ۲۵) نشان می‌دهد که ناهنجاری مغناطیسی بالایی در کمربند آتشفشانی ائوسن میزبان معدن فیروزه با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی و کمربند افیولیتی کرتاسه در جنوب آن دیده می‌شود (شکل ۲۴). ناهنجاری مغناطیسی در کمربند افیولیت مربوط به ماهیت سنگهای الترامافیک و مافیک است، در حالی که ناهنجاری مغناطیسی در کمربند آتشفشانی حدواسط میزبان کانی‌سازی به دو علت می‌تواند باشد: (۱) حضور کانی‌سازی مگنتیت همراه با کانی‌سازی مس که در مطالعات صحرایی- آزمایشگاهی، وجود آن به اثبات رسیده است، (۲) وجود گرانیتهای سری مگنتیت منشأ و میزبان کانی‌سازی که در مناطق کمتر آلتره دیده می‌شوند. به علت آلتراسیون شدید منطقه در اغلب نقاط، بخش عمده این ناهنجاری مغناطیسی بزرگ مربوط به کانی‌سازی مگنتیت است.



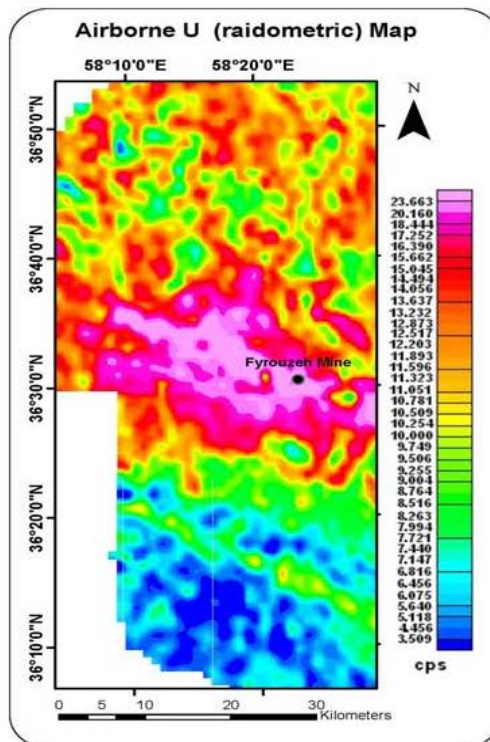
شکل ۲۵. نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای واحدهای آذرین شمال غرب نیشابور



شکل ۲۴. نقشه مغناطیس‌سنجی هوایی در محدوده شمال غرب نیشابور



شکل ۲۷. نقشه رادیومتری (توریوم) در محدوده شمال غرب نیشابور



شکل ۲۶. نقشه رادیومتری (اورانیوم) در محدوده شمال غرب نیشابور

## نقشه اورانیم

این نقشه پس از تصحیحات لازم تولید شده و مقدار U در آن از  $3/509 \text{ cps}$  تا  $23/663 \text{ cps}$  متغیر است. ناهنجاری بالای اورانیم در کمر بند آتشفشانی میزبان کانی سازی نسبت به مناطق اطراف، خصوصاً کمر بند افیولیتی دیده می شود (شکل ۲۶). این مسأله مربوط به حضور اورانیم همراه با کانی سازی مس در آلتراسیون های آرژیلیکی-سیلیسی (۱ تا  $32^\circ \text{C}$  گرم در تن) است. اسپهید [۲۵] دو ناهنجاری بزرگ اورانیم در شرق و غرب تونل اصلی معدن معرفی کرده است، همچنین در برخی چاهک های حفر شده در این مناطق، کانه های اورانیم دیده شده است [۲۴].

## نقشه توریم

مقدار توریم از  $6/689 \text{ cps}$  تا  $40/134 \text{ cps}$  متغیر است. ناهنجاری بالای این عنصر در کمر بند آتشفشانی میزبان معدن فیروزه نسبت به مناطق اطراف دیده می شود (شکل ۲۷). ناهنجاری Th می تواند مربوط به وجود این عنصر همراه با کانی سازی مس منطقه (۲ تا  $23^\circ \text{C}$  گرم در تن) و یا ته نشینی این عنصر با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در زون گوسان باشد.

## بحث و نتیجه گیری

محققان گذشته براساس مطالعات زمین شناسی، آلتراسیون، ژئوشیمی و ژئوفیزیکی قدیمی خود در منطقه، معدن فیروزه نیشابور را مربوط به یک کانی سازی مس پورفیری احتمالی در عمق دانسته اند (۲۲ تا ۲۵)، اما شواهد زیر وجود این نوع ذخیره را در ناحیه رد می کند:

(۱) نوع زون های آلتراسیون و زون بندی آنها در محدوده متفاوت است، به نحوی که آلتراسیون سیلیسی به عنوان زون آلتراسیون غالب است و پس از آن آلتراسیون آرژیلیکی حضور چشم گیری دارد. سرسیت در آلتراسیون ها همراه با پیریت دیده نشده و زون پروپلیتیک بسیار محدود است، در حالی که در افق های بالای کانسارهای مس پورفیری معمولاً تا کیلومترها آلتراسیون پروپلیتیک گسترش دارد و در سطوح فرسایشی پایین تر نیز بخش هایی از آلتراسیون سرسیتیک بایستی آشکار شود. آلتراسیون سیلیسی نیز فقط منحصر به بخش های پرتراکم رگچه های

کوارتز-سولفیدی در ذخایر مس پورفیری است که آن نیز در زون کوارتز-سرسیت-پیریت دیده می شود.

(۲) حضور مگنتیت بالا در آلتراسیون سیلیسی منطقه که در مغناطیس سنجی هوایی نیز خود را به وضوح نشان می دهد، در حالی که در کانسارهای مس پورفیری، عمدتاً در نوع دیوریتی مقادیری مگنتیت در زون پتاسیک دیده می شود.

(۳) وجود رگچه های اسپکیولاریت که شرایط اکسیداسیونی بالای محلول کانه دار را اثبات می کند.

(۴) ناهنجاری بالای برخی عناصر مثل عناصر نادر خاکی سبک، اورانیم، توریم، نیوبیم، فسفر، کبالت و نیکل.

شواهد زیر نشان می دهد که معدن فیروزه نیشابور می تواند یک کانسار بزرگ مس-طلای همراه با اکسید آهن (IOCG) باشد:

(۱) ارتباط کانی سازی با توده های نفوذی نیمه عمیق حاد واسطه سری مگنتیت یا اکسیدان که بخش کوچکی از آنها در منطقه رخنمون دارند.

(۲) گسترش آلتراسیون و کانی سازی در یک محدوده وسیع که نشان دهنده یک ذخیره بزرگ است.

(۳) مقدار زیاد اکسید آهن در زون اکسیدان که نشان دهنده مقدار زیاد کانی های سولفیدی در منطقه است.

(۴) نوع زون های آلتراسیون که غالباً آلتراسیون سیلیسی و پس از آن آرژیلیک در منطقه گسترش دارد. آلتراسیون های سدیک و پتاسیک ممکن است در قسمتهای پایین تر از تونلها و زون اکسیدان وجود داشته باشد.

(۵) شکل کانی سازی به حالت های افشان، استوکورک و برش هیدروترمالی.

(۶) کنترل ساختاری بخش های زیادی از کانی سازی رگچه ای.

(۷) وجود مگنتیت بالا (بیش از ۱۵ درصد) در زون سیلیسی همراه با کانی سازی مس.

(۸) وجود رگچه های اسپکیولاریت در آلتراسیون های سیلیسی و آرژیلیک همراه با کانی سازی مس.

کبالت شبیه به معدن بزرگ المپیک دم استرالیاست و به دلیل نوع کانه‌های اولیه و بالا بودن عناصر مولیبدن، روی، آرسنیک و عناصر نادر خاکی سبک، شبیه به معدن کاندلاریای شیلی است. در واقع معدن فیروزه نیشابور یک معدن نوع IOCG چندفلزی‌تر نسبت به المپیک دم و کاندلاریا می‌باشد.

همچنین مقایسه معدن فیروزه نیشابور با کانسارهای IOCG شناخته شده کوه‌زر و قلعه‌زری در ایران نشان می‌دهد که به لحاظ همراهی هر دو کانی مگنتیت و اسپیکولاریت با کانی‌سازی مس و وجود ناهنجاریهای عناصر نادر خاکی سبک، اورانیم، مولیبدن، آرسنیک، روی، کبالت، توریم و نیوبیم، این معدن یک کانی‌سازی IOCG چندفلزی متفاوت از آنهاست که برای اولین بار در ایران معرفی می‌شود.

برای تأیید بیشتر این موضوع، مطالعات تفصیلی تونلها، نمونه‌برداری بیشتر از بخشهای کانی‌سازی برای مطالعات تکمیلی مینرالوگرافی، نمونه‌برداری ژئوشیمیایی بیشتر از طبقات مختلف تونلها، حفاری در مناطق مختلف محدوده معدن و مطالعه دقیق پتروگرافی، آلتراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی مغزه‌ها و بررسیهای ژئوفیزیکی زمینی شامل مغناطیس‌سنجی، رادیومتری و IP/RS در کمر بند آتشفشانی ائوسن شمال غرب نیشابور برای پیدا کردن بخشهای پنهان این نوع کانی‌سازی پیشنهاد می‌شود.

#### قدردانی

این پروژه با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۲ به شماره ۱۵۶۸۱/۲ مورخ ۱۳۸۹/۷/۱۱ از طرح پژوهش انجام شده است.

۹) ناهنجاری بالای مغناطیسی در کمر بند آتشفشانی میزبان معدن که به علت حضور کانی‌سازی مگنتیت است.

۱۰) ناهنجاری عناصری مثل طلا، عناصر نادر خاکی سبک، اورانیم، مولیبدن، آرسنیک، فسفر، نیوبیم، روی، توریم و کبالت در منطقه.

۱۱) ناهنجاری رادیومتری هوایی (عناصر اورانیم و توریم) بالا در کمر بند آتشفشانی میزبان معدن.

۱۲) وجود معدن فیروزه نیشابور در بخشی از نوار آتشفشانی - نفوذی شمال گسل درونه که قبلاً توسط کریم‌پور [۱۷] به عنوان منطقه با پتانسیل بالا برای کانسارهای نوع اکسید آهن و IOCG معرفی شده است و شواهد زیادی از این نوع ذخایر در آن گزارش شده است مانند کوه‌زر و منطقه سعادت‌آباد رشتخوار.

در جدول (۳) عیار مس و طلا، کانه‌های هیپوژن، سنگ میزبان، توده نفوذی مرتبط، شکل کانی‌سازی، آلتراسیون و فلزات همراه معدن فیروزه نیشابور با معادن بزرگ IOCG دنیا و ایران مقایسه شده است. البته لازم به ذکر است که ویژگیهای معدن فیروزه نیشابور مثل زون‌های آلتراسیون و عیارها فقط براساس بررسیهای سطحی و ناهنجاریهای ژئوشیمی به دست آمده از زون اکسیدان نوشته شده است، در حالی که در دیگر ذخایر، عیارها و آلتراسیون‌ها برپایه مطالعات زیرسطحی است.

مقایسه معدن فیروزه نیشابور با کانسارهای بزرگ IOCG دنیا نشان می‌دهد که این معدن به لحاظ ترکیب کانی‌شناسی هیپوژن (وجود هر دو کانی مگنتیت و اسپیکولاریت همراه با کانی‌سازی مس) و همراهی عناصر نادر خاکی سبک، اورانیم و

جدول ۳. مقایسه ویژگیهای مختلف معدن فیروزه نیشابور با کانسارهای بزرگ IOCG دنیا و ایران.

| نام کانسار                      | %Cu    | Au (ppm) | کانسارهای هیپوژن                                          | سنگ میزبان                                      | مهمترین سنگ نفوذی مرتبط   | شکل کانی سازی                       | آلتراسیون                                                   | فلزات همراه                     |
|---------------------------------|--------|----------|-----------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------------------------------|---------------------------------|
| مانته ورده (شیلی) [۲۹ و ۳۰]     | ۵۲٪    | ۱۱۰      | اسپیکولاریت، مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت                    | گدازه های آندزیتی - بازالتی                     | دایک های دیوریتی          | رگه های برشی - داربستی و برشی ماتو  | سیلیسی، پتاسیک، کلریتی، سربستی، کربناتی                     | LREE                            |
| کاندلاریا (شیلی) [۳۱ و ۳۲]      | ۹۵٪    | ۲۲۰      | مگنتیت، اسپیکولاریت، پیریت، کالکوپیریت، طلا               | گدازه های آندزیتی - بازالتی                     | دایک های دیوریتی و داسیتی | ماتو - رگه های برشی و داربستی       | پتاسیک، سیلیسی، اکسینولیت، کلریتی، سربستی، کربناتی، آلیتینی | Mo, LREE, Zn, As                |
| المپیک دم (استرالیا) [۳۳ تا ۳۶] | ۱/۶    | ۱۶۰      | مگنتیت، اسپیکولاریت، کالکوزیت، بورنیت، کالکوپیریت، پیریت  | فلدسپات گرانیت                                  | توده های گرانیتی          | دیاترم برشی                         | آرژلیک، پتاسیک، سربستی، کلریتی، سیلیسی                      | Co, Ag, U, REE                  |
| ارنست هنری (استرالیا) [۳۷]      | ۱/۱    | ۵۴۰      | مگنتیت، اسپیکولاریت، پیریت، کالکوپیریت، طلا، سولفاسالت    | آتشفشانیهای مافیک و دیوریت                      | -                         | برشی                                | سیلیسی، پتاسیک، سدیک، کلریتی، کربناتی                       | Co, Mo, REE                     |
| الیانا (پرو) [۳۸]               | ۲/۷    | -        | پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت                                 | گابرو دیوریت و ولکانو کلاستیک                   | سیل های گرانودیوریتی      | ماتو                                | آمفیبول، اسکاپولیت                                          | As, Zn, Mo, Co                  |
| مانته روساس (پرو) [۳۹]          | ۱/۲    | ۶۰       | پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت                                 | گابرو دیوریت                                    | گابرو دیوریت              | رگه                                 | اکسینولیت، اپیدوت، کلریت، اسکاپولیت                         | Zn, Co, Mo, Pb                  |
| کوهز (ایران) [۴۰]               | ناچیز  | ۵۰       | اسپیکولاریت، باریت، مقادیر جزئی کالکوپیریت، پیریت، گالن   | گدازه ها و ولکانو کلاستیک - های اسیدی تا حدواسط | مونزونیت تا سینوگرانیت    | رگه، رگه های داربستی و رگه های برشی | سیلیسی، کلریتی، بندرت سربستی و آرژلیک                       | Ag, W, LREE                     |
| قلعه زری (ایران) [۱۳ و ۱۸]      | ۱-۴    | ۵-۲۵۰    | اسپیکولاریت، پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، سولفاسالت | آندزیت - بازالت و شیل                           | -                         | رگه                                 | کلریتی - اپیدوت                                             | Au, Ag, Cu                      |
| معدن فیروزه نیشابور (ایران)     | ۸-۳۲۲۲ | ۷۳-۱     | مگنتیت، اسپیکولاریت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت            | آندزیت تا تراکیت                                | دیوریت تا سینیت پورفیری   | افشان، استوک - ورک، برشی            | سیلیسی، آرژلیک، کربناتی، بندرت پروپلیتیک                    | U, Mo, LREE, As, Zn, Co, Nb, Th |

## منابع

Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral

[1] Corriveau L., "Iron oxide copper-gold ( $\pm Ag \pm Nb \pm P \pm REE \pm U$ ) deposits: a Canadian perspective", In. Goodfellow, W.D., ed., Mineral

- [11] Sillitoe R. H., "Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view", *MineraliumDeposita* 38 (2003) 787-812.
- [12] Barton M. D., Johnson D. A., "Footprints of Fe-oxide (-Cu-Au) systems", SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover – Extended Abstracts, Centre for Global Metallogeny, The University of Western Australia 33 (2004)112-116.
- [13] Karimpour M. H., "Comparison of QalehZari Cu-Au-Ag deposit with other Iron Oxides Cu-Au (IOCG-Type) deposits & new classification", *Iranian Journal of Crystallography and mineralogy* 13 (2005)165-184.
- [14] Groves D. I., Bierlein F. P., Meinert L. D., Hitzman N. W., "Iron oxide copper- gold (IOCG) deposits through earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits", *Economic Geology* 105 (2010) 641-656.
- [15] Gandhi S. S., "An overview of the Fe oxide-Cu-Au deposits and related deposit types", CIM Montreal 2003 Mining Industry Conference and Exhibition, Canadian Institute of Mining, Technical Paper CD-ROM (2003).
- [16] Gandhi S. S., "Magmatic-hydrothermal Fe oxide±Cu±Au deposits: classification for a digital database and an overview of selected districts", IAVCEI General Assembly 2004, Pucñ, Chile, CD-ROM, Abstracts01a\_pt\_169 (2004).
- [۱۷] کریم‌پور م.ح.، "کانی‌شناسی، آلتراسیون، سنگ منشأ و محیط تکتونیکی کانسارهای Iron oxides Cu-Au و مثالهایی از ایران"، یازدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، (۱۳۸۲) ص ۱۸۴ - ۱۹۰.
- [18] Karimpour M. H., ZawKhin Atkinson W. W., "Fluid inclusion thermometry, stable isotope geochemistry and genesis of a specularite-rich Cu-Au-Ag deposit, QalehZari mine, Iran", Geological Society of America Abstracts. Annual meeting November 5-8, 2001 Boston, USA (2001).
- [19] Bauman A., Spes O., Lensch G., "Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan INE Iran", Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report, Geo. Suv of Iran, Report no.51 (1983).
- [20] Spies O., Lensch G., Mihem A., "Chemistry of the post-ophiolitic tertiary
- [۲۱] قاسمی ح.، صادق‌یان م.، خانعلی‌زاده ع.، تنها ع.، "سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن پرتوسنجی گنبد‌های آداکیتی Deposits Division, Special Publication 5 (2007) 265-278.
- [2] Hitzman M.W., "Iron oxides Cu-Au Deposits: What, Where, When and Why", In porter, T. M. (Ed.), *Hydrothermal Iron oxide copper-gold and related deposits: A Global perspective*, Australian mineral foundation, Adelaide (2001) 9-25.
- [3] Roberts D. E., Hudson G. R. T., "The Olympic Dam copper-uranium-gold-silver depositRoxby Downs, South Australia", *Economic Geology* 78 (1983) 799-822.
- [4] Hitzman M. W., Oreskes N., Einaudi M. T., "Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-LREE) deposits", *Precambrian Research* 58 (1992) 241-287.
- [5] Gandhi S. S., Bell R. T., "Metallogenic concepts to aid exploration for the giant Olympic Dam-type deposits and their derivatives" in Maurice, Y. T., ed., *Proceedings of the 8<sup>th</sup> quadrennial international association on the genesis of ore deposits symposium*: E. Schweizerbart'scheVerlagsbuchhandlung, Stuttgart, Germany (1993) 787-802.
- [6] Kerrich R., Goldfarb R., Groves D., Garwin S., "The geodynamics of world-class gold deposits: characteristics, space-time distribution and origins", *Reviews of Society of Economic Geologists* 13 (2000) 501-551.
- [7] Porter T. M., (editor), "Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective", Volume 1: PGC Publishing, Adelaide (2000) 349 p.
- [8] Porter T. M., (editor), "Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective", Volume 2: PGC Publishing, Adelaide, (2002) 377 p.
- [9] Ray G. E., Lefebure D. V., "A synopsis of iron oxide ± Cu ± Au ± P ± REE deposits of the Candelaria-Kiruna-Olympic Dam family", British Columbia Ministry of Energy and Mines, Geological Fieldwork 1999, Paper 2000-1 (2000) 267-272.
- [10] Groves D. I., Vielreicher N. M., "The Phalabowra (Palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: An end-member of the iron-oxide copper-gold-rare earth element deposit group?", *MineraliumDeposita* 36 (2001)189-194.
- volcanicsbetweenSabzevar and Quchan/NE-Iran", Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report, Geo. Suv of Iran, Report no 51 (1983).

Conferencias, Inst de Ingenieros de Minas del Peru', Lima, (2001) 13.

[31] Marschik R., Leveille R.A., Martin W., "La Candelaria and the Punta del Cobre district, Chile, Early Cretaceous iron oxide Cu-Au(-Zn-Ag) mineralization", In: Porter TM (ed) Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits, A global perspective, Australian Mineral Foundation, Adelaide 1 (2000) 163-175.

[32] Marschik R., Leveille R.A., "The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide copper-gold deposits, Chile", Geological Society of America, Abstracts with Programs, A-371 (1998).

[33] Reeve J.S., Cross K.C., Smith R. N., Oreskes N., "Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit", In: Hughes FE (ed) Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea, 2. AustInst Min Metall Monogr 14 (1990) 1009-1035.

[34] Hodgkinson J., "Olympic Dam - Expanding and Changing the Geological Interpretations of a Major Deposit and Its Implications", Technology - Australia's Future: New Technology for Traditional Industries: Academy Symposium, (1998).

[35] Haynes D., Cross K., Bills R., Reed M., "Olympic Dam Ore Genesis. A Fluid-Mixing Model", Economic Geology 90 (1995) 281-307.

[36] Oreskes N., Hitzman M.W., "A model for the origin of Olympic Dam-type deposits", Mineral deposit modeling, Geological Association of Canada, Special paper 40 (1993).

[37] Crask T.E., "Geological aspects of discovery of the Ernest Henry Cu-Au deposit", northwest Queensland: Australian Institute of Geoscientists Bull, 16 (1995) 95-109.

[38] Vidal C.E., Injoque-Espinoza J., Sidder G.B., Mukasa S.B., "Amphibolitic Cu-Fe skarn deposits in the central coast of Peru", Econ Geol. 5 (1990) 1447-1461.

[39] Leveille R., Marschik R., "Iron oxides copper-gold deposits in south America", International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, August (2000) 6-17.

[۴۰] مظلومی ع.، کریم پور م.ح.، رسا الف.، رحیمی ب.، وثوقی عابدینی م.، "کانسار طلای کوه زرتربت حیدریه مدل جدیدی از کانی سازی طلا"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران شماره ۳ (۱۳۷۸) ص ۳۶۴-۳۷۶.

پرسپلیس کمان قاره ای نئوژن، جنوب قوچان"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۹) ص ۳۴۷-۳۷۰.

[۲۲] تدین اسلامی، "گزارش اکتشاف ژئوشیمیایی در حوزه معدن فیروزه نیشابور"، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۵۳).

[۲۳] کیمیاقلم، ایرانمنش، "گزارش اکتشافات ژئوفیزیکی در حوزه معدن فیروزه نیشابور"، گزارش شماره ۵۱ سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۵۳).

[24] Issakhanian V., Espahbod M.R., Nemat L., "Geological investigation of Radiometric material in the vicinity of the Neyshabur turquoise mine", Geol. Surv. Iran, (1973) 16 p.

[25] Espahbod M.R., "Le district minier de la mine de turquoise de kuh-e-madan (Neyshabur, Iran): mineralisation set caracteres geologiques, geochimiques et metallogeniques de l'uranium, du cuivre et du molybdenue", Theses (Diplome de docteur-ingenieur), Universite de Nancy I. Nancy, France (1976).

[۲۶] اکرمی م.ع.، عسکری ع.، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلطان آباد"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۹).

[27] Ishihara S., "The granitoid series and mineralization", Economic Geology 75<sup>th</sup> Anniv (1981) 458-484.

[۲۸] ملک زاده شفارودی الف.، کریم پور م.ح.، "بارزسازی زونهای آلتراسیون در ارتفاعات شمال غربی نیشابور، با استفاده از روش نقشه برداری زاویه طیفی بر روی تصاویر سنجنده آستر"، نخستین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۸۹).

[29] Vidla T., Lindsay N., Zamora R., "Geology of the Mantoverde copper deposit, northern Chile: A specularite-rich, hydrothermal- tectonic breccia related to the Atacama Fault Zone", In: Camus F, Sillitoe RH, Petersen R (eds) Andean copper deposits: New discoveries, mineralization styles and metallogeny, Soc Econ Geol, Spec Publ, 5 (1996) 157-169.

[30] Zamora R., Castillo B., "Mineralización de Fe-Cu-Au en el distrito Mantoverde, Cordillera de la Costa, III Región de Atacama, Chile", In: Proc 2<sup>nd</sup> Congr Int de Prospectores y Exploradores, Lima,



## مطالعه کانه‌زایی کانسار مگنتیت دهبید فارس با استفاده از داده‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی

محمدعلی رجب‌زاده<sup>۱\*</sup>، صغری راستی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>عضو هیات علمی بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز

<sup>۲</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شیراز

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۱/۲۷، پذیرش: ۱۳۹۰/۵/۲۳

### چکیده

کانسار مگنتیت دهبید در شمال‌شرق استان فارس در حاشیه جنوبی زون دگرگونی ساندج- سیرجان واقع شده است. کانه‌زایی در شکلهای رگه‌ای و عدسی در امتداد گسل‌های NW-SE درون دولومیت سیلیسی شده با سن تریاس رخ داده است. بر اساس داده‌های کانی‌شناسی، مگنتیت و به مقدار کمتر هماتیت با بافت توده‌ای تشکیل دهنده کانسار آهن می‌باشند که به صورت سیمانی قطعات زاویه‌دار سنگ میزبان را در بر می‌گیرند. داده‌های ژئوشیمیایی کانسنگ نشانگر تغییرات وسیع آهن از ۳۴ تا ۷۵ درصد وزنی است. مقادیر عناصر فسفر، تیتانیوم، کروم و وانادیوم بسیار پایین بوده و نسبت‌های Cr/V، Ni/Co در کنار بی‌هنجاری مثبت Eu، بی‌هنجاری منفی Ce،  $Eu/Sm < 1$  و  $La/Lu > 1$  و غنی‌شدگی شدید از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE، داده‌های صحرایی و بافتی نشانگر منشأ گرمایی ذخیره آهن و تشکیل آن از طریق فرآیند پر کردن فضای خالی است. توده‌های آذرین پراکنده با ماهیت ریولیتی و بازالتی در محدوده مورد مطالعه به عنوان منشأ آهن و موتور گرمایی در سیستم گرمایی عمل کرده‌اند و کاهش ناگهانی دما و احتمالاً فشار در اثر اختلاط سیالات عوامل اصلی نهشته شدن اکسید آهن از سیال کانه‌دار محسوب می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: کانسار آهن، مگنتیت، نهشته گرمایی، کانه‌زایی، دهبید.

### مقدمه

سطحی تا بسیار عمیق (بیش از ۲ کیلومتر) تغییر می‌کند. این ذخایر به ترتیب از نوع اکسیدی (هماتیت و مگنتیت) در سیستمهای حرارت بالا و سپس کربناتی (سیدریت) در سیستمهای گرمایی حرارت پایین تشکیل می‌شوند [۲]. در نهشته‌های گرمایی، توده‌های آذرین به عنوان منبع گرمایی و بسیاری از ترکیبات شیمیایی سیال گرمایی عمل می‌کنند [۳]. منطقه دهبید در شمال‌شرق استان فارس دارای ذخایر بسیار با ارزشی از نهشته‌های اکسیدی آهن (مگنتیت و هماتیت) در درون سنگهای رسوبی-دگرگونی است و مطالعات زمین‌شناسی این ذخایر در شناخت نوع، جایگاه سنگ شناختی-تکتونیکی و پی‌جویی ذخایر پنهان دارای اهمیت فوق‌العاده‌ای است. هدف از این مقاله ارائه داده‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی به منظور تعیین منشأ نهشته‌های آهن در سنگهای رسوبی-دگرگونی منطقه دهبید در اطراف روستای گوشتی است.

بیش از ۹۰ درصد آهن جهان از ذخایر رسوبی و رسوبی-آتشفشانی استخراج می‌شود. مقادیر کم اما مهمی از آهن نیز (۱ تا ۲ درصد) از کانسنگ‌های ماگمایی نفوذی و کمی بیشتر از آن، از کانسنگ‌های مرتبط با فرآیندهای آتشفشانی تأمین می‌گردد. نهشته‌های آهن در ابعاد کوچک‌تر نیز به اشکال اسکارن و گرمایی مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرند [۱-۲]. بسیاری از کشورهای فاقد کانسارهای عظیم آهن رسوبی نظیر ایران، جهت توسعه صنعت فولاد خود نیازمند بهره‌برداری از تمامی ذخایر آهن موجود در کشور خود می‌باشند. در این بین مطالعه بر روی کانسارهای آهن گرمایی سهم بزرگی از پژوهشهای مرتبط با مطالعات زمین‌شناسی آهن را در سالهای اخیر به خود اختصاص داده است. کانسارهای گرمایی به شکلهای رگه‌ای، عدسی و استوک‌ورک از طریق فرآیندهای دگرسانی گرمایی و یا پر کردن فضاهای خالی تشکیل می‌شوند. عمق تشکیل این کانسارها بسیار متفاوت بوده و از محیطهای

\*مسئول مکاتبات: rajabzad@susc.ac.ir

## روش مطالعه

از محدوده روستای گوشتی شهرستان صفاشهر (دهبید) ۷۵ نمونه از ماده معدنی وسنگهای میزبان در امتداد ۱۵ پیمایش طولی و عرضی به همراه داده‌های صحرایی جمع‌آوری گردیدند. مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی با استفاده از روش‌های معمول میکروسکوپی بر روی ۱۸ عدد مقطع صیقلی و ۳۵ عدد مقطع نازک و همچنین روش آنالیز دستگاهی XRD صورت گرفته است. تعداد ۲۷ نمونه نیز به روش شیمی‌تر در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه شیراز و ۲۰ نمونه به روش ICP در آزمایشگاه SGS کانادا برای تعیین عناصر اصلی، جزئی و عناصر نادر خاکی، تجزیه شیمیایی شده‌اند. داده‌های صحرایی، کانی‌شناختی و شیمیایی حاصل در جهت تعیین منشأ ذخایر معدنی‌آهن و نحوه کانه‌زایی مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

## زمین‌شناسی منطقه

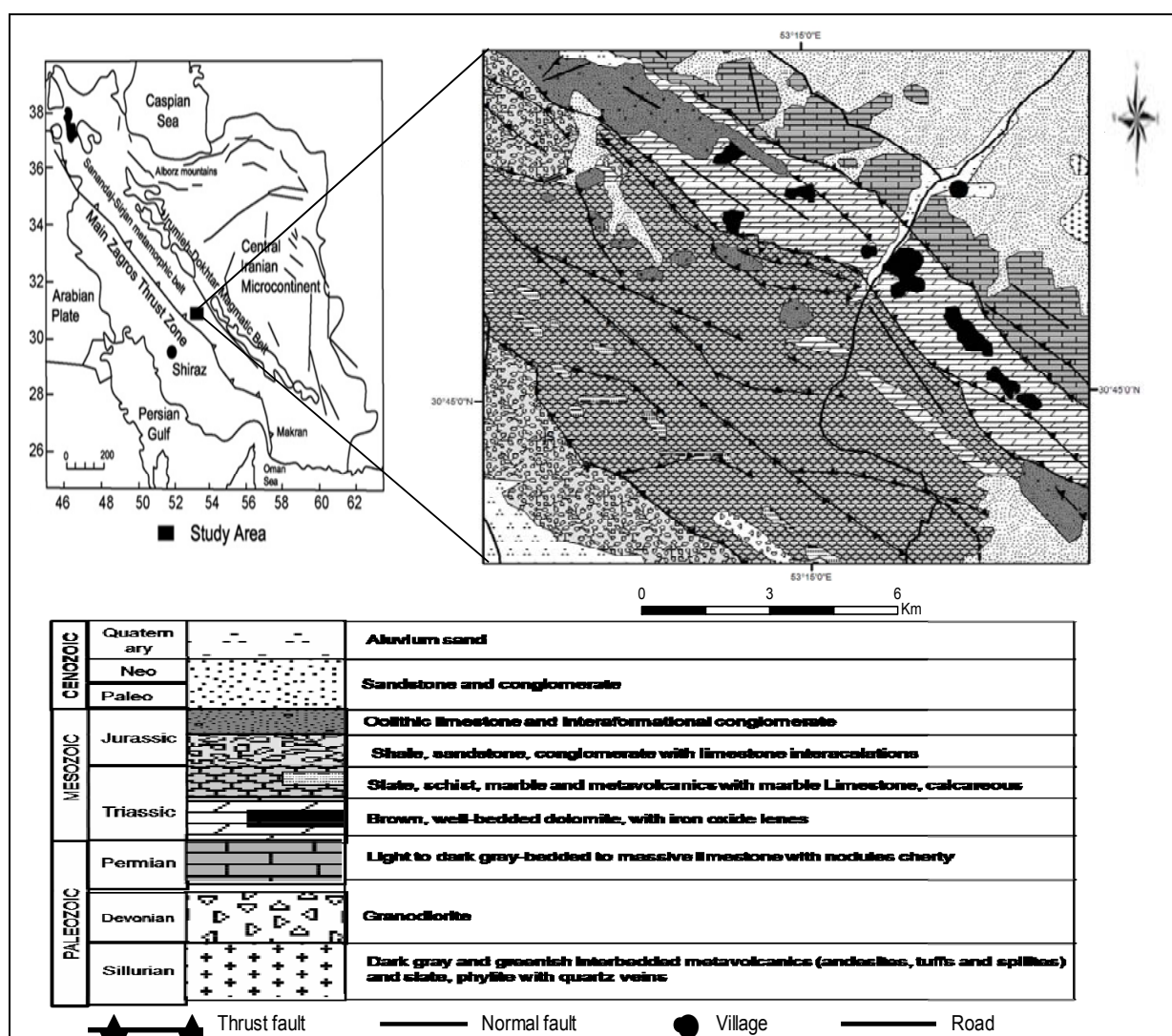
منطقه مورد مطالعه در ۱۷۶ کیلومتری شمال‌شرق شیراز و ۱۹ کیلومتری شمال‌شرق دهبید در اطراف روستای گوشتی مابین طولهای جغرافیایی  $53^{\circ} 16' 18''$  و  $53^{\circ} 16' 29''$  و عرضهای جغرافیایی  $30^{\circ} 44' 33''$  و  $30^{\circ} 44' 52''$  در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ نقشه زمین‌شناسی دهبید، در حاشیه جنوبی زون سنندج-سیرجان قرار گرفته است. زون برشی دگرگونی سنندج-سیرجان بخشی از کمربند چین خوردگی-روراندگی زاگرس در ایران به شمار می‌آید [۴]. از لحاظ تکتونیکی، ساختار زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه از صفحه‌های رورانده‌ای تشکیل شده است که به شدت تحت تأثیر چین خوردگی‌های بعدی قرار گرفته‌اند [۵-۶]. واحدهای سنگی موجود در منطقه شامل تشکیلات رسوبی، دگرگونی و توده‌های آذرین می‌باشند. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی مربوط به دوران پالئوزوئیک (سیلورین-دونین پیشین) شامل کوارتزیت، ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده، فیلیت و مرمر می‌شوند که همراه با لایه‌های نازک چرت و ماسه آهکی واقع در شمال‌شرقی منطقه رخنمون دارند و به وسیله واحدهای سنگی جوانتر با سن پرمین شامل شیل، ماسه‌سنگ و آهک بلورین به رنگ تیره بطور ناپیوسته و به موازات سایر تشکیلات منطقه در اطراف روستای گوشتی پوشیده شده‌اند. مهمترین نهشته‌های آهن به اشکال رگه‌ای و عدسی درون سنگهای رسوبی دگرگون شده پرمین و بیشتر در دولومیت‌های به شدت سیلیسی شده تریاس ایجاد

شده‌اند (شکل ۱). دولومیت و سنگ آهک قهوه‌ای با سن تریاس حاصل رسوبگذاری در یک حوضه کم ژرفا و کرانه‌ای است [۷]. تریاس پایانی بعد از یک توقف در رسوبگذاری با فعالیتهای آتشفشانی آغاز می‌شود. حضور گدازه‌های ریولیتی و آندزیتی با ترکیب آلکالن نشان‌دهنده آغاز شکافت نفوتیتس در این منطقه است. رسوبگذاری کرانه‌ای و کم ژرفا از نوع ماسه‌سنگ، کنگلومرا و شیل‌های مربوط به زمان ژوراسیک بوده و کرتاسه پیشین نیز با نهشته‌های ماسه‌سنگ و شیل آغاز شده و با سنگهای آهکی پایان می‌یابد. از اواخر الیگوسن تا اوایل میوسن رسوبات دریای کم‌ژرف در منطقه تشکیل شده‌اند که با رسوبات عهد حاضر پوشیده می‌شوند.

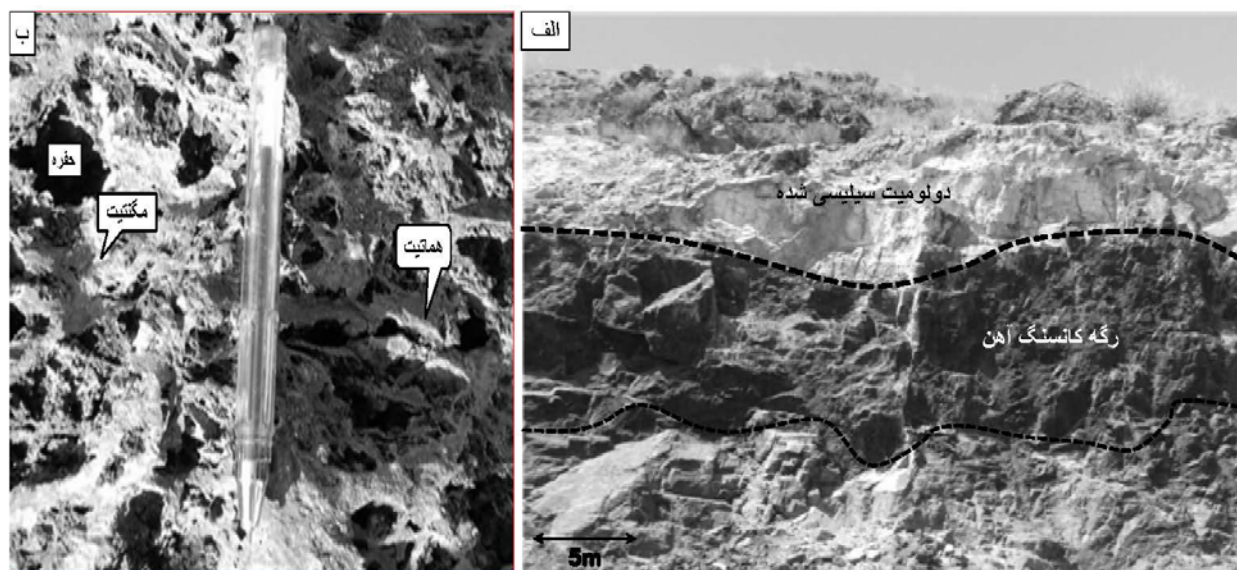
نهشته‌های آهن دهبید بیشتر به شکلهای رگه‌ای و عدسی در امتداد منطقه‌ای به طول تقریبی ۷۰۰ متر و عرض ۳۰-۴۰ متر در سنگ میزبان دولومیت سیلیسی شده تریاس قرار دارند. جهت امتداد و شیب رگه‌های معدنی با تبعیت از سنگهای میزبان به ترتیب شمال‌غرب- جنوب شرق با مقدار ۴۰-۶۰ درجه به سمت شمال‌شرق بوده و حضور ساختهای نواری یا لایه‌ای متقارن نهشته‌های معدنی در ارتباط با سنگهای میزبان برشی شده نشانگر ورود سیال کانه‌زا به درون سنگهای میزبان در امتداد فضاهای کششی است (شکل ۲الف). حضور گسترده ساخت لانه زنبوری به ویژه در بخشهای مرکزی مناطق کانه‌زایی شده نشانگر نهشته شدن ترکیبات آهن به صورت پر کردن فضاهای خالی در سنگ میزبان است (شکل ۲ب). قطعات زاویه‌دار سنگ میزبان که به وسیله ماده معدنی به صورت سیمانی در بر گرفته شده‌اند نیز این فرآیند را تأیید می‌کنند.

## کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی

مطالعات میکروسکوپی و داده‌های XRD نشان می‌دهند که کانسار آهن دهبید دارای کانی‌شناسی ساده‌ای بوده و مگنتیت فاز اصلی نهشته‌های معدنی در منطقه مورد مطالعه است. در کانسنگ آهن با بافت توده‌ای تا انتشاری، بلورهای ریز تا درشت مگنتیت به شکل سیمانی قطعات زاویه‌دار دولومیت و سیلیس سنگ میزبان را در بر گرفته‌اند (شکل ۳ الف). مطالعات میکروسکوپی نشانگر وجود دست کم دو نسل از مگنتیت می‌باشد.



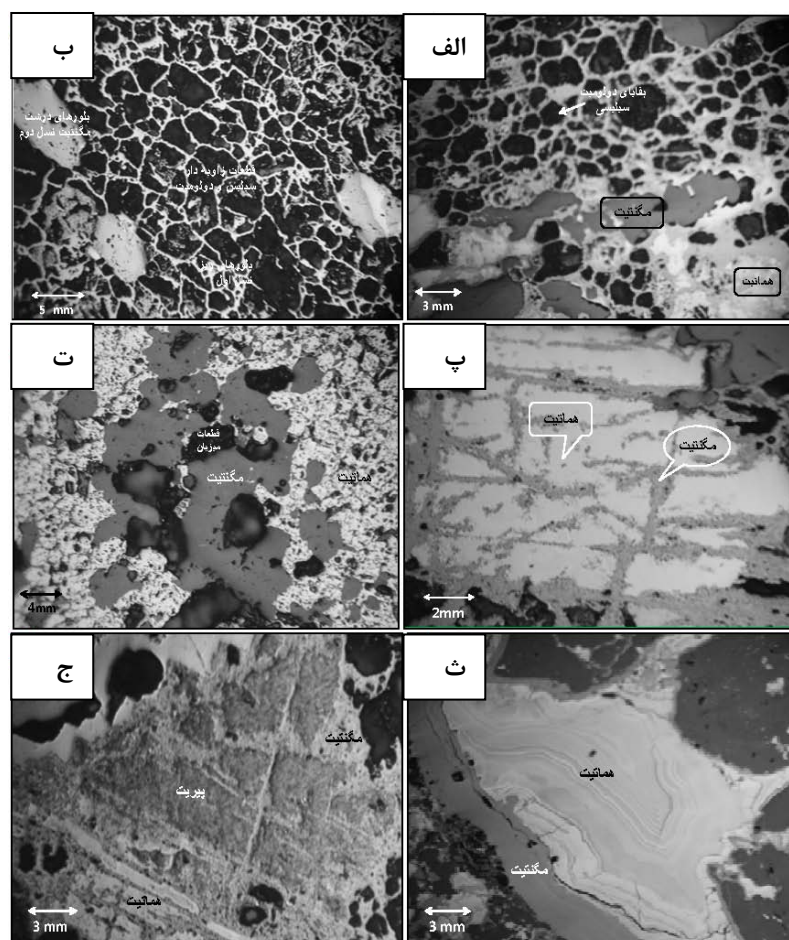
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه دهیبد در بخش جنوبی زون دگرگونی ساندج-سیرجان (اصلاح شده بعد از [۷]).



شکل ۲. الف) لایه‌بندی با ساخت نواری متقارن در رگه مگنتیت و ب) ساخت لانه زنبوری در بخش‌های میانی مناطق کانه‌زایی شده.

مگنتیت نسل اول به صورت بافت اسکلتی و دانه‌ریز در زمینه کانسنگ دیده می‌شود که فضاهای خالی را پر کرده است و مگنتیت نسل دوم دارای بافت انتشاری و درشت بلور بوده که نشانگر تبلور مجدد و رشد بلورهای درشت به خرج بلورهای اولیه دانه ریز در اثر دگرگونی همزمان یا پس از تکتونیک است (شکل ۳ب). اثرات اکسیداسیون مگنتیت به هماتیت، مارتیت، اسپیکولاریت، گوتیت و لیمونیت در امتداد شکستگیها و ترکهای توده‌های معدنی به خصوص در مناطق سطحی فراوان است. اکسیداسیون مگنتیت به هماتیت در زیر میکروسکپ به صورت تشکیل هماتیت تیغه‌ای در سطح مگنتیت (شکل ۳پ) و یا به صورت جانشینی منطقه‌ای با هسته‌هایی از مگنتیت باقیمانده به شکل زونینگ (مارتیتی شدن) قابل مشاهده است (شکل ۳ت) [۸-۹]. در نمونه‌هایی که در آنها هماتیت کاملاً جایگزین مگنتیت شده است، ساختمان داخلی مگنتیت با رخیهای اکتاندری حفظ شده است. حضور رگچه‌هایی از هماتیت با بافت کلوفرمی نیز می‌تواند حل شدن مگنتیت در یک محل و سپس اکسیداسیون آن و ته‌نشینی هماتیت ثانویه را در فضای خالی نشان دهد (شکل ۳ث). مارتیتی شدن مگنتیت در بخشهای برشی و خرد شده دارای شدت بیشتری است [۹]. اکسیدهای آهن آبدار (گوتیت و لیمونیت) در بین کانیهای ثانویه، فراوان‌ترین گونه‌های شیمیایی می‌باشند که در امتداد شکستگیها به وفور مشاهده می‌شوند و با افزایش عمق به شدت کاهش می‌یابند. بر اثر عملکرد سیال جوی غنی از آهن در سطح زمین، بخش وسیعی از سنگهای میزبان به میزان زیادی نشانگر آغستگی کانیهای غیرفلزی دولومیت، کوارتز و فلدسپات به آهن می‌باشند. پایدارترین هیدروکسید آهن‌دار گوتیت است [۱۰] که بر اثر پدیده انحلال و اکسیداسیون سطحی به صورت بافت لانه زنبوری (boxwork) در نهشته‌های آهن دهید ایجاد شده است. کانیهای سولفیدی (پیریت و کلکوپیریت) به مقدار بسیار ناچیز همراه با اکسیدهای آهن دیده می‌شوند که به شکل تأخیری نسبت به مگنتیت ایجاد شده‌اند و در ذخایر مگنتیتی، مراحل نهایی گرمابی را نشان می‌دهند [۱۱] و معمولاً در شرایط اکسیداسیون سطحی به اکسید و هیدروکسیدهای آهن دگرسان می‌شوند. بافت جانشینی دروغین پیریت و خوردگی کالکوپیریت توسط

هماتیت و مگنتیت تأیید کننده این مطلب است (شکل ۳ج). علی‌رغم حضور بافتهای جانشینی نظیر شکلهای دروغین کانیها، پهن شدگی رگه‌ها در محلهای واکنش‌پذیر، رشد تداخلی نامنظم و همچنین حضور جبهه جانشینی پیشرونده [۲] بافتهای پر کننده فضای خالی مانند بافتهای نواری متقارن، لانه زنبوری، کلوفرمی، مهمترین گروه بافتهای مطالعه شده در مقاطع میکروسکپی کانسنگ آهن می‌باشند. کانیهای باطله شامل دولومیت، کوارتز و به مقدار ناچیزی فلدسپار پتاسیم‌دار می‌شوند. کانیهای دولومیت و به میزان بسیار گسترده‌تر کانی کوارتز و اشکال دیگر سیلیس در سرتاسر توده‌های معدنی دیده می‌شوند در حالی که فلدسپارهای پتاسیم‌دار در فواصل کم و محدود به حاشیه رگه‌های معدنی دیده می‌شوند که به میزان کمی به سریسیت و کانیهای رسی دگرسان شده‌اند. سنگهای آذرین کمتر دگرسان شده در محدوده معدنی، بسیار کوچک و پراکنده بوده و مرز مشخص با سنگهای رسوبی دگرگونی میزبان ندارند. این سنگها در سطح زمین به شکل جزایر کوچک باقیمانده از بخشهای زیرین ظاهر شده‌اند که در سنگهای مجاور نفوذ کرده‌اند و سپس در اثر فرسایش ظاهر شده‌اند. توده‌های آذرین عموماً دانه متوسط تا پورفیری با درشت بلورهای فلدسپار آلکال و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز خود شکل با ماکل پلیسنتتیک در زمینه‌ای از کوارتز می‌باشند که در اثر دگرسانی بخش زیادی از فلدسپارها در امتداد شکستگی‌ها به کانیهای سریسیت و رس تبدیل شده‌اند. در تبدیل بخشی از پلاژیوکلاز به کلینوزئیت رنگ آبی برلن به خوبی در پلاژیوکلاز قابل مشاهده است که به عقیده [۱۲] رنگ آبی برلن نشانگر جانشینی آهن به جای کلسیم در شبکه پلاژیوکلاز و تبدیل آن به کلینوزئیت در مراحل میانی جانشینی است. اغلب سنگهای آذرین به شدت دگرسان شده و در این حالت نمونه‌های دستی به دلیل حضور کانیهای فراوان سبز رنگ خانواده آمفیبول (هورنبلند)، به رنگ سبز دیده می‌شوند. حضور رگه‌هایی از سیلیس ثانویه که در اشکال رگه‌ای و رگچه‌ای توده‌های معدنی و سنگهای میزبان را قطع نموده‌اند نشانگر مراحل پایانی فعالیت سیال گرمابی است. سیلیس در نمونه‌های کانسنگ به صورت کوارتز ریز بلور بی شکل تا نیمه خود شکل در فضاهای بین کانیهای فلزی نهشته شده است.



شکل ۳. الف) بقایای دولومیت سیلیسی شده زاویه‌دار در سیمانی از اکسیدهای آهن، ب. مگنتیت نسل اول به صورت بافت اسکلتی و دانه‌ریز در زمینه کانسنگ و مگنتیت نسل دوم دارای بافت انتشاری و درشت بلور، پ) بافت مارتیتی در اثر دگرسانی مگنتیت به هماتیت، ت) جانشینی هماتیت با هسته‌هایی از مگنتیت باقیمانده، ث. بافت کلوفرمی در کانی هماتیت و ج. جانشینی دروغین پیریت به وسیله هماتیت.

### ژئوشیمی

نتایج شیمیایی حاصل از تجزیه ۴۷ نمونه از کانسنگ آهن، سنگ میزبان و توده آذرین به روشهای ICP و شیمی تر در جداول (۱ و ۳) آورده شده‌اند. با توجه به تطابق بسیار خوب داده‌های تجزیه شیمیایی به این دو روش، به جز برای عناصر طلا، نقره و REE که از روش ICP استفاده شده است، در مورد بقیه عناصر از داده‌های هر دو روش آزمایشگاهی استفاده گردیده است. این داده‌ها نشانگر تغییرات وسیع مقدار آهن در نمونه‌های کانسنگ از ۳۴ تا ۷۵ درصد وزنی است. علی‌رغم بالا بودن میزان فسفر در سنگهای میزبان نهشته‌های آهن (۲۳۳-۳۰/۵ ppm)، مقدار فسفر کانسنگ بسیار پایین است (۹۱/۲-۲/۴ ppm) به طوریکه با دور شدن از مرکز رگه معدنی به سمت سنگ میزبان افزایش منظمی در میزان این عنصر مشاهده می‌شود (جداول ۱ و ۳). همچنین مقادیر عناصر ماگما

دوست تیتانیوم (۰/۲٪ < درصد)، کروم (۰/۱٪ < درصد)، وانادیوم (۱۰ ppm)، کبالت (۲۰/۴ ppm) و نیکل (۱۰/۷ ppm) در کانسنگ بسیار پایین بوده و همبستگی مثبت فسفر با این عناصر نشانگر منشأ یکسان آنهاست. مقدار متوسط منگنز در کانسنگ مگنتیت دهیید حدود ۴/۵ درصد وزنی است و با توجه به عدم مشاهده کانیهای مستقل منگنز در نمونه‌های کانسنگ (مطالعات میکروسکوپی و XRD)، نشانگر جانشینی  $Fe^{2+}$  به وسیله  $Mn^{2+}$  در شبکه مگنتیت است که با همبستگی مثبت بین  $MnO$  و  $Fe_2O_3$  در نمونه‌های مورد مطالعه مطابقت دارد (شکل ۴الف). در بین اکسیدهای اصلی دیگر بیشترین مقدار مربوط به ترکیب  $MgO$  است که تا ۵/۳ درصد وزنی ثبت شده است. همبستگی منفی بین آهن و منیزیم نشان می‌دهد که آهن در شبکه دولومیت جانشین منیزیم شده است.

جدول ۱. نتایج شیمیایی کانسنگ آهن و سنگ میزبان منطقه دهبید با استفاده از روش ICP.

| نمونه          | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>%wt | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>%wt | K <sub>2</sub> O<br>%wt | Na <sub>2</sub> O<br>%wt | CaO<br>%wt  | MgO<br>%wt  | MnO<br>%wt  | TFeO<br>%wt | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>%wt | TiO <sub>2</sub><br>%wt | SiO <sub>2</sub><br>%wt |
|----------------|---------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|---------------------------------------|-------------------------|-------------------------|
| کانسنگ مگنتیتی | <۰/۰۱                                 | ۰/۰۲                                 | ۰/۰۹                    | <۰/۱                     | ۰/۱۱        | ۰/۰۲        | >۱۰         | ۵۲/۷        | ۰/۱۴                                  | <۰/۰۱                   | ۳/۶۱                    |
| کانسنگ مگنتیتی | <۰/۰۱                                 | <۰/۰۱                                | ۰/۰۱                    | <۰/۱                     | ۰/۱۲        | ۰/۱۳        | ۰/۶۶        | ۶۰/۹        | ۰/۰۸                                  | <۰/۰۱                   | ۲۵/۴                    |
| کانسنگ مگنتیتی | <۰/۰۱                                 | ۰/۰۶                                 | <۰/۰۱                   | <۰/۱                     | ۰/۱۲        | ۰/۱         | ۰/۸۸        | ۶۶/۳        | ۰/۱۵                                  | <۰/۰۱                   | ۲۱/۲                    |
| کانسنگ مگنتیتی | <۰/۰۱                                 | <۰/۰۱                                | ۰/۱۱                    | <۰/۱                     | ۰/۲۷        | ۰/۰۴        | ۲/۷۷        | ۷۲/۶        | ۰/۳۹                                  | ۰/۰۲                    | ۸/۰۷                    |
| کانسنگ مگنتیتی | <۰/۰۱                                 | ۰/۰۶                                 | ۰/۰۵                    | <۰/۱                     | ۰/۴۲        | ۰/۳۷        | ۴/۰۶        | ۶۵/۳        | ۰/۴                                   | ۰/۰۲                    | ۱۱/۶                    |
| کانسنگ مگنتیتی | <۰/۰۱                                 | <۰/۰۱                                | ۰/۰۲                    | <۰/۱                     | ۰/۶         | <۰/۰۱       | ۱/۴۶        | ۷۴/۱        | ۰/۱۸                                  | ۰/۰۱                    | ۱۹/۴                    |
| کانسنگ هماتیتی | <۰/۰۱                                 | ۰/۰۳                                 | ۰/۱۵                    | <۰/۱                     | ۱۲/۸        | ۴/۲۷        | ۴/۰۸        | ۵۰/۵        | ۰/۴۹                                  | ۰/۰۴                    | ۶/۵۵                    |
| کانسنگ هماتیتی | <۰/۰۱                                 | <۰/۰۱                                | ۰/۰۹                    | <۰/۱                     | ۰/۷۶        | ۰/۶۶        | ۶/۶۲        | ۷۲/۷        | ۰/۱۶                                  | ۰/۰۱                    | ۳/۸                     |
| کانسنگ هماتیتی | <۰/۰۱                                 | <۰/۰۱                                | ۰/۰۲                    | <۰/۱                     | ۱/۵۸        | ۱/۰۳        | ۵/۷۳        | ۵۸/۴        | ۰/۰۸                                  | <۰/۰۱                   | ۱۵/۲                    |
| کانسنگ هماتیتی | <۰/۰۱                                 | ۰/۰۲                                 | ۰/۱۳                    | <۰/۱                     | ۰/۶۷        | ۰/۲۷        | ۷/۸۷        | ۶۶/۷        | ۰/۲۶                                  | ۰/۰۱                    | ۱۰/۳                    |
| کانسنگ هماتیتی | <۰/۰۱                                 | <۰/۰۱                                | ۰/۰۶                    | <۰/۱                     | ۰/۷۲        | ۰/۷۳        | ۵/۴۵        | ۶۱/۸        | ۰/۲                                   | ۰/۰۱                    | ۱۷/۶                    |
| کانسنگ هماتیتی | <۰/۰۱                                 | ۰/۴۱                                 | ۰/۰۵                    | <۰/۱                     | ۳/۲۲        | ۱/۵۷        | ۴/۹۵        | ۶۶/۸        | ۰/۱۳                                  | <۰/۰۱                   | ۴/۰۶                    |
| سنگ میزبان     | ۰/۰۱                                  | ۰/۰۴                                 | ۶/۷۶                    | ۰/۱                      | ۰/۰۱        | ۱/۱۱        | ۰/۰۱        | ۲/۸۱        | ۱۸/۴                                  | ۰/۷۲                    | ۲۶/۵                    |
| سنگ میزبان     | <۰/۰۱                                 | ۰/۰۳                                 | ۷/۶۸                    | ۰/۱                      | ۰/۰۳        | ۰/۲۷        | ۰/۰۱        | ۲/۲۴        | ۱۱                                    | ۰/۱۳                    | ۷۴/۸                    |
| نمونه          | Y<br>(ppm)                            | V<br>(ppm)                           | Ta<br>(ppm)             | Zr<br>(ppm)              | U<br>(ppm)  | Th<br>(ppm) | Sm<br>(ppm) | Cs<br>(ppm) | Rb<br>(ppm)                           | Sr<br>(ppm)             | Ba<br>(ppm)             |
| کانسنگ مگنتیتی | ۱۷/۲                                  | ۶                                    | ۰/۵                     | ۲/۳                      | ۲/۶۵        | ۰/۷         | ۵/۳         | ۰/۳         | ۲/۷                                   | ۸۸۰                     | ۹۷۲۰۰                   |
| کانسنگ مگنتیتی | ۳/۶                                   | <۵                                   | ۱/۲                     | ۱/۷                      | ۴/۶۵        | ۰/۳         | ۰/۸         | <۰/۱        | ۱/۵                                   | ۹۰                      | ۲۱۵۰۰                   |
| کانسنگ مگنتیتی | ۲/۸                                   | <۵                                   | <۰/۵                    | ۲                        | ۲/۸۹        | ۰/۱         | ۱           | <۰/۱        | ۱                                     | ۴۰                      | ۳۵۷۰۰                   |
| کانسنگ مگنتیتی | ۷/۸                                   | ۹                                    | <۰/۵                    | ۵/۴                      | ۱/۶۶        | ۰/۵         | ۲/۳         | <۰/۱        | ۴/۲                                   | ۲۴۰                     | ۳۷۰۰۰                   |
| کانسنگ مگنتیتی | ۴/۶                                   | ۱۵                                   | <۰/۵                    | ۴/۷                      | ۸/۶۷        | ۰/۳         | ۱/۴         | ۰/۴         | ۶/۸                                   | ۴۴۰                     | ۲۰۳۰۰                   |
| کانسنگ مگنتیتی | ۲/۸                                   | ۸                                    | ۱/۲                     | ۳/۵                      | ۰/۴۲        | ۰/۱         | ۰/۶         | <۰/۱        | ۱/۳                                   | ۳۰                      | ۶۷۰                     |
| کانسنگ هماتیتی | ۳/۷                                   | ۲۵                                   | <۰/۵                    | ۷/۱                      | ۴/۶۵        | ۱           | ۰/۸         | ۰/۱         | ۴/۲                                   | ۴۱۰                     | ۱۲۵۰                    |
| کانسنگ هماتیتی | ۵/۷                                   | ۱۰                                   | <۰/۵                    | ۲/۱                      | ۱/۳۶        | ۰/۵         | ۳/۳         | ۰/۱         | ۱/۹                                   | ۴۴۰                     | ۷۱۴۰                    |
| کانسنگ هماتیتی | ۵/۸                                   | ۱۱                                   | <۰/۵                    | ۲/۴                      | ۰/۹۶        | ۰/۲         | ۱/۸         | <۰/۱        | ۰/۷                                   | ۶۱۰                     | ۱۶۵۰۰                   |
| کانسنگ هماتیتی | ۵/۵                                   | ۱۱                                   | <۰/۵                    | ۴/۴                      | ۲/۶۳        | ۰/۴         | ۱/۲         | <۰/۱        | ۲/۷                                   | ۳۶۰                     | ۱۴۳۰                    |
| کانسنگ هماتیتی | ۸/۹                                   | ۱۶                                   | <۰/۵                    | ۶/۲                      | ۳/۰۵        | ۰/۳         | ۱/۹         | <۰/۱        | ۲/۲                                   | ۳۵۰                     | ۳۱۰۰                    |
| کانسنگ هماتیتی | ۴/۹                                   | ۱۰                                   | <۰/۵                    | ۳/۵                      | ۲/۱۵        | ۰/۲         | ۱/۷         | <۰/۱        | ۱/۶                                   | ۲۵۰                     | ۳۱۱۰                    |
| سنگ میزبان     | ۱۷/۵                                  | ۱۲۵                                  | ۱/۱                     | ۱۴۵                      | ۲/۶۹        | ۱۳/۴        | ۵           | ۴/۷         | ۲۹۰                                   | ۵۰                      | ۲۸۴۰                    |
| سنگ میزبان     | ۲۹                                    | ۶                                    | ۲                       | ۱۷۰                      | ۱/۴۴        | ۱/۱۵        | ۴/۴         | ۰/۶         | ۱۸۷                                   | ۲۰                      | ۲۰۴۰                    |
| نمونه          | Nd<br>(ppm)                           | Pr<br>(ppm)                          | Ce<br>(ppm)             | La<br>(ppm)              | Ag<br>(ppm) | Mo<br>(ppm) | Sn<br>(ppm) | Zn<br>(ppm) | Cu<br>(ppm)                           | Co<br>(ppm)             | Ni<br>(ppm)             |
| کانسنگ مگنتیتی | ۱۶/۷                                  | ۳/۶۲                                 | ۲۶/۳                    | ۱۴/۶                     | <۱          | ۳           | ۱           | ۲۴          | ۴۲۵۰                                  | ۴۳                      | ۱۱                      |
| کانسنگ مگنتیتی | ۲/۳                                   | ۰/۴۳                                 | ۲/۶                     | ۱/۹                      | <۱          | ۵           | <۱          | ۱۸          | ۷۸                                    | ۵۲                      | ۱۳                      |
| کانسنگ مگنتیتی | ۲/۵                                   | ۰/۴۳                                 | ۲/۶                     | ۱/۷                      | <۱          | ۳           | ۱           | ۲۲          | ۱۹                                    | ۳۰/۹                    | ۷                       |
| کانسنگ مگنتیتی | ۶/۵                                   | ۱/۳۷                                 | ۱۰/۶                    | ۶/۱                      | <۱          | <۲          | ۳           | ۱۳          | ۹۱۱                                   | ۱۷/۴                    | ۴                       |
| کانسنگ مگنتیتی | ۳/۳                                   | ۰/۶۲                                 | ۴/۱                     | ۳/۲                      | <۱          | <۲          | <۱          | ۲۸          | ۲۲                                    | ۲۵/۵                    | ۲۷                      |
| کانسنگ مگنتیتی | ۱/۴                                   | ۰/۳۴                                 | ۲/۲                     | ۱/۸                      | <۱          | <۲          | ۲           | ۱۱          | ۵۲                                    | ۶۰/۳                    | ۱۰                      |
| کانسنگ هماتیتی | ۲/۶                                   | ۰/۶                                  | ۵/۵                     | ۴/۱                      | <۱          | ۳           | ۱           | ۵۹          | ۱۳                                    | ۱/۲                     | ۱۷                      |
| کانسنگ هماتیتی | ۱۲/۸                                  | ۳/۰۱                                 | ۲۲/۸                    | ۱۰/۶                     | <۱          | <۲          | <۱          | ۲۸          | ۲۶۹                                   | <۰/۵                    | <۵                      |
| کانسنگ هماتیتی | ۵/۳                                   | ۱/۰۶                                 | ۷/۴                     | ۳/۷                      | ۵           | <۲          | <۱          | ۵۰          | ۳۲۲                                   | ۰/۷                     | ۸                       |
| کانسنگ هماتیتی | ۴/۳                                   | ۱/۱                                  | ۹/۳                     | ۵/۹                      | ۴           | ۴           | <۱          | ۲۲          | ۱۷۸                                   | ۰/۸                     | <۵                      |
| کانسنگ هماتیتی | ۵/۷                                   | ۱/۱۶                                 | ۸/۷                     | ۵                        | ۲           | <۲          | <۱          | ۲۷          | ۵۵۳                                   | <۰/۵                    | ۵                       |
| کانسنگ هماتیتی | ۵/۳                                   | ۱/۲۱                                 | ۸/۸                     | ۴/۷                      | ۳           | <۲          | <۱          | ۲۸          | ۱۳                                    | ۰/۹                     | ۱۷                      |
| سنگ میزبان     | ۳۵/۶                                  | ۱۲                                   | ۱۳۴                     | ۱۰۶                      | <۱          | <۲          | ۵           | <۵          | ۱۸                                    | ۱۰/۶                    | ۱۵                      |
| سنگ میزبان     | ۲۲                                    | ۵/۸۳                                 | ۵۰                      | ۲۵/۵                     | <۱          | <۲          | ۳           | ۶           | ۷                                     | ۵۴/۲                    | ۳                       |
| نمونه          | Au<br>(ppb)                           | Lu<br>(ppm)                          | Yb<br>(ppm)             | Tm<br>(ppm)              | Er<br>(ppm) | Hf<br>(ppm) | Ho<br>(ppm) | Dy<br>(ppm) | Tb<br>(ppm)                           | Gd<br>(ppm)             | Eu<br>(ppm)             |
| کانسنگ مگنتیتی | -                                     | ۰/۱                                  | ۰/۷                     | ۰/۱۵                     | ۱/۱۶        | <۱          | ۰/۴۴        | ۲/۸۸        | ۰/۷                                   | ۵/۶۲                    | INF                     |
| کانسنگ مگنتیتی | -                                     | ۱۰۵                                  | ۰/۲                     | ۰/۰۵                     | ۰/۳۲        | <۱          | ۰/۱۱        | ۰/۶۴        | ۰/۱۴                                  | ۰/۹۹                    | INF                     |
| کانسنگ مگنتیتی | ۴۸                                    | ۰/۰۵                                 | ۰/۲                     | ۰/۰۵                     | ۰/۳۸        | <۱          | ۰/۱۳        | ۰/۷۹        | ۰/۱۸                                  | ۱/۱۶                    | ۰/۳۲                    |
| کانسنگ مگنتیتی | ۹                                     | ۰/۱۳                                 | ۰/۳                     | ۰/۰۷                     | ۰/۶۴        | <۱          | ۰/۲۵        | ۱/۷۵        | ۰/۳۹                                  | ۲/۶۷                    | INF                     |
| کانسنگ مگنتیتی | ۱۹                                    | ۰/۰۵                                 | ۰/۳                     | ۰/۰۵                     | ۰/۴۵        | <۱          | ۰/۱۶        | ۱/۰۳        | ۰/۲۵                                  | ۱/۷۲                    | INF                     |
| کانسنگ مگنتیتی | ۴۳                                    | ۰/۰۵                                 | ۰/۲                     | ۰/۰۵                     | ۰/۴۳        | <۱          | ۰/۱۶        | ۰/۸۴        | ۰/۱۵                                  | ۰/۷۴                    | ۰/۲۱                    |
| کانسنگ هماتیتی | ۳۴                                    | ۰/۰۶                                 | ۰/۲                     | ۰/۰۵                     | ۰/۲۹        | <۱          | ۱           | ۰/۵۹        | ۰/۱۳                                  | ۰/۹۳                    | ۰/۲۱                    |
| کانسنگ هماتیتی | -                                     | ۰/۰۵                                 | ۰/۱                     | ۰/۰۵                     | ۰/۳۶        | <۱          | ۰/۱۶        | ۱/۳         | ۰/۳۲                                  | ۲/۹۸                    | INF                     |
| کانسنگ هماتیتی | -                                     | ۰/۰۷                                 | ۰/۲                     | ۰/۰۵                     | ۰/۳۸        | <۱          | ۰/۱۸        | ۱/۲۱        | ۰/۲۵                                  | ۱/۸۸                    | INF                     |
| کانسنگ هماتیتی | ۲۳                                    | ۰/۰۵                                 | ۰/۲                     | ۰/۰۵                     | ۰/۴۵        | <۱          | ۰/۱۷        | ۱/۱۵        | ۰/۲۲                                  | ۱/۴۶                    | ۰/۵۵                    |
| کانسنگ هماتیتی | -                                     | ۰/۰۵                                 | ۰/۴                     | ۰/۰۹                     | ۰/۸۲        | <۱          | ۰/۳۵        | ۲/۰۷        | ۰/۳۵                                  | ۲/۳۱                    | ۰/۵۳                    |
| کانسنگ هماتیتی | ۲۷                                    | ۰/۰۵                                 | ۰/۲                     | ۰/۰۵                     | ۰/۳۸        | <۱          | ۰/۱۶        | ۱/۰۴        | ۰/۲۴                                  | ۱/۹۵                    | ۰/۵۵                    |
| سنگ میزبان     | -                                     | ۰/۳۳                                 | ۲/۱                     | ۰/۳۲                     | ۲/۲۶        | ۴           | ۰/۶۷        | ۳/۲۶        | ۰/۶۶                                  | ۲/۳۵                    | ۱/۲۱                    |
| سنگ میزبان     | -                                     | ۰/۴                                  | ۱/۸                     | ۰/۴۴                     | ۳/۴۳        | ۵           | ۱/۰۵        | ۴/۹۱        | ۰/۸                                   | ۴/۰۳                    | ۰/۷۲                    |

( $R=0.78$ ) مشاهده می‌شود. بالا بودن عناصر قلیایی در سنگ میزبان حاشیه ماده معدنی نشانگر ایجاد دگرسانی پتاسیمی به وسیله سیال همزمان با فرآیند کانه‌زایی است. انطباق خوب پتاسیم با آلومینیم به دلیل حضور مسکوویت و بیوتیت در زون دگرسانی پتاسیمی می‌باشد [۱۳-۱۴].

مقادیر بالای پتاسیم در سنگهای میزبان ( $3-3.7\%$  wt) با حضور دگرسانی پتاسیمی نارس (مقادیر ناچیز فلدسپار و بیوتیت) در نمونه‌های سنگ میزبان مربوط به حاشیه رگه‌های مگنتیت نشان داده می‌شود (شکل ۴ ب). همچنین مقادیر عناصر قلیایی ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) از  $1/3$  تا  $7/4$  درصد وزنی تغییر می‌کند و همبستگی مثبت شدیدی بین این دو عنصر

جدول ۲. نتایج شیمیایی توده‌های آذرین منطقه دهید با استفاده از روش ICP.

| نمونه      | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>%wt | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>%wt | K <sub>2</sub> O<br>%wt | Na <sub>2</sub> O<br>%wt | CaO<br>%wt  | MgO<br>%wt  | MnO<br>%wt  | TFeO<br>%wt | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>%wt | TiO <sub>2</sub><br>%wt | SiO <sub>2</sub><br>%wt |
|------------|---------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|---------------------------------------|-------------------------|-------------------------|
| توده نفوذی | <0.01                                 | 0.06                                 | 8/89                    | 0.2                      | 1/39        | 0.25        | 0.14        | 2/24        | 11/8                                  | 0.18                    | 69/3                    |
| توده نفوذی | <0.01                                 | 0.05                                 | 9/84                    | 0.2                      | 2/43        | 0.26        | 0.12        | 2           | 13/6                                  | 0.23                    | 69/8                    |
| توده نفوذی | 0.01                                  | 0.09                                 | 7/1                     | 0.5                      | 0.23        | 0.33        | 0.01        | 1/2         | 11/7                                  | 0.08                    | 60.2                    |
| توده نفوذی | <0.01                                 | 0.24                                 | 1/14                    | 4/2                      | 7/11        | 5/09        | 0.18        | 11/9        | 14/2                                  | 1/97                    | 47/8                    |
| توده نفوذی | <0.01                                 | 0.3                                  | 1/47                    | 3/5                      | 6/53        | 5/06        | 0.3         | 14/5        | 13/8                                  | 2/23                    | 48/3                    |
| توده نفوذی | <0.01                                 | 0.3                                  | 1/37                    | 3/7                      | 7/62        | 5/29        | 0.27        | 13/1        | 14/4                                  | 2/41                    | 49/8                    |
| نمونه      | U<br>(ppm)                            | Y<br>(ppm)                           | V<br>(ppm)              | Ta<br>(ppm)              | Zr<br>(ppm) | Th<br>(ppm) | Ga<br>(ppm) | Cs<br>(ppm) | Rb<br>(ppm)                           | Sr<br>(ppm)             | Ba<br>(ppm)             |
| توده نفوذی | 3/34                                  | 15/5                                 | 21                      | <0.5                     | 126         | 10/9        | 13          | 0.4         | 155                                   | 30                      | 1480                    |
| توده نفوذی | 3/53                                  | 27/7                                 | 22                      | 0.6                      | 158         | 11/8        | 15          | 0.4         | 167                                   | 30                      | 1630                    |
| توده نفوذی | 1/73                                  | 19/9                                 | 12                      | 1/4                      | 67/3        | 1/4         | 13          | 1/1         | 147                                   | 1240                    | 87100                   |
| توده نفوذی | 0.99                                  | 33/2                                 | 315                     | 1/2                      | 184         | 3/4         | 21          | 1/2         | 39/7                                  | 220                     | 300                     |
| توده نفوذی | 2/03                                  | 36                                   | 324                     | 1                        | 173         | 2/8         | 21          | 3/2         | 65/8                                  | 180                     | 340                     |
| توده نفوذی | 1/61                                  | 36/3                                 | 325                     | 0.9                      | 178         | 2/2         | 20          | 2/6         | 57/4                                  | 250                     | 270                     |
| نمونه      | Sm<br>(ppm)                           | Nd<br>(ppm)                          | Ce<br>(ppm)             | La<br>(ppm)              | Ag<br>(ppm) | Mo<br>(ppm) | Sn<br>(ppm) | Zn<br>(ppm) | Cu<br>(ppm)                           | Co<br>(ppm)             | Ni<br>(ppm)             |
| توده نفوذی | 5/1                                   | 25/8                                 | 60                      | 31/3                     | 1           | <2          | 3           | 6           | <5                                    | 3/4                     | 5                       |
| توده نفوذی | 4/6                                   | 22/4                                 | 54/1                    | 28/6                     | 1           | <2          | 3           | 8           | <5                                    | 3                       | <5                      |
| توده نفوذی | 7/4                                   | 28/1                                 | 54/2                    | 24                       | <1          | <2          | 1           | 17          | 278                                   | 97/7                    | 6                       |
| توده نفوذی | 5/7                                   | 23/9                                 | 42/4                    | 21/8                     | <1          | <2          | 2           | 75          | 58                                    | 73                      | 42                      |
| توده نفوذی | 5/6                                   | 22/1                                 | 38/6                    | 18/1                     | 1           | <2          | 2           | 99          | 69                                    | 41/4                    | 24                      |
| توده نفوذی | 5/2                                   | 21/9                                 | 36/1                    | 16/4                     | <1          | <2          | 2           | 96          | 16                                    | 39/7                    | 23                      |
| نمونه      | Pr<br>(ppm)                           | Yb<br>(ppm)                          | Tm<br>(ppm)             | Er<br>(ppm)              | Hf<br>(ppm) | Ho<br>(ppm) | Dy<br>(ppm) | Tb<br>(ppm) | Gd<br>(ppm)                           | Eu<br>(ppm)             |                         |
| توده نفوذی | 6/74                                  | 2/2                                  | 0.37                    | 2/7                      | 3           | 0.86        | 4/22        | 0.71        | 4/59                                  | 0.7                     |                         |
| توده نفوذی | 6/06                                  | 2/6                                  | 0.39                    | 2/99                     | 4           | 0.92        | 4/54        | 0.74        | 4                                     | 0.6                     |                         |
| توده نفوذی | 6/72                                  | 1/3                                  | 0.25                    | 2/04                     | 2           | 0.69        | 4/14        | 0.96        | 6/24                                  | INF                     |                         |
| توده نفوذی | 5/5                                   | 3/3                                  | 0.54                    | 4/09                     | 5           | 1/29        | 6/48        | 0.12        | 6/1                                   | 1/72                    |                         |
| توده نفوذی | 5/08                                  | 3/2                                  | 0.52                    | 4/12                     | 4           | 1/31        | 6/49        | 1/04        | 6/23                                  | 1/96                    |                         |
| توده نفوذی | 4/76                                  | 3/2                                  | 0.53                    | 4/06                     | 4           | 1/28        | 6/45        | 1/03        | 6/2                                   | 1/94                    |                         |

جدول ۳. نتایج شیمیایی نمونه‌های کانسنگ آهن و سنگ میزبان منطقه دهبید با استفاده از روش شیمی‌تر.

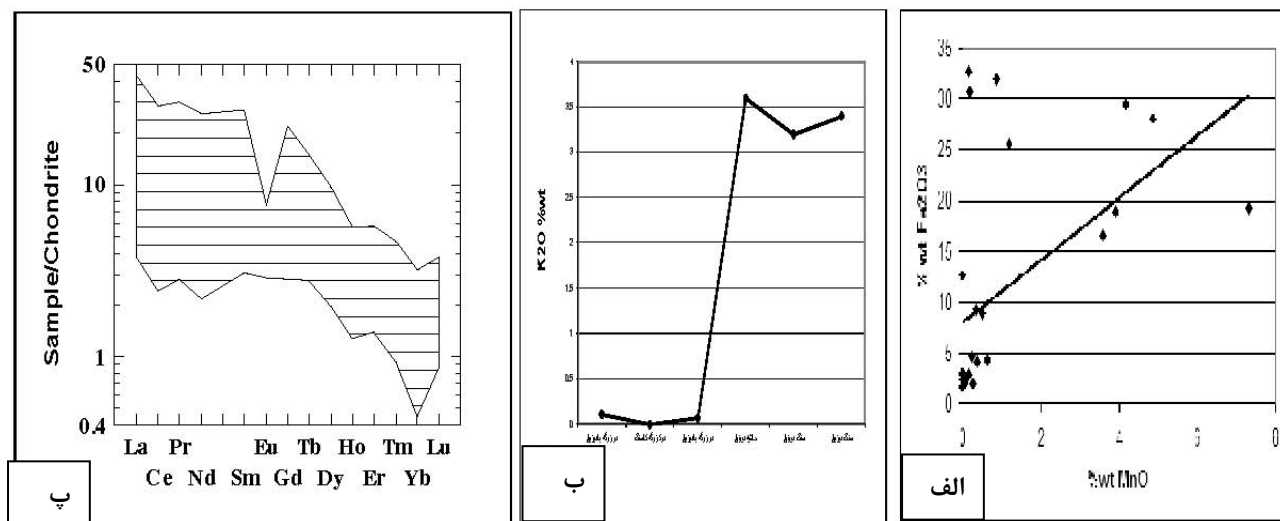
| نمونه  | MgO<br>%wt | Na <sub>2</sub> O<br>%wt | CaO<br>%wt | MnO<br>%wt | K <sub>2</sub> O<br>%wt | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>(ppm) | Ni<br>(ppm) | Zn<br>(ppm) | Co<br>(ppm) | Pb<br>(ppm) | Sr<br>(ppm) | Cu<br>(ppm) | TFeO  |
|--------|------------|--------------------------|------------|------------|-------------------------|----------------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------|
| مگنتیت | ۲/۲        | ۱                        | ۰/۰۰۲      | ۰/۳۳       | ۰/۰۲                    | ۲۹                                     | ۱۰          | ۱۸۲         | ۳۱/۸        | ۹/۹         | ۱۱/۵        | ۱۶/۵        | ۶۰/۵  |
| مگنتیت | ۱/۷        | ۱/۲                      | ۰/۰۲۷      | ۰/۱۷       | ۰/۰۴                    | ۸۹/۷                                   | ۵/۶         | ۲۶/۷        | ۳۵/۳        | ۱۳/۷        | ۵۱/۸        | ۵۹/۱        | ۴۹/۶۵ |
| مگنتیت | ۰/۹        | ۱/۰۳                     | ۰/۰۰۷      | ۰/۵        | ۰/۰۳                    | ۱۵/۷                                   | ۷/۱         | ۳۲/۵        | ۲۳/۴        | ۴۳/۹        | ۱۹          | ۴۵/۵        | ۴۷/۰۳ |
| مگنتیت | ۱/۹        | ۱/۰۱                     | ۰/۰۰۴      | ۰/۶        | ۰/۰۱                    | ۶۱/۴                                   | ۴/۵         | ۲۸۹         | ۸۰۲         | ۸/۶         | ۱۰/۹        | ۵۶/۴        | ۳۸/۰۹ |
| مگنتیت | ۱/۵        | ۰/۹۷                     | ۰/۱۴       | ۰/۱۵       | ۰/۰۵                    | ۴/۹                                    | ۲۰/۶        | ۴۴/۵        | ۳۵/۳        | ۵/۸         | ۴۳/۸        | ۱۳۲         | ۶۱    |
| مگنتیت | ۳/۴        | ۰/۹۸                     | ۰/۱۷       | ۳/۵        | ۰/۱۱                    | ۶۲/۸                                   | ۱۱/۲        | ۳۸/۵        | ۴۱/۴        | ۳۳/۹        | ۸۶/۱        | ۱۷/۵        | ۵۲/۳۴ |
| مگنتیت | ۱/۷        | ۱/۲                      | ۰/۰۴       | ۷/۳        | ۰/۰۳                    | ۱۱/۵                                   | ۶/۷         | ۵۷/۵        | ۳۵/۵        | ۱۱/۳        | ۱۱۸         | ۱۴/۶        | ۷/۴   |
| مگنتیت | ۱/۶        | ۱/۰۹                     | ۰/۰۰۹      | ۴/۸        | ۰/۱۲                    | ۶۳/۷                                   | ۲/۵         | ۶۰۱         | ۶/۶         | ۱۹/۵        | ۵۲/۱        | ۱۲۸         | ۶۴/۷  |
| مگنتیت | ۲/۰۸       | ۱/۱                      | ۰/۰۲       | ۴/۱۷       | ۰/۰۶                    | ۲/۶                                    | ۴۱/۴        | ۳۲/۸        | ۱۶/۷        | ۳۱          | ۸۷/۶        | ۱۲/۴        | ۵۹/۰۹ |
| مگنتیت | ۱/۹        | ۱/۱                      | ۰/۰۰۹      | ۳/۹        | ۰/۰۹                    | ۶۴/۶                                   | ۳۷/۳        | ۴۸/۶        | ۱۵/۳        | ۳۳/۹        | ۵۴/۳        | ۱۳/۵        | ۶۱/۸۹ |
| مگنتیت | ۰/۷        | ۰/۰۹                     | ۰/۰۰۴      | ۰/۳۵       | ۰/۰۴                    | ۲/۴                                    | ۱۶/۷        | ۲۵          | ۲۵/۲        | ۲۴/۶        | ۱۸/۴        | ۹/۱         | ۶۸/۳  |
| مگنتیت | ۱/۶        | ۱/۰۴                     | ۰/۰۰۲      | ۰/۰۰۴      | ۰/۰۵                    | ۶۲/۵                                   | ۲۳/۲        | ۲۶/۹        | ۴           | ۳۲/۲        | ۲۰/۳        | ۱۷/۷        | ۷۳/۰۲ |
| مگنتیت | ۱/۷        | ۰/۹۷                     | ۰/۰۳       | ۰/۸۷       | ۰/۰۴                    | ۹۱/۲                                   | ۲۵/۱        | ۳۰/۷        | ۲۹/۷        | ۲۳/۷        | ۲۵/۶        | ۴۳/۳        | ۷۱/۶  |
| مگنتیت | ۱/۸        | ۱/۱                      | ۰/۰۰۴      | ۱/۱        | ۰/۰۴                    | ۷۷/۸                                   | ۱۴/۸        | ۴۷/۸        | ۸۰۵         | ۳/۵         | ۱۰۶         | ۱۲/۳        | ۶۱/۸۴ |
| میزبان | ۰/۸        | ۰/۴۴                     | ۰/۰۰۷      | ۰/۴۰       | ۳/۷                     | ۱۲۱/۷                                  | ۱۳/۷        | ۳۰/۱        | ۸۷/۴        | ۲/۱         | ۲۵/۶        | ۵/۹         | -     |
| میزبان | ۱/۲        | ۰/۳۶                     | ۰/۰۱       | ۰/۰۰۱      | ۳/۰۴                    | ۲۳۳                                    | ۳۸/۶        | ۳۱          | ۲۱/۷        | ۳۱/۳        | ۲۵/۷        | ۲۲/۲        | -     |
| میزبان | ۱/۵        | ۰/۵۶                     | ۰/۰۴       | ۰/۲۶       | ۳/۴                     | ۱۱۹/۷                                  | ۳۵/۳        | ۱۰۲         | ۱۴/۹        | ۸/۹         | ۳۳/۵        | ۲۸/۳        | -     |
| میزبان | ۱/۵        | ۰/۶۱                     | ۰/۰۳       | ۰/۰۰۹      | ۳/۵                     | ۱۲۲                                    | ۱۸/۵        | ۴۹/۶        | ۷۸          | ۱۹/۳        | ۳۵/۸        | ۳/۶         | -     |
| میزبان | ۰/۹۵       | ۰/۷۹                     | ۰/۲۹       | ۰/۰۰۲      | ۳/۶                     | ۱۷۷/۷                                  | ۱۱/۸        | ۲۹/۴        | ۱۹۴         | ۷/۳         | ۴۸          | ۱/۴         | -     |
| میزبان | ۲          | ۳/۷                      | ۰/۰۰۲      | ۰/۰۰۱      | ۳/۶                     | ۱۲۳/۸                                  | ۸/۷         | ۴۰/۲        | ۲۰۵         | ۲۵/۱        | ۳۱/۵        | ۳/۵         | -     |
| میزبان | ۲/۳        | ۳/۸                      | ۰/۰۴       | ۰/۰۰۶      | ۳/۴                     | ۳۰/۵                                   | ۹/۷         | ۳۱/۹        | ۵۵/۱        | ۵/۹         | ۳۲          | ۴/۴         | -     |
| میزبان | ۲/۸        | ۳/۹                      | ۰/۰۴       | ۰/۰۰۴      | ۳/۵                     | ۱۲۲/۹                                  | ۷/۴         | ۵۶/۸        | ۱۷۸         | ۹/۷         | ۳۸/۳        | ۴/۴         | -     |
| میزبان | ۳/۹        | ۳/۹                      | ۰/۰۳       | ۰/۰۹       | ۳/۴                     | ۵۱/۷                                   | ۱۱/۷        | ۱۷۴         | ۳۰/۲        | ۹/۱         | ۹/۴         | ۱۰/۹        | -     |
| میزبان | ۱/۲        | ۳                        | ۰/۹        | ۰/۰۰۲      | ۳/۷                     | ۱۲۴/۵                                  | ۲/۸         | ۲۱/۶        | ۲۴۱         | ۱۱/۱        | ۵۲/۵        | ۳/۴         | -     |
| میزبان | ۳/۴        | ۳/۷                      | ۰/۰۲       | ۰/۰۰۱      | ۳/۳                     | ۱۶۱/۶                                  | ۲۲/۹        | ۱۰۳         | ۳۱          | ۷/۱         | ۹/۵         | ۴/۷         | -     |
| میزبان | ۵/۳        | ۴                        | ۰/۰۴       | ۰/۰۱۳      | ۳/۴                     | ۱۸۴/۴                                  | ۷/۴         | ۵۶/۵        | ۸۰/۷        | ۷/۶         | ۴۷/۴        | ۴/۴         | -     |
| میزبان | ۴/۲        | ۳/۹                      | ۰/۰۲       | ۰/۱۶       | ۳/۳                     | ۱۹۴/۱                                  | ۷/۷         | ۲۹          | ۷۹/۹        | ۱۱/۴        | ۱۰۸         | ۲۰/۶        | -     |

کلسیم در پلاژیوکلاز می‌شود [۱۶]. مقدار بالای استرانسیم در سنگهای میزبان نشان‌دهنده جانشینی این عنصر به جای کلسیم و منیزیم در شبکه دولومیت است و با همبستگی شدید بین Sr و CaO مشخص می‌شود ( $R=0.63$ ). میزان عناصر مولیبدن (۵-۱۰ ppm)، اورانیم (۰/۴-۸/۷ ppm)، روی (۹-۱۱۱ ppm)، مس (۹-۹۱۱ ppm)، طلا (۶۰۱-۱۱ ppm) و نقره (۴۸-۹ ppm) نیز بسیار پایین است (جداول ۱ و ۳). همچنین مقادیر REE نیز در نهشته‌های آهن دهبید بسیار پایین است (شکل ۴پ). نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی موجود در زون‌های کنی‌سازی پس از بهنجار شدن با

رویدیدیم و باریوم عناصری نامتحرک در کانیه‌های پتاسیم‌دار محسوب می‌شوند و فراوانی آنها به وسیله پتاسیم کنترل می‌گردد [۱۵] بنابراین غنی‌شدگی این عناصر در اطراف رگه‌های معدنی، نشانگر فراوانی کانی فلدسپار در سنگ میزبان حاشیه توده‌های معدنی است. حضور مقادیر بالایی از عنصر باریوم در نمونه‌های کانسنکی مورد مطالعه (۹۷۲۰۰ ppm) نشانگر فعالیت سیال غنی از باریوم در ضمن و یا بعد از کانه‌زایی است که در فاصله ۳۰۰ متری از نهشته‌های آهن مگنتیتی به صورت تشکیل توده‌های کوچک باریتی نشان داده می‌شود. عنصر استرانسیم به راحتی جایگزین پتاسیم در فلدسپات و

اطراف رگه‌های معدنی میزان عنصر Eu کاهش می‌یابد که می‌تواند نشانگر تغییر ترکیب کانی‌شناسی از پلاژیوکلاز به سمت کانیهای دگرسا شده‌ای همچون سریسیت باشد [۱۶].

کندریت [۱۷]، نشانگر یک شیب منفی با غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) با ناهنجاری منفی Ce است. در نمونه‌های



شکل ۴. الف. همبستگی مثبت بین آهن و منگنز در نهشته‌های مگنتیتی، ب. تغییرات  $K_2O$  در رگه کانسنگ و سنگ میزبان (فاصله نمونه‌برداری ۵ متر می باشد) و پ. نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی نمونه‌های کانسنگ پس از بهنجار شدن با کندریت [۱۷].

## بحث

ساختها و بافت‌های گسترده شکافه پر کن [۲] در مقیاسهای مختلف در کانسارهای آهن نظیر لایه بندی نواری متقارن در امتداد مرز لایه‌بندی سنگهای میزبان، بافت لانه‌زنبوری به خصوص در بخشهای میانی رگه‌ها و کلوفرمی نشان می‌دهند که نهشته شدن ماده معدنی ناشی از تغییرات فیزیکی در سیال کانه‌زاست. تمرکز ماده معدنی در امتداد گسل‌های سنگهای میزبان دولومیت سیلیسی شده بیانگر این موضوع بوده که فرآیندهای دولومیتی شدن و سیلیسی شدن به عنوان فرآیندهای آماده‌سازی زمینه کانه‌زایی آهن عمل کرده‌اند. وجود کانیهای اکسیدی و هیدروکسیدی فراوان در سطوح فوقانی کانسار با بافت‌های حبابی، جعبه‌ای، شکل دروغین و کلوفرمی نشانگر عملکرد وسیع آب‌های جوی و اکسیداسیون کانی مگنتیت به خصوص در امتداد شکستگیهای کانسنگ می‌باشد. در این بخش لازم به ذکر می‌باشد که بخشی از کانیهای هماتیت می‌تواند در دمای پایین در مراحل پایانی از سیال گرمابی در حین سرد شدن سریع سیال و ناپایداری کمپلکس‌های حمل کننده آهن نیز متبلور گردند. عامل اصلی سرد شدن سیال کانه‌زا، اختلاط با آب‌های جوی در قسمت‌های کم عمق است. این هماتیت‌ها اغلب به شکل الیثیست صفحه‌ای مشخص می‌شوند

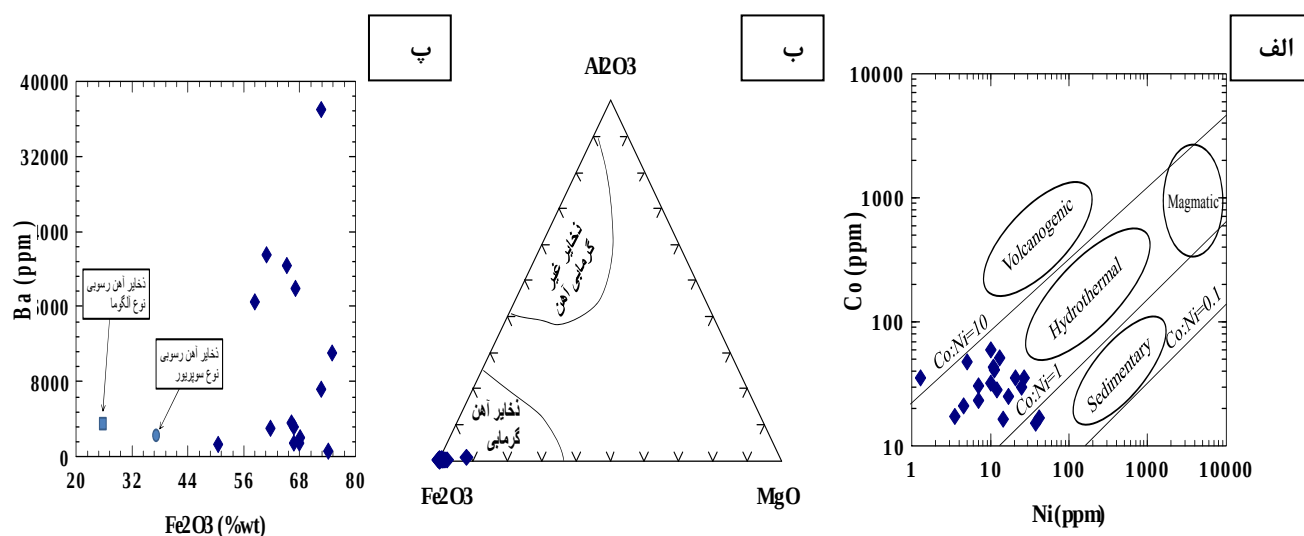
از لحاظ تکتونیکی منطقه دهبید از صفحه‌های رورانده‌ای در امتداد گسل‌های تراستی با روند شمال‌غرب-جنوب شرق تشکیل شده است. کانه‌زایی آهن به صورت رگه‌ای و عدسی‌های تخت درون سنگهای رسوبی دگرگون شده با سن پرمین و عمدتاً در دولومیت‌های شدیداً سیلیسی شده با سن تریاس در امتداد گسل‌ها و زون‌های برشی صورت گرفته است که نشانگر اهمیت ساختارهای تکتونیکی در فرآیند کانه‌زایی است. گسل‌های منطقه مربوط به اواخر دوران دوم زمین‌شناسی است و بنابراین تشکیل نهشته‌های آهن در منطقه می‌باید پس از این دوران اتفاق افتاده باشد. ترکیبات معدنی همراه با ایجاد هاله‌های ضعیف دگرسانی پتاسیمی در امتداد گسل‌هایی که به عنوان گذرگاه‌ها و کانالهایی برای عبور سیال کانه‌زا عمل کرده‌اند نهشته شده‌اند. مطالعات میکروسکوپی و تجزیه نمونه‌های معدنی به روش XRD نشان می‌دهند که کانسارهای آهن دهبید دارای کانی‌شناسی ساده‌ای بوده و به طور عمده از مگنتیت در عمق به همراه مقادیر کمی از هماتیت در سطوح نزدیک به سطح زمین تشکیل شده‌اند. وجود دو نسل از مگنتیت نشانگر تأثیر فرآیند دگرگونی بر روی نهشته‌های معدنی است. حضور

دهبید این نسبت برابر ۱۵ است. همچنین داده‌های موجود منتشر شده، بیانگر افزایش نسبت Co/Ni در جریان تفریق ماگمایی و در نتیجه موجب بالا رفتن این نسبت در سیالات گرمایی می‌شود [۲۴] به طوریکه بالا بودن نسبت Co/Ni در سیالات گرمایی (۷-۰/۲)، ویژگی خاص مگنتیت‌های گرمایی است [۲۵]. جایگاه نمونه‌های کانسنگ منطقه مورد مطالعه (متوسط Co/Ni ۳/۹) در نمودار Ni-Co در شکل (۵ الف) در محدوده ذخایر آهن گرمایی قرار می‌گیرد. همچنین داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که منگنز و باریم از عناصری هستند که در نهشته‌های گرمایی آهن به عیارهای بالایی می‌رسند و معمولاً از نمودارهای باریم آهن و آهن-آلومینیم-منگنز در تفکیک ذخایر گرمایی از ذخایر غیر گرمایی آهن استفاده شده است [۲۶]. موقعیت نمونه‌های منطقه دهبید کاملاً با منشأ گرمایی نهشته‌های این منطقه تطبیق دارد (شکل ۵ ب و پ).

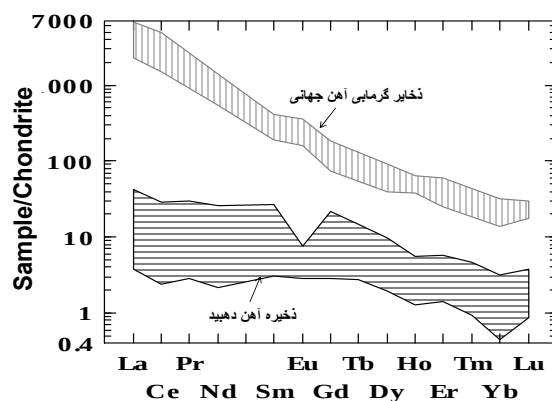
الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی REE در نمونه‌های کانسنگ ذخیره آهن دهبید دارای شباهت زیادی با ذخایر آهن گرمایی جهانی است (شکل ۶). بی‌هنجاری مثبت Eu،  $Eu/Sm < 1$  و  $La/Lu > 1$  به همراه غنی‌شدگی شدید عناصر LREE نسبت به عناصر HREE و مقایسه الگوی کلی عناصر نادر خاکی در ذخیره آهن دهبید با ذخایر آهن گرمایی و ماگمایی نشان‌دهنده ویژگی گرمایی ذخیره آهن مورد مطالعه است. همچنین بی‌هنجاری منفی Ce در ذخایر گرمایی مورد مطالعه ذخیره آهن دهبید را از نهشته‌های با منشأ رسوبی با بی‌هنجاری مثبت Ce متمایز می‌سازد. توده‌های آذرین کوچک در فواصل چند صد متری از ذخیره آهن دهبید که به صورت جزایر کوچکی پس از فرسایش در درون دولومیت‌های سیلیسی شده میزبان کانسنگ آهن رخنمون یافته‌اند می‌توانند در خصوص منشأ مواد فلزی، گرما و بخشی از سیال کانه‌زا مورد توجه قرار گیرند. داده‌های شیمیایی بر روی نمونه‌های دگرسان نشده به روش تجزیه ICP جدول (۲) نشان می‌دهند، که توده‌های آذرین در این منطقه ریولیت و بازالت و از نوع آکالی تا ساب آکالی و VAG می‌باشند (شکل ۷) [۲۷-۲۸].

[۱۸]. حضور قطعات زاویه‌دار برشی شده دولومیت و سیلیس سنگ میزبان همراه با تغییرات وسیع عیار آهن حتی در فواصل کوتاه در نهشته‌های معدنی، تشکیل کانسار آهن را از طریق فرآیند پر کردن فضاهای خالی تأیید می‌کنند. عدم تشخیص کانیهای متداول منگنز مانند پیرولولزیت در مطالعات میکروسکپی و XRD در کنار ثبت مقادیر بالای این عنصر در داده‌های شیمیایی مربوط به کانسنگ آهن نشانگر جانشینی  $Fe^{+2}$  به وسیله  $Mn^{+2}$  در شبکه مگنتیت است. همچنین حضور کانیهای نظیر کبالتیت، سافلوریت، دانیت، نیکولیت، کلوانتیت و مولیبدنیت در این نهشته‌ها به اثبات نرسیده است که نشان می‌دهد عناصر کبالت، نیکل و مولیبدن نیز به علت شباهت یونی با آهن وارد شبکه مگنتیت شده‌اند. در داده‌های کانی‌شناسی هر نوع ترکیب بلورین که شاخص محیط‌های اسکارنی باشد، در نمونه‌های مورد مطالعه یافت نشده است.

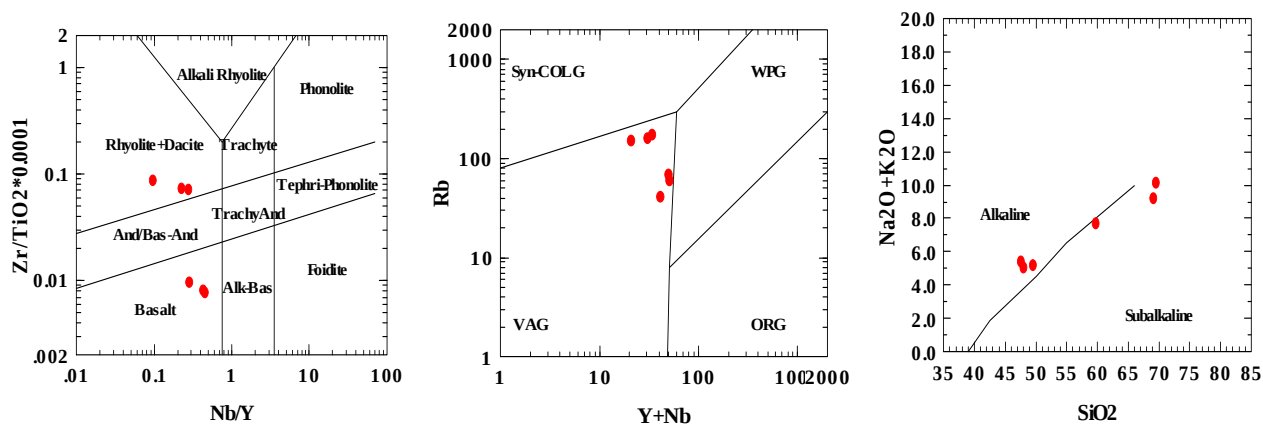
مقدار بسیار پایین عناصر فسفر، تیتانیوم و وانادیوم و بالا بودن میزان عنصر کروم و نسبت‌های Cr/V و Co/Ni در کانسنگ آهن دهبید، در مقایسه با میزان این عناصر و نسبت‌ها در انواع نهشته‌های آذرین آهن هرگونه منشأ ماگمایی این کانسار را رد می‌کند. برای مثال در مطالعات ژئوشیمیایی میزان Cr در کانسارهای آذرین بین ۳-۲۰ ppm (زیر ۲۰ ppm در کانسارهایی نظیر Choghart ~۱۶/۵ ppm, El ۳ ppm, Kiruna ~۶/۵ Laco ~۲۰۰ ppm) در ذخایر آهن رسوبی تیپ راپیتان حدود ۲۵ ppm و ذخایر آهن گرمایی تا ۲۰۰ ppm (Candelaria, ppm ~۶۶/۷ Iron Belt Chile, ppm ~۱۳۶/۵ Sossego, ppm ~۲۰۰ Igarape Bahia, ppm ~۱۳۸ Sequeirinho ~۲۰۰) ثبت شده‌اند [۱۹ تا ۲۳]. میزان کروم اندازه‌گیری شده در ذخایر آهن منطقه مورد مطالعه تا ۱۰۰ بیانگر شباهت آنها با ذخایر آهن گرمایی است. همچنین مقدار عنصر وانادیوم در ذخایر آهن ماگمایی در مقایسه با انواع گرمایی بسیار بالاست (El ۱۱۹۴ ppm, Kiruna ~۱۱۹۳ ppm Laco). میزان متوسط این فلز در ذخیره آهن دهبید ۷/۸ ppm اندازه‌گیری شده است. نسبت Cr/V در اغلب ذخایر آهن ماگمایی و رسوبی کمتر از ۰/۱ و در ذخایر آهن گرمایی این نسبت بالاتر از ۱ می‌باشد (نظیر کانسار گرمایی Igarape Bahia در برزیل با حدود ۱/۳). در ذخیره



شکل ۵. الف. میزان کبالت و نیکل در نمونه‌های کانسنکی محدوده ذخایر آهن گرمایی [۲۵]، ب و پ. موقعیت نمونه‌های منطقه دهبید در نمودارهای مثلی  $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$  و دوتایی  $[Ba-Fe_2O_3]$ .



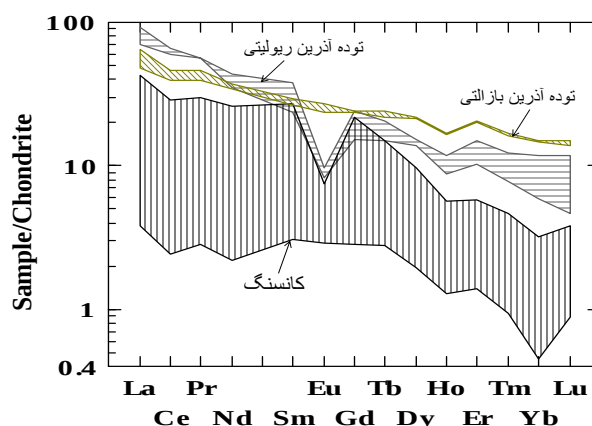
شکل ۶. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگ مگنتیت دهبید و مقایسه آن با ذخایر آهن گرمایی جهانی [۲۳].



شکل ۷. موقعیت ترکیب شیمیایی سنگهای آذرین پراکنده در منطقه دهبید در نمودارهای ژئوشیمیایی و جایگاه تکتونیکی [۲۷-۲۸].

آنها در کندریت‌ها [۱۷] و شباهت این نمودارها با نمودارهای حاصل از داده‌های نمونه‌های کانسنگ، نشانگر اهمیت نقش توده‌های آذرین در فرآیند کانه‌زایی از طریق ایجاد سیال گرمایی کانه‌زاست (شکل ۸).

به دلیل شباهت نمودار عناصر نادر خاکی این دو توده می‌توان توده ریولیتی را تفریق شده از توده بازالتی دانست (شکل ۸). همچنین نمودارهای سری هارکر نشانگر همزاد بودن بازالت‌ها با ریولیت‌هاست. مقایسه نمودارهای بهنجار شده عنکبوتی شکل عناصر ناچیز و عناصر نادر خاکی در توده‌های ماگمایی به میزان



شکل ۸. مقایسه نمودارهای بهنجار شده عنکبوتی شکل عناصر نادر خاکی مربوط به توده‌های آذرین با نمودارهای حاصل از داده‌های نمونه‌های کانسنگ.

عبور سیال کانه‌زا عمل کرده‌اند نهشته شده‌اند. کانی‌شناسی ساده ذخیره آهن دهیید نشانگر شرایط فیزیکی‌شیمیایی نسبتاً پایدار محیط تشکیل کانسار است. حضور ساخت و بافت شکافه پرکن در مقیاسهای ماکروسکوپی و میکروسکوپی در سرتاسر کانسار دهیید نشانگر اهمیت تغییرات فیزیکی (کاهش دما و فشار) سیال گرمایی در کانه‌زایی است. شباهت ژئوشیمیایی بین توده‌های آذرین و کانسنگ آهن موجب شده است که توده‌های آذرین به عنوان منشأ آهن، بخشی از سیال کانه‌زا و همچنین موتور حرارتی سیستم گرمایی در نظر گرفته شوند.

#### قدردانی

نویسندگان لازم می‌دانند از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه شیراز برای تأمین هزینه پژوهش و از مدیریت محترم شرکت معدنی مادکانسار و به خصوص آقای مهندس رازفر مدیر عامل شرکت که امکان انجام مطالعات صحرایی را فراهم آوردند تشکر و قدردانی نمایند.

بافتهای غالب در توده‌های معدنی از نوع شکافه پرکن بوده و نشانگر کانه‌زایی در اثر تغییرات فیزیکی در سیال کانه‌دار است. کاهش ناگهانی دما و احتمالاً فشار در اثر رسیدن سیال گرمایی به مناطق کم عمق و برشی شده و اختلاط آن با آبهای جوی اکسیدان که با کاهش خاصیت اسیدیته سیال و قابلیت انحلال کمپلکس‌های آهن همراه می‌باشند، از عوامل اصلی در نهشته شدن ترکیبات آهن محسوب می‌شوند [۲۱].

#### برداشت

داده‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بر روی کانسارهای آهن مگنتیت رگه‌ای-عدسی شکل دهیید در شمال شرق استان فارس در درون سنگهای برشی و خرد شده رسوبی-دگرگونی پرمین تا تریاس نشان می‌دهند که نهشته‌های اکسیدی آهن در اثر عملکرد یک سیال گرمایی که در امتداد گسلها و زون‌های برشی در حرکت بوده است ایجاد شده‌اند.

ترکیبات معدنی همراه با ایجاد هاله‌های ضعیف دگرسانی پتاسیمی در امتداد گسلهایی که به عنوان گذرگاه‌هایی برای

## منابع

- the Bathurst Mining Camp*", *Geochemistry of Sediment and Sedimentary Rocks* (2002) 139-170.
- [15] Edfelt A., Armstrong R. N., Olof Martinsson M. S., "Alteration paragenesis and mineral chemistry of the Tjarrojakka apatite-iron and Cu (-Au) occurrences, Kituna area, northern Sweden", *Mineralium Deposita* 40 (2005) 409-434.
- [16] Rollinson H. R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman Publisher (1993).
- [17] Wakita H., Ray P., Scmitt R. A., "Abundance of 14 rare earth elements and 12 other trace elements in Opollo 12 samples: igneous & breccia rock" *Proc 2<sup>nd</sup> Lunar Sciences Conf* (1971) 139-1329.
- [18] Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J., "Skarn deposits" *Economic Geology*, 75 Th Anniversary Issue (1981) 317-391.
- [19] Nystrom J.O., Henriquez F., "Magmatic features of iron ore of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry" *Economic Geology* 89 (1994) 820 - 839.
- [20] Barker D. S., "Crystalization and JoAlteration of Quartz Monzonite Iron Springs Mining District, Uta: Relation to Association Iron Deposits" *Economic Geology* 90 (1995) 2197-2217.
- [21] Monteiro L. V. S., Xavier R. P., Hitzman M. W., Juliani C., Filho C. R. S., Carvalho E. R., "Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajas Mineral Province, Brazil", *Ore Geology Reviews* 34 (2008) 317-336.
- [22] Marschik R., Fontbote L., "The Candelaria-Punta Del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile", *Economic Geology* 96 (2001) 1799 - 1826.
- [23] Tallarico F. H. B., Figueiredo B. R., Groves D. I., Kositcin N., McNaughton N. J., Fletcher I.R., Rego J. L., "Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajas copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization", *Economic Geology* 100 (2005) 7-28.
- [24] White W. M., "Geochemistry", *Errata press* (2005) 701p.
- [25] Bajwah Z. U., Secombe P. K., Offler R., "Trace element distribution, Co: Ni ratios and
- [1] Stanton R. L., "Ore Petrology", McGraw-Hill international series in the earth and planetary sciences, New York xv (1972) 713 p.
- [2] Guilbert J. M., Park C. F., "The Geology of Ore Deposits", W.H. Freeman & Co (1997) 984 p.
- [3] Barton M. D., Johnson D. A., "Alternative brine sources for Fe oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals, in porter, T.M., ed., hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits, A global perspective" Adelaide, Australian Mineral Foundation 2 (2000) 43-60.
- [4] Alavi M., "Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran", *American Journal of science* 307 (2007) 1064-1095.
- [5] Sarkarinejad K. H., Azizi A., "Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran", *Journal of Structural Geology* 30 (2008) 116-136.
- [6] Sarkarinejad K. H., Heyhat M., Faghih A., Kusky T., "Heterogeneous ductile deformation and quartz c-axis fabric development within the HP-LT Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran", *Tectonophysics* 485 (2010) 283-289.
- [7] Taraz H., "Geology of the Surmaq-Dehbid area Abadeh regieon, central Iran" *Geol. Sur. Iran* (1974) Report No 37.
- [8] Ramdohr P., "The ore minerals and their intergrowth", (1980) Elsevier.
- [9] Craig J. R., Vaughan D. I., "Ore microscopy and ore petrography", John Wiley and Sons, Inc (1981) 406p.
- [۱۰] ترابیان س.، "کنای زایی و ژنز آنومالی معدن سه گل گهر سیرجان با تکیه بر توزیع عناصر جزئی"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم، ۱۳۸۶.
- [11] Marschik R., Spikings R., Kuscu I., "Geochronology and stable isotope signature of alteration related to hydrothermal magnetite ores in Central Anatolia, Turkey", *Miner Deposita* 43 (2008) 111-124.
- [12] Ness W.D., "Introuduction to mineralogy", Oxford university press Inc (2000).
- [13] Hoffman D., "Geochemistry and Genesis of manganiferous silicate rich iron formation bands in the Broken Hill deposits, Aggeney, South Africa", *Exploration and Mining Geology* 3 (1994) 407-417.
- [14] Peter J.M., "Ancient iron formation: their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits, with examples from

*volcanic rocks*", Canadian Journal of earth Sciences 8 (1971) 523-548.

[28] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tiindle A. G., "*Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*", Journal of petrology 25 (1984) 956-983.

*Genesis of the Big Cadiarion-copper deposit, New South Wales, Australia*", Mineralium Deposita 22 (1987) 292-300.

[26] Russel M. J., Solomon M., Walse J. L., "*The genesis of sediment-hosted exhalative Zinc+Lead deposit*", Mineralium Deposita 16 (1981) 113-127.

[27] Irvine T. N., Baragar W. R. A., "*A guide to the chemical classification of the common*



## رفتار عناصر اصلی، فرعی و جزئی (شامل عناصر نادر خاکی) در طی فرایندهای کائولینیتی شدن در کانسار زنوز، شمال شرق مرند، استان آذربایجان شرقی

وحیده علیپور\* و علی عابدینی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، کدپستی ۵۷۱۵۳، ارومیه، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۹/۸، پذیرش: ۱۳۹۰/۱/۲۹

### چکیده

کانسار کائولن زنوز، در ۱۵ کیلومتری شمال شرق مرند، استان آذربایجان شرقی واقع می‌باشد. بر اساس سیمای فیزیکی در بررسی‌های صحرایی، نظیر رنگ، ۵ نوع مشخص از کائولن، شامل (۱) سفید، (۲) لیمویی، (۳) خاکستری، (۴) قهوه‌ای و (۵) زرد در این کانسار تشخیص داده شد. شواهد صحرایی و مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که این کانسار از نظر ژنتیکی در ارتباط با سنگهای تراکی آندزیتی است. با توجه به یافته‌های کانی‌شناسی، این کانسار شامل کانیهای کوارتز، کائولینیت، مونت موریلونیت، کلسیت، پیروفلیت، کلریت، موسکویت-ایلیت، دولومیت، همتایت و آنتاز است. یافته‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که عملکرد فرایندهای دگرسانی روی سنگهای تراکی آندزیتی در طی توسعه کانسار کائولن زنوز با شست‌وشوی عناصری نظیر  $Zr, Cu, Hf, V, Ba, Rb, K, Na, Al, Sr, Cs, P, Mn, Ti, Mg, Ca, Fe, Si$  و  $Lu, Yb, Tm$  غنی شدگی عناصری نظیر  $U, Nb, Ta$  و شست‌وشو تثبیت عناصری چون  $Er, Ho, Dy, Tb, LREE, Ga, Y, Ni, Cr, Co, Th$  همراه بوده است. تلفیق نتایج به دست آمده از مطالعات کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی حکایت از آن دارند که شرایط فیزیکوشیمیایی محیط دگرسانی، پایداری نسبی کانیهای اولیه، جذب سطحی، جذب ترجیحی توسط اکسیدهای فلزی، وجود مواد ارگانیکی، فرایندهای روبش و تمرکز، تثبیت در فازهای کانیایی نفومورف نقش مهمی در توزیع عناصر در این کانسار ایفا نموده‌اند. مطالعات زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که توسعه این کانسار در ارتباط با دو تیپ فرآیند، (۱) هیپوژن و (۲) سوپرژن می‌باشد. الگوی توزیع REEها نشان می‌دهد که درجه تفريق LREEها از HREEها در کائولن‌های سوپرژن بیشتر از کائولن‌های هیپوژن است. مطالعات زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که اکسیدهای منگنز، زیرکن، آنتاز، همتایت، سریانیت و فسفات‌های ثانویه (مونازیت، رابدوفان، چورچیت و زینوتایم) میزبان عناصر نادر خاکی در این کانسار می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: کائولینیتی شدن، رفتار عناصر، تراکی آندزیت، زنوز، مرند.

### مقدمه

شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تبریز - پلدشت و ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا به بررسی زمین‌شناسی ناحیه‌ای محدوده کانسار پرداخته‌اند. فرید آزاد [۴] در رساله کارشناسی‌ارشد خود، سری ماگمایی توده‌های آذرین محدوده کانسار را کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط تعیین نموده است. کرمی قوچم [۵] در قالب رساله کارشناسی‌ارشد، به بررسی‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی این کانسار پرداخته است. ابراهیمی [۶] ترکیب شیمیایی این کانسار را برای استفاده در صنایع کاغذسازی، رنگ‌سازی، لاستیک‌سازی و پلاستیک‌سازی مناسب تشخیص داده است. امین سبحانی و صفری [۷] به بررسی ویژگیهای زمین‌شناسی این کانسار، به ویژه سنگهای آذرین منطقه پرداخته‌اند.

کانسار کائولن زنوز با مختصات جغرافیایی  $45^{\circ} 48' 17''$  الی  $45^{\circ} 51' 25''$  طول شرقی و  $38^{\circ} 34' 36''$  الی  $38^{\circ} 32' 17''$  عرض شمالی، در فاصله ۱۵ کیلومتری شمال شرق مرند، استان آذربایجان شرقی واقع است. این کانسار بزرگترین ذخیره رسی کشور از نظر میزان ذخیره بوده و همین امر سبب گردیده است که مسائل زمین‌شناسی آن از دیرباز مورد توجه پژوهشگران مختلف قرار بگیرد. حسنی‌پاک [۱] به صورت مقدماتی به بررسی کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی عناصر اصلی این کانسار پرداخته است. افتخارنژاد و همکاران [۲] و افتخارنژاد [۳] به ترتیب در طی تهیه نقشه‌های زمین

(ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی، و عناصر جزئی و نادر خاکی توسط آزمایشگاه شرکت ALS-Chemex کشور کانادا گردید (جدول ۱ و ۲).

#### زمین‌شناسی

کانسار کائولن زنون، از نظر قرارگیری در زون‌های زمین‌ساختی ایران بخشی از زون زمین‌ساختی البرز غربی- آذربایجان است [۴]. این کانسار مشتمل بر چهار توده بوده که استخراج از یکی از توده‌ها به شکل روباز و پله‌ای انجام می‌شود. مهمترین واحدهای سنگی محدوده کانسار کائولن زنون به ترتیب از قدیم به جدید شامل سازندهای دولومیتی سلطانیه (پرکامبرین- کامبرین)، دولومیتی و شیلی باروت (کامبرین)، ماسه‌سنگی و مارنی ژئوپس‌دار (ائوسن)، پیروکلاستیک‌های (برش آتشفشانی، آگلومرا و توف) ائوسن، سنگهای تراکی‌آندزیتی ائوسن، داسیت‌ها و ریوداسیت‌های الیگوسن، و تراورتن‌ها، تراس‌ها و آبرفتهای رودخانه‌ای عهد حاضر می‌باشند (شکل ۱). برونزد این کانسار عمدتاً در داخل ماسه‌سنگ‌ها و مارن‌های ژئوپسی ائوسن دیده می‌شود. به نظر می‌رسد گسلها نقش مهمی در تشکیل این کانسار داشته و با ایجاد معبری برای ورود محلولهای هیدروترمالی داغ و نسبتاً اسیدی نقش مهمی در تشدید فرآیندهای دگرسانی ایفا نموده‌اند. سنگهای آذرین تراکی‌آندزیتی که در کنتاکت با این کانسار می‌باشند به رنگ خاکستری روشن بوده و حاوی بافت پورفیری در یک زمینه آفانیستیک و درشت بلورهای سفید فلدسپار، آمفیبول‌های تیره رنگ، میکا و کلریت در نمونه‌های دستی می‌باشند.

با توجه به خصوصیات ظاهری نظیر رنگ، این کانسار شامل ۵ واحد، (۱) زرد، (۲) سفید، (۳) خاکستری، (۴) لیمویی و (۵) قهوه‌ای می‌باشد. شکل توده‌ای، سختی پایین، بلورهای شکل دار و نسبتاً سالمی در واحد سفید، همراهی شیل‌های ارغوانی میکادار سازند باروت با واحد زرد، حضور رگه‌ها و رگ‌چه‌های منگنز همراه با سطح لیمونیتی و هماتیتی در واحد خاکستری، خردشدگی شدید همراه با بلورهای میکا در واحد لیمویی و حضور اکسیدهای آهن در سطح واحد قهوه‌ای از برجسته‌ترین سیماهای فیزیکی واحدهای این کانسار محسوب می‌شوند. واحد سفید از نظر موقعیت قرارگیری در زیر واحد زرد (شکل ۲ الف) قرار دارد.

اعتمادی و همکاران [۸] با استفاده از میکروسکپ الکترونی، کانیه‌های کائولینیت، هالوویت و مونت موریلونیت را در این کانسار شناسایی کردند. سیاه‌چشم و عابدینی [۹] و سیاه چشم و همکاران [۱۰] در طی بررسیهایشان به این نتیجه رسیده‌اند که حضور سیلیس به شکل آزاد و آمورف باعث کاهش ارزش اقتصادی و محدودیت در موارد کاربردی این کانسار شده است. عامل و همکاران [۱۱] سری ماگمایی سنگهای آذرین محدوده کانسار را کالک‌آلکالن و شوشونیت معرفی نموده‌اند. تا سال ۱۳۸۹ مطالعاتی در خصوص رفتار عناصر به ویژه عناصر جزئی و نادر خاکی در طی فرآیندهای کائولینیتی شدن در این منطقه انجام نشده بود. در این سال مطالعات جامعی توسط علیپور [۱۲] بر روی زمین‌شیمی عناصر جزئی و نادر خاکی این کانسار صوت گرفت و بخشی از نتایج حاصله به صورت مقدماتی توسط علیپور و همکاران [۱۳-۱۴] ارائه گردید. در این مقاله به بررسی رفتار عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در طی فرآیندهای کائولینیتی شدن در کانسار زنون پرداخته شده است.

#### روش مطالعه

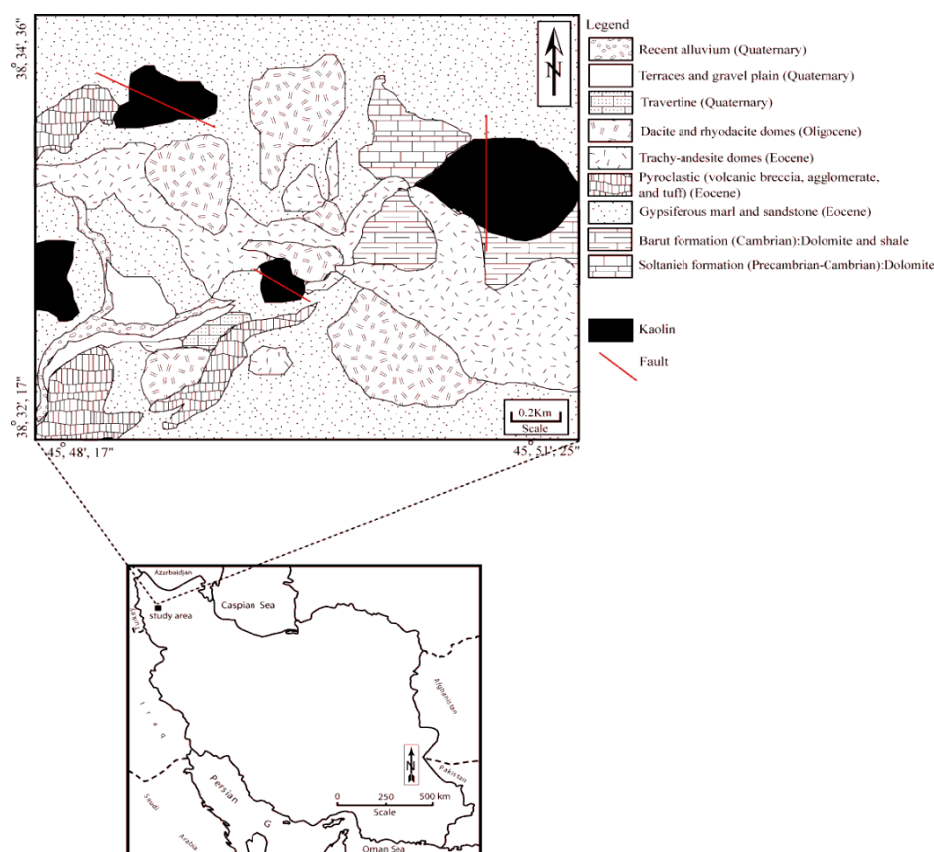
این کار در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گردیده است. در بخش صحرایی پیمایش‌هایی به منظور بررسی سازندهای زمین‌شناسی موجود، آشنایی با انواع تیپ‌های کائولن و انتخاب محل‌های مناسب جهت نمونه‌گیری انجام گردید. در این بخش تعداد ۵۰ نمونه از گستره‌های در حال معدن‌کاری برداشت شد. بخش آزمایشگاهی با تهیه و مطالعه پتروگرافی تعدادی مقطع نازک و صیقلی و پراش پرتو ایکس (XRD) ۵ نمونه کائولن با استفاده از دیفراکتومتر D-5000 مدل SIMENS (با تشعشع  $\text{Cu } \alpha$  مونوکروماتورهای گرافیت ثابت شده fixed graphite) monochromators، ولتاژ ۴۰ کیلو ولت، جریان ۴۰ میلی آمپر، سرعت اسکن ۲ درجه در هر دقیقه و بازه اسکن ۲ تا ۷۰ درجه) در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و شرکت کانساران بینالود شروع گردید. متعاقب آن جهت مطالعات ژئوشیمیایی مبادرت به انجام آنالیز ۲۰ نمونه (۱۸ نمونه کائولن و ۲ نمونه سنگ مادر) به روش‌های طیف‌سنجی انتشار اتمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-AES) و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی

جدول ۱. نتایج آنالیزهای ICP-AES و ICP-MS عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در تراکی آندزیت، و کائولن‌های زرد و خاکستری.

|                                | Trachy-andesite |       | Yellow kaolin |       | Gray kaolin |       |       |       |       |       |
|--------------------------------|-----------------|-------|---------------|-------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                | P-1             | P-2   | A-10          | A-11  | A-4         | A-5   | A-6   | A-9   | A-16  | A-18  |
| SiO <sub>2</sub>               | ۵۶/۱            | ۵۵/۸  | ۴۲/۴          | ۲۳    | ۳۳          | ۳۹    | ۲۵/۹  | ۲۲/۳  | ۴۲/۶  | ۴۸/۱  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱۷/۳            | ۱۷/۲  | ۱۱/۶۵         | ۸/۷۵  | ۱۱/۸        | ۸/۵۹  | ۷/۱۱  | ۷/۸۴  | ۱۷/۶۵ | ۱۳/۳۵ |
| TFeO                           | ۵/۰۳            | ۶/۵۲  | ۷/۵۳          | ۱۰    | ۵/۴۳        | ۶/۹۸  | ۶/۳۵  | ۱۱/۷۵ | ۶/۴۲  | ۶/۳۷  |
| CaO                            | ۶/۰۱            | ۴/۹۲  | ۱۴            | ۲۶/۷  | ۲۱          | ۱۹/۱۵ | ۲۴    | ۲۲/۹  | ۸/۹۷  | ۹/۵۲  |
| MgO                            | ۳/۴۱            | ۴/۳۶  | ۳             | ۲/۲۴  | ۲/۲۴        | ۲/۹   | ۶/۰۷  | ۵/۵۱  | ۳/۸۸  | ۶/۵۵  |
| Na <sub>2</sub> O              | ۵/۷۸            | ۴/۹۱  | ۰/۰۵          | ۰/۰۵  | ۰/۰۷        | ۰/۰۵  | ۰/۰۷  | ۰/۰۷  | ۰/۲   | ۰/۱۲  |
| K <sub>2</sub> O               | ۰/۷۷            | ۰/۸۱  | ۰/۴۹          | ۰/۱۱  | ۰/۱۲        | ۰/۰۲  | ۰/۱۳  | ۰/۰۵  | ۱/۲۴  | ۱/۲۷  |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰/۵۹            | ۰/۵۷  | ۰/۵۶          | ۰/۴۸  | ۰/۵۹        | ۰/۴۵  | ۰/۳۸  | ۰/۴   | ۰/۸۲  | ۰/۶۴  |
| MnO                            | ۰/۰۶            | ۰/۰۶  | ۰/۱۲          | ۰/۳   | ۰/۳۶        | ۰/۲۸  | ۰/۲   | ۰/۳۴  | ۰/۱۴  | ۰/۰۸  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰/۱۸            | ۰/۱۸  | ۰/۲           | ۰/۱۲  | ۰/۰۷        | ۰/۱۶  | ۰/۱   | ۰/۱۲  | ۰/۲۴  | ۰/۱۴  |
| LOI                            | ۴/۳۹            | ۳/۷۴  | ۱۸/۲۵         | ۲۷/۹  | ۲۴/۸        | ۲۱/۸  | ۲۸/۸  | ۲۶/۶  | ۱۷/۳  | ۱۳/۲۵ |
| Sum                            | ۹۹/۶۲           | ۹۹/۰۸ | ۹۸/۲۵         | ۹۹/۶۵ | ۹۹/۹۸       | ۹۹/۳۸ | ۹۹/۱۱ | ۹۸/۸۸ | ۹۹/۴۶ | ۹۹/۳۹ |
| Cr                             | ۱۴۰             | ۱۳۰   | ۲۶۰           | ۳۱۰   | ۲۷۰         | ۲۳۰   | ۱۹۰   | ۱۸۰   | ۳۴۰   | ۲۸۰   |
| Ni                             | ۳۱              | ۲۹    | ۱۸۰           | ۲۳۱   | ۱۴۱         | ۱۴۰   | ۱۷۱   | ۲۲۰   | ۱۲۰   | ۳۵۷   |
| Rb                             | ۲۰/۱            | ۲۶/۸  | ۱۹/۸          | ۳/۹   | ۵/۶         | ۱/۲   | ۵     | ۲/۵   | ۵۷/۲  | ۴۶/۹  |
| Cs                             | ۱/۸۷            | ۲/۲۳  | ۴/۴۲          | ۱/۳۷  | ۱/۴۲        | ۱/۲۱  | ۱/۶   | ۱/۷۰  | ۱۲/۱۵ | ۵/۵۶  |
| Ba                             | ۲۱۶             | ۲۴۳   | ۳۴۶           | ۸۹/۴  | ۹۶/۸        | ۴۶/۶  | ۱۳۴   | ۱۰۲   | ۳۱۶   | ۲۹۳   |
| Sr                             | ۳۹۲             | ۳۵۳   | ۱۲۴۰          | ۷۷۰   | ۷۵۶         | ۱۰۶۰  | ۸۲۷   | ۱۱۸۰  | ۳۰۱۰  | ۹۸۰   |
| Ga                             | ۱۷/۳            | ۱۷/۸  | ۱۳/۶          | ۱۱/۹  | ۱۶/۱        | ۱۱/۲  | ۹     | ۱۰/۲  | ۲۰/۹  | ۱۶    |
| Th                             | ۴/۷۲            | ۴/۶۳  | ۶/۲۸          | ۴/۲۹  | ۵/۲۲        | ۴/۸۵  | ۳/۸۳  | ۴/۳۵  | ۹/۲۴  | ۷/۱۱  |
| V                              | ۱۳۵             | ۱۳۰   | ۱۲۶           | ۱۱۳   | ۱۰۰         | ۱۱۳   | ۸۲    | ۱۶۸   | ۱۵۳   | ۱۳۷   |
| Co                             | ۱۱/۶            | ۱۸/۳  | ۱۶/۹          | ۴۱/۳  | ۲۱/۳        | ۲۵/۲  | ۲۰/۹  | ۳۹/۹  | ۱۷/۹  | ۳۱/۹  |
| U                              | ۱/۱۳            | ۱/۷   | ۷/۳۹          | ۸/۴۷  | ۳/۸         | ۲/۶   | ۱۲/۴  | ۴/۷   | ۳/۰۲  | ۲/۸۵  |
| Cu                             | ۶               | ۱۲۳   | <۵            | <۵    | <۵          | <۵    | <۵    | <۵    | <۵    | ۴۵۶   |
| Y                              | ۱۵/۱            | ۱۵/۷  | ۱۳/۸          | ۱۷/۶  | ۱۹/۸        | ۱۲/۹  | ۱۱/۵  | ۱۸/۵  | ۱۹    | ۱۴/۷  |
| Zr                             | ۱۱۳             | ۱۱۵   | ۹۶            | ۷۶    | ۹۶          | ۷۱    | ۶۱    | ۶۵    | ۱۳۷   | ۱۰۹   |
| Zn                             | ۴۷              | ۷۰    | ۲۶            | ۲۰    | ۲۱          | ۲۵    | ۲۸    | ۳۴    | ۴۵    | ۵۶    |
| Ta                             | ۰/۴             | ۰/۴   | ۰/۶           | ۰/۵   | ۰/۶         | ۰/۴   | ۰/۴   | ۰/۴   | ۰/۸   | ۰/۶   |
| Nb                             | ۶               | ۶/۱   | ۱۱/۵          | ۱۰/۶  | ۱۷/۷        | ۹/۵   | ۸/۷   | ۱۰/۹  | ۱۳/۸  | ۱۰    |
| Mo                             | <۲              | <۲    | ۲             | ۳     | ۳           | ۲     | <۲    | <۲    | ۲۱    | <۲    |
| Pb                             | ۵               | ۵     | ۸۶            | ۷۸    | ۶۱          | ۷۷    | ۶۸    | ۸۶    | ۱۸۹   | ۷     |
| Hf                             | ۳               | ۳/۱   | ۲/۶           | ۲/۱   | ۲/۶         | ۱/۹   | ۱/۶   | ۱/۸   | ۲/۶   | ۳     |
| La                             | ۱۱/۵            | ۱۹/۵  | ۱۳/۲          | ۲۲/۲  | ۱۳/۲        | ۱۴/۲  | ۱۰/۲  | ۱۶    | ۲۳/۱  | ۱۷/۲  |
| Ce                             | ۲۳/۵            | ۳۴/۳  | ۲۵/۸          | ۴۱/۴  | ۲۵/۸        | ۲۶/۳  | ۱۹/۹  | ۲۹/۴  | ۴۶/۱  | ۳۳/۱  |
| Pr                             | ۲/۹۴            | ۳/۹۴  | ۳/۲۷          | ۴/۷۱  | ۳/۰۴        | ۳/۱۷  | ۲/۳۹  | ۳/۴۳  | ۵/۵۷  | ۳/۹۰  |
| Nd                             | ۱۲/۴            | ۱۴/۷  | ۱۳/۳          | ۱۷/۷  | ۱۲/۴        | ۱۲/۵  | ۹     | ۱۴/۵  | ۲۲/۸  | ۱۴/۹  |
| Sm                             | ۲/۹۱            | ۳/۲۰  | ۳/۳۷          | ۳/۷۸  | ۳/۷۰        | ۳/۰۳  | ۲/۱۷  | ۳/۷۲  | ۵/۳۳  | ۳/۱۴  |
| Eu                             | ۰/۹۳            | ۰/۸۶  | ۰/۹۸          | ۱/۱۰  | ۱/۲۷        | ۰/۸۵  | ۰/۵۶  | ۱/۱۹  | ۱/۳۶  | ۰/۶۹  |
| Gd                             | ۲/۸۳            | ۳/۰۵  | ۳/۳۲          | ۳/۹۵  | ۴/۱۰        | ۳/۰۵  | ۲/۲۷  | ۴/۲۶  | ۶/۳۷  | ۲/۸۳  |
| Tb                             | ۰/۴۶            | ۰/۴۶  | ۰/۵۲          | ۰/۶۴  | ۰/۷۱        | ۰/۴۷  | ۰/۳۹  | ۰/۶۸  | ۱/۰۱  | ۰/۴۶  |
| Dy                             | ۲/۷۲            | ۲/۸۳  | ۲/۷۶          | ۳/۵۷  | ۳/۷۴        | ۲/۶۲  | ۲/۱۷  | ۳/۸۴  | ۵/۱۱  | ۲/۵۴  |
| Ho                             | ۰/۵۸            | ۰/۵۹  | ۰/۵۵          | ۰/۶۶  | ۰/۷۱        | ۰/۵۱  | ۰/۴۲  | ۰/۷۳  | ۰/۷۷  | ۰/۵۳  |
| Er                             | ۱/۷۰            | ۱/۶۸  | ۱/۵۰          | ۱/۸۲  | ۲/۰۳        | ۱/۴۱  | ۱/۲۳  | ۱/۹۲  | ۲/۰۷  | ۱/۶۶  |
| Tm                             | ۰/۲۷            | ۰/۲۷  | ۰/۲۴          | ۰/۲۷  | ۰/۳۰        | ۰/۲۲  | ۰/۱۸  | ۰/۲۸  | ۰/۳۰  | ۰/۲۶  |
| Yb                             | ۱/۷۵            | ۱/۶۷  | ۱/۵۲          | ۱/۶۰  | ۱/۸۸        | ۱/۳۵  | ۱/۱۲  | ۱/۷۵  | ۲/۰۴  | ۱/۵۷  |
| Lu                             | ۰/۲۶            | ۰/۲۷  | ۰/۲۳          | ۰/۲۴  | ۰/۲۸        | ۰/۲۱  | ۰/۱۵  | ۰/۲۵  | ۰/۳۲  | ۰/۲۶  |

جدول ۲. نتایج آنالیزهای ICP-AES و ICP-MS عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در کائولن‌های سفید، قهوه‌ای و لیمویی.

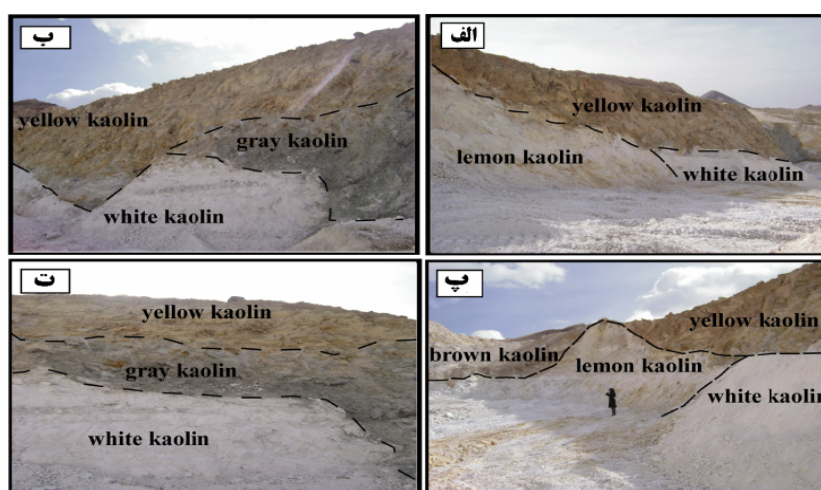
|                                | White kaolin | Brown kaolin |       |       | Lemon kaolin |       |       |       |      |       |
|--------------------------------|--------------|--------------|-------|-------|--------------|-------|-------|-------|------|-------|
|                                | A-1          | A-2          | A-3   | A-15  | A-7          | A-8   | A-12  | A-13  | A-14 | A-17  |
| SiO <sub>2</sub>               | ۷۷/۳         | ۴۲/۲         | ۵۵/۵  | ۵۶/۴  | ۷۶/۱         | ۷۸    | ۷۸/۴  | ۷۷/۳  | ۷۵/۴ | ۷۷    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱۵/۵         | ۱۱/۲         | ۱۲/۷۵ | ۱۷/۱۵ | ۱۵/۴         | ۱۴/۷  | ۱۲/۹۵ | ۱۵/۰۵ | ۱۵   | ۱۵/۶۵ |
| TFeO                           | -/۴۳         | ۵/۳۹         | ۹/۸۳  | ۹/۱۱  | -/۴۹         | -/۱۸  | -/۴۱  | -/۴   | -/۵۱ | -/۳۵  |
| CaO                            | -/۶۱         | ۱۶/۳۵        | ۷/۱   | ۳/۶۴  | ۱            | -/۳   | -/۲۶  | -/۳۳  | ۱/۰۹ | -/۲۳  |
| MgO                            | -/۲۷         | ۲/۹۳         | ۱/۳۸  | -/۴۹  | -/۲۷         | -/۲۶  | -/۳   | -/۲۹  | -/۳۸ | -/۲۱  |
| Na <sub>2</sub> O              | -/۱          | -/۱          | -/۰۴  | -/۰۴  | -/۰۵         | -/۰۸  | -/۰۸  | -/۰۶  | -/۰۴ | -/۱۳  |
| K <sub>2</sub> O               | -/۰۳         | -/۸۷         | -/۱۱  | -/۱۶  | -/۰۴         | -/۰۹  | -/۱۷  | -/۲۶  | -/۱۵ | -/۱۴  |
| TiO <sub>2</sub>               | -/۰۴         | -/۵۶         | -/۶۴  | -/۷   | -/۰۴         | -/۰۳  | -/۰۳  | -/۰۳  | -/۰۴ | -/۰۴  |
| MnO                            | -/۰۱         | -/۱۳         | -/۰۹  | -/۱۲  | -/۰۲         | -/۰۱  | -/۰۱  | -/۰۱  | -/۰۲ | -/۰۱  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | -/۰۹         | -/۰۷         | -/۲۵  | -/۲۷  | -/۰۷         | -/۰۲  | -/۰۶  | -/۱۴  | -/۰۴ | -/۰۶  |
| LOI                            | ۴/۹۵         | ۱۹/۸۵        | ۱۲/۴  | ۱۰/۷۵ | ۶/۶۴         | ۵/۳۹  | ۴/۴   | ۴/۵۲  | ۶/۹  | ۴/۷۸  |
| Sum                            | ۹۹/۳         | ۹۹/۶         | ۱۰۰/۰ | ۹۸/۸۳ | ۱۰۰/۱        | ۹۹/   | ۹۸/   | ۹۸/۳  | ۹۹/۵ | ۹۸/۶  |
| Cr                             | ۲۰           | ۶۰           | ۱۰۰   | ۷۰    | ۲۰           | ۳۰    | ۴۰    | ۳۰    | ۳۰   | ۳۰    |
| Ni                             | ۵            | ۳۴           | ۴۹    | ۳۸    | ۹            | <۵    | ۵     | ۹     | ۹    | <۵    |
| Rb                             | ۱/۲          | ۲۸           | ۳/۷   | ۶/۴   | ۱/۵          | ۴/۳   | ۸/۲   | ۱۲/۵  | ۷/۱  | ۵/۸   |
| Cs                             | -/۶۲         | ۴/۵          | -/۹۷  | ۱/۳۸  | -/۶۷         | ۲/۷۷  | ۱/۵۵  | ۱/۲۶  | ۱/۴۱ | ۱/۲۰  |
| Ba                             | ۱۰۷          | ۲۴۳          | ۳۱۴   | ۲۴۵   | ۵۲/۳         | ۲۸۵   | ۳۲۸   | ۱۲۰/۵ | ۲۲۴  | ۳۱۱   |
| Sr                             | ۲۳۴          | ۱۲۱۰         | ۸۷۶   | ۱۲۴۰  | ۱۷۲          | ۱۱۸/۵ | ۷۸/۸  | ۹۸/۷  | ۲۲۹  | ۱۲۷   |
| Ga                             | ۱۸/۵         | ۱۱/۴         | ۱۵/۷  | ۱۸/۴  | ۱۸/۸         | ۱۸/۴  | ۱۷    | ۱۹/۱  | ۱۹   | ۱۹/۸  |
| Th                             | ۳/۱۴         | ۳/۹۰         | ۷/۷۵  | ۱۳/۲۰ | ۳/۱۵         | ۲/۵۹  | ۲/۷۶  | ۳/۳۱  | ۲/۵۷ | ۲/۹۴  |
| V                              | <۵           | ۱۲۴          | ۱۲۶   | ۱۴۴   | ۶            | <۵    | <۵    | <۵    | ۶    | <۵    |
| Co                             | ۱/۲          | ۱۶/۲         | ۱۰/۳  | ۲۰/۲  | ۱            | -/۵   | -/۵   | -/۶   | ۱    | <۰/۵  |
| U                              | ۳/۱۵         | ۲/۰۲         | ۳/۵۶  | ۵/۱۵  | ۳/۲۲         | ۱/۴۹  | ۲/۳۶  | ۲/۹۴  | ۳/۰۶ | ۳/۱۹  |
| Cu                             | <۵           | <۵           | <۵    | ۹     | <۵           | <۵    | <۵    | <۵    | <۵   | <۵    |
| Y                              | ۳/۴          | ۱۴/۳         | ۱۵/۱  | ۱۶/۱  | ۳/۷          | ۲/۸   | ۲/۸   | ۳/۹   | ۳/۵  | ۳/۲   |
| Zr                             | ۴۶           | ۱۰۲          | ۱۳۶   | ۱۵۰   | ۴۸           | ۴۶    | ۴۱    | ۴۰    | ۴۵   | ۴۵    |
| Zn                             | ۹۶           | ۲۴           | ۲۷    | ۶۶    | ۲۵           | ۲۴    | ۴۱    | ۴۷    | ۵۴   | ۴۹    |
| Ta                             | ۱/۲          | -/۴          | -/۶   | -/۷   | ۱/۱          | ۱/۱   | ۱     | ۱/۱   | ۱/۲  | ۱/۱   |
| Nb                             | ۱۲/۷         | ۶/۷          | ۹/۷   | ۱۱/۲  | ۱۳/۲         | ۱۰/۵  | ۱۱/۸  | ۱۱/۳  | ۱۲/۷ | ۱۲/۹  |
| Mo                             | ۲            | <۲           | ۲     | <۲    | ۵            | <۲    | ۶     | <۲    | <۲   | ۲     |
| Pb                             | ۴۳           | ۲۳           | ۲۹    | ۶۲    | ۱۲           | ۷     | ۷     | ۱۲    | ۱۳   | ۸     |
| Hf                             | ۲/۱          | ۲/۸          | ۳/۸   | ۴/۱   | ۲/۱          | ۲     | ۱/۹   | ۱/۹   | ۲/۱  | ۲     |
| La                             | ۱۰           | ۱۶/۵         | ۲۹/۴  | ۳۲/۳  | ۷/۹          | ۶/۶   | 7     | ۱۱/۳  | ۶/۷  | ۸/۵   |
| Ce                             | ۱۸/۹         | ۳۰/۵         | ۵۲/۳  | ۵۳/۳  | ۱۵/۳         | ۱۱    | ۱۳/۴  | ۲۱/۵  | ۱۱/۹ | ۱۵/۸  |
| Pr                             | ۲/۳۶         | ۳/۳۸         | ۶/۲۵  | ۶/۲۴  | ۱/۸۴         | ۱/۲۲  | ۱/۶۴  | ۲/۷۲  | ۱/۳۵ | ۱/۹۱  |
| Nd                             | ۹/۱          | ۱۲/۶۰        | ۲۲/۶۰ | ۲۲/۹۰ | ۷            | ۴/۳۰  | ۶/۳۰  | ۱۱/۵۰ | ۵/۴۰ | ۷/۷۰  |
| Sm                             | ۲/۳۲         | ۲/۵۵         | ۴/۳۹  | ۴/۴۲  | ۱/۷۰         | -/۹۱  | ۱/۳۴  | ۳/۱۱  | ۱/۴۰ | ۱/۸۸  |
| Eu                             | -/۵۹         | -/۷۶         | ۱/۳۹  | ۱/۴۲  | -/۳۴         | -/۳۳  | -/۳۲  | ۱/۱۶  | -/۲۸ | -/۴۱  |
| Gd                             | ۱/۸          | ۲/۶۷         | ۴/۱۹  | ۴/۳۸  | ۱/۳۸         | -/۷۴  | ۱/۰۷  | ۲/۳۶  | ۱/۲۱ | ۱/۵۱  |
| Tb                             | -/۲          | -/۴۳         | -/۵۹  | -/۶۳  | -/۱۸         | -/۱۰  | -/۱۴  | -/۳۰  | -/۱۶ | -/۱۷  |
| Dy                             | -/۷۱         | ۲/۵۶         | ۳/۱۶  | ۳/۰۷  | -/۷۴         | -/۵۰  | -/۶۲  | -/۹۸  | -/۷۲ | -/۶۹  |
| Ho                             | -/۱۲         | -/۵۲         | -/۵۸  | -/۵۷  | -/۱۲         | -/۰۸  | -/۰۹  | -/۱۳  | -/۱۱ | -/۱۰  |
| Er                             | -/۳۵         | ۱/۵۱         | ۱/۷۲  | ۱/۶۱  | -/۲۸         | -/۲۷  | -/۲۴  | -/۳۴  | -/۳۱ | -/۲۸  |
| Tm                             | -/۰۶         | -/۲۲         | -/۲۷  | -/۲۵  | -/۰۷         | -/۰۵  | -/۰۴  | -/۰۶  | -/۰۷ | -/۰۶  |
| Yb                             | -/۳          | ۱/۴۶         | ۱/۷۱  | ۱/۷۰  | -/۳۲         | -/۲۷  | -/۲۵  | -/۳۰  | -/۳۱ | -/۲۵  |
| Lu                             | -/۰۵         | -/۲۳         | -/۲۶  | -/۲۴  | -/۰۴         | -/۰۴  | -/۰۴  | -/۰۴  | -/۰۵ | -/۰۴  |



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی محدوده کانسار کائولن زنوز (برگرفته از [۴]) با اندکی تصحیحات.

می‌شود (شکل ۲ پ و ت). واحد لیمویی در زیر واحد زرد واقع شده و مرزی تدریجی با واحد سفید و قهوه ای دارد (شکل ۲ پ).

در اغلب بخشهای مورد مطالعه واحد خاکستری ما بین این دو واحد حضور دارد (شکل ۲ ب). در این کانسار واحد زرد در بخش بالایی واحدهای سفید، خاکستری و لیمویی دیده

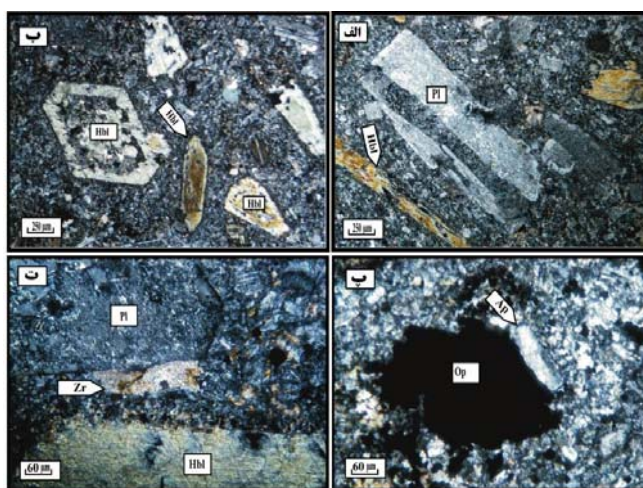


شکل ۲. تصاویر صحرایی از واحدهای کائولن زنوز: (الف) مرز واحدهای کائولن زرد، لیمویی و سفید. (ب) نحوه قرارگیری واحدهای کائولن سفید، زرد و خاکستری نسبت به هم. (پ) موقعیت قرارگیری واحدهای سفید، زرد، لیمویی و قهوه‌ای. (ت) توده کائولن زرد در بخش فوقانی کائولن‌های خاکستری و سفید.

## سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که سنگ‌های تراکی‌آندزیتی منطقه دارای بافت پورفیری بوده و حاوی درشت بلورهایی از پلاژیوکلاز و هورنبلند (شکل ۳ الف و ب) در زمینه دانه ریز میکروولیتی تا شیشه‌ای هستند. زمینه میکروولیتی این سنگ‌ها را کانیهای پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز، بیوتیت و آلکالی فلدسپار تشکیل می‌دهد. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی این سنگ‌ها بوده و ترکیب آن با توجه به ویژگیهای نوری، در حد الیگوکلاز تا آندزین است. کانی مذکور نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و دارای ماکل آلبیتی و کارلسباد همراه با زون‌بندی نوسانی است، که توسط کوارتز و بیوتیت همراهی می‌شود. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که پلاژیوکلاز توسط محلولهای گرمابی بطور بخشی دگرسان شده و به کانیهای کائولینیت، سریسیت و کلسیت تبدیل شده است. هورنبلند در این سنگ‌ها به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و با

رنگهای تداخلی آبی، نارنجی، زرد و سبز در مقاطع دیده می‌شود. این کانی دارای حاشیه واکنشی (حاشیه سوخته) از کانیهای اپاک به دور خود، وجود ماکلهای کارلسباد، منطقه‌بندی و رخ‌های متقاطع است. این کانی نیز به مانند پلاژیوکلاز دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کانیهای سریسیت، کلسیت و کلریت تبدیل شده است. کوارتز در این سنگ‌ها با رنگ تداخلی شیری، و به دو حالت اولیه و ثانویه در متن سنگ دیده می‌شود. کوارتزهای ثانویه معمولاً با کلسیت‌ها همراهند. آپاتیت و زیرکن هر دو به رنگ خاکستری و به فرم میله‌ای و در برخی موارد منشوری (شکل ۳ پ و ت) به صورت خیلی ریز بلور در متن سنگ پراکنده‌اند. زیرکن معمولاً در کنار آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها یافت شده و کانیهای اپاک در این سنگ‌ها مگنتیت، پیریت و ایلمنیت هستند.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از سنگ مادر تراکی آندزیتی: (الف) هورنبلند و پلاژیوکلاز دگرسان شده. (ب) حضور هورنبلندهای در حال دگرسانی. (پ) حضور کانی اپاک و بلور منشوری شکل آپاتیت. (ت) هورنبلند، پلاژیوکلاز دگرسان شده و زیرکن. علائم اختصاری بکار رفته عبارتند از: Pl= پلاژیوکلاز، Ap= آپاتیت، Hbl= هورنبلند، Zr= زیرکن، Op= اوپک. کلیه تصاویر در نور xpl گرفته شده‌اند.

شده است. پیروفلیت در واحدهای سفید و لیمویی و موسکویت-ایلیت در واحدهای خاکستری، زرد و قهوه‌ای به عنوان فاز کانیایی اصلی حضور دارد. آاناتاز و هماتیت به عنوان فازهای کانیایی فرعی در واحدهای زرد، قهوه‌ای و خاکستری و دولومیت به عنوان فاز کانیایی فرعی فقط در واحد قهوه‌ای حاضر می‌باشند. در جدول (۳) مقادیر نیمه کمی کانیها در واحدهای کائولن آورده شده است.

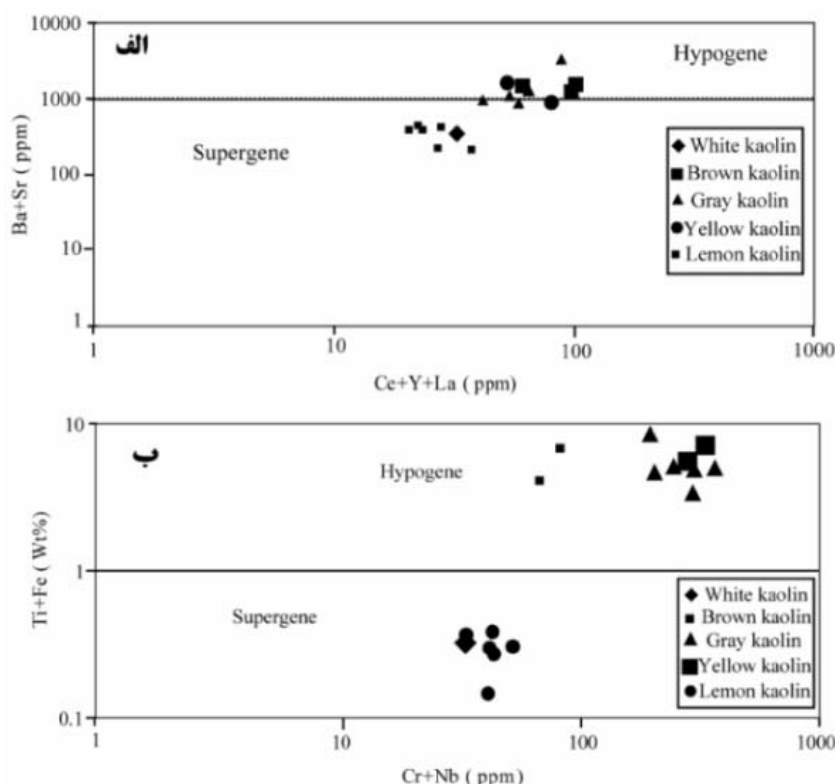
با توجه به آزمایشهای پراش پرتوایکس (XRD)، کوارتز، کائولینیت، مونت‌موریلونیت، کلسیت، پیروفلیت، کلریت، مسکویت-ایلیت، دولومیت، هماتیت و آاناتاز کانیهای سنگ‌ساز این کانسار را تشکیل می‌دهند. از بین کانیهای ذکر شده، کائولینیت، مونت‌موریلونیت و کوارتز در هر پنج واحد کائولن حضور دارند. کلریت به جز در واحد سفید، در بقیه به عنوان فاز کانیایی اصلی دیده می‌شود. این در حالی است کلسیت فقط در واحدهای قهوه‌ای، زرد و خاکستری تشخیص داده

## مطالعات زمین شیمیایی

## تعیین فرآیندهای عامل کائولینیتی شدن

استفاده از مقادیر  $TiO_2$  نمونه‌ها اولین موردی بوده است که در این مطالعه برای تعیین منشأ محلول‌های مسوول کانی سازی استفاده گردید. مقادیر  $TiO_2$  کمتر و بیشتر از ۱ به ترتیب مربوط به کانسارهای کائولن با ماهیت هیپوژن و سوپرژن است [۱۵]. با توجه به مقادیر  $TiO_2$  کمتر از ۱ در تمامی نمونه‌های مورد بررسی (جداول ۱ و ۲)، می‌توان چنین استنباط کرد که تشکیل کانسار کائولن زنون در ارتباط با عملکرد محلول‌های هیپوژن بر روی سنگ‌های تراکی‌آندزیتی بوده است. استفاده از مقادیر  $Ba+Sr$  و  $Ce+Y+La$  در نمونه‌ها دومین موردی بوده است که در این بررسی برای مشخص کردن ماهیت هیپوژن و یا سوپرژن بودن منشأ کانسار استفاده گردید. مقادیر  $Ba+Sr$  بالا مرتبط با کانسارهای کائولن هیپوژن و مقادیر  $Ce+Y+La$  بالا مرتبط با کانسارهای کائولن سوپرژن می‌باشد [۱۶]. ترسیم نمونه‌های مورد مطالعه

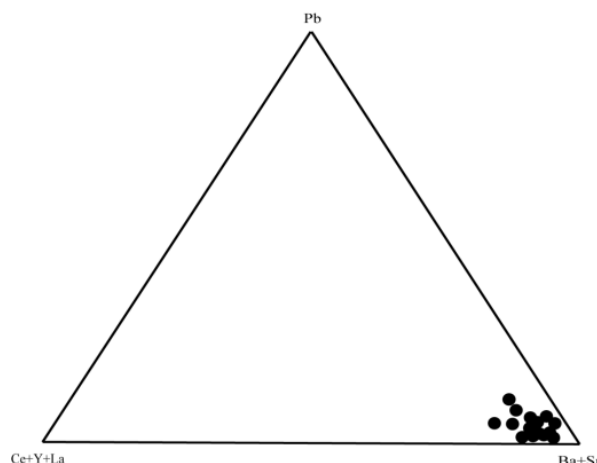
در نمودار دو متغیره  $Ce+Y+La$  در برابر  $Ba+Sr$  [۱۶-۱۷] نشان می‌دهد که هر دو فرآیند هیپوژن و سوپرژن در تشکیل کانسار کائولن زنون نقش ایفا نموده‌اند (شکل ۴ الف). آنچه که از این نمودار استنباط می‌شود این است که کائولن‌های سفید و لیمویی منشأ سوپرژن و کائولن‌های قهوه‌ای، لیمویی و خاکستری منشأ هیپوژن دارند. استفاده از مقادیر  $Ti+Fe$  و  $Cr+Nb$  نمونه‌ها سومین مورد برای تشخیص محلولهای عامل کانی‌سازی بوده است. محتوای  $Ti+Fe$  بالا با ماهیت هیپوژن کائولن‌ها [۱۶، ۱۸ و ۱۹] و محتوای  $Cr+Nb$  بالا با ماهیت سوپرژن کائولن‌ها سازگاری دارد [۱۹]. با ترسیم نمونه‌ها در نمودار دو متغیره  $Cr+Nb$  در برابر  $Ti+Fe$  [۱۶] می‌توان ادعا کرد که کائولن‌های قهوه‌ای، زرد و خاکستری دارای منشأ هیپوژن و کائولن‌های لیمویی و سفید دارای ماهیت سوپرژن می‌باشند (شکل ۴ ب).



شکل ۴. موقعیت نمونه‌های کائولن زنون در دیاگرام تفکیکی هیپوژن - سوپرژن: (الف)  $Ce+Y+La$  در برابر  $Ba+Sr$  [۱۷]، (ب)  $Cr+Nb$  در برابر  $Ti+Fe$  [۱۷].

نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مذکور (شکل ۵)، ذخیره کائولن زنوز کانساری با ماهیت هیپوژن است. از جمع‌بندی نتایج به دست آمده چنین برداشت می‌شود که کانسار کائولن زنوز یک کانسار هیپوژنی است که متحمل فرآیندهای سوپرژن شده است.

استفاده از نمودار سه متغیره  $Pb-(Ba+Sr)-(Ce+Y+La)$  [۱۶] چهارمین مورد برای تعیین منشأ محلولهای عامل کانی‌سازی در این مطالعه بوده است (شکل ۵). نزدیکی نمونه‌ها به قطب  $Ba+Sr$  نشان دهنده منشأ هیپوژن و نزدیکی نمونه‌ها به قطب  $Ce+Y+La$  دلالت بر ماهیت سوپرژن کانسارهای کائولن دارد [۱۶، ۲۰، ۲۱]. با توجه به نحوه توزیع



شکل ۵. موقعیت نمونه‌های کائولن زنوز در دیاگرام مثلثی  $Pb-(Ba+Sr)-(Ce+Y+La)$  [۱۷].

بخش، (۱) عناصر اصلی و فرعی (Al, Si, Fe, Ca, Mg, Na, K, Ti, Mn, P) (۲) عناصر لیتوفیل درشت یون (۳) عناصر جزئی عبوری (LILE: Ba, Rb, Sr, Th, U, Cs) (۴) عناصر با قدرت میدان بالا (TTE: Co, Cr, Ni, V, Cu) (۵) (HFSE: Hf, Nb, Ta, Zr, Ga, Y) و عناصر نادر خاکی (REE: La-Lu) انجام گردیده است.

#### عناصر اصلی و فرعی

با در نظر گرفتن کانی‌شناسی سنگهای مادر تراکی آندزیتی و انواع کائولن‌های حاضر در کانسار می‌توان بیان نمود که خروج بخشی Al به واسطه ماهیت اسیدی محلولهای دگرسان کننده (محلول‌های هیپوژن) صورت گرفته است. غنی‌شدگی Si به دلیل ورود آن توسط محلولهای دگرسان کننده به سیستم و تهی‌شدگی آن به علت دگرسانی فلدسپارهای سنگهای مادر رخ داده است. خروج Fe می‌تواند با دگرسانی هورنبلندها و آزاد شدن بخشی Fe به محلولهای دگرسان کننده مرتبط باشد. یکی از دلایلی که می‌توان برای غنی‌شدگی Fe در این بررسی ارائه داد، ورود Fe توسط محلولهای هیپوژن به سیستم دگرسانی منطقه است.

#### عوامل کنترل کننده توزیع عناصر

در این مطالعه برای بررسی رفتار عناصر در طی فرآیندهای کائولینیتی شدن سنگهای تراکی آندزیتی به محاسبه عامل غنی‌شدگی عناصر مطابق فرمول زیر و محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون [۲۲] بین عناصر اقدام گردید.

$$\text{Enrichment factor (E.F.)} = \left[ \frac{\text{Element}_{\text{kaolin}}}{\text{Element}_{\text{trachy-andesite}}} - 1 \right] \times 100 \quad [23]$$

نتایج حاصل از محاسبات عامل غنی‌شدگی عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه در جدول (۳) و نتایج حاصل از محاسبات ضرایب همبستگی بین عناصر در جداول (۴) و (۵) آمده است. نتایج حاصل از محاسبات عامل غنی‌شدگی عناصر نشان می‌دهند که عملکرد فرآیندهای دگرسانی بر روی سنگهای تراکی آندزیتی در طی توسعه کانسار کائولن زنوز با شست‌وشوی عناصر Al, Na, K, Rb, Ba, V, Hf, Cu, Zr, Tm, Yb, Lu و غنی‌شدگی عناصر Ta, Nb, U و شست‌وشو- تثبیت عناصر Si, Fe, Ca, Mg, Ti, Mn, P, Cs, Th, Co, Cr, Ni, Y, Ga, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho و Er همراه بوده است (شکل ۶ و ۷). در این بخش تعبیر و تفسیرهای زمین‌شیمیایی بر روی رفتار عناصر در طی فرآیندهای کائولینیتی‌شدن در ۵

جدول ۳. نتایج محاسبات فاکتور غنی‌شدگی عناصر در نمونه‌های مورد بررسی.

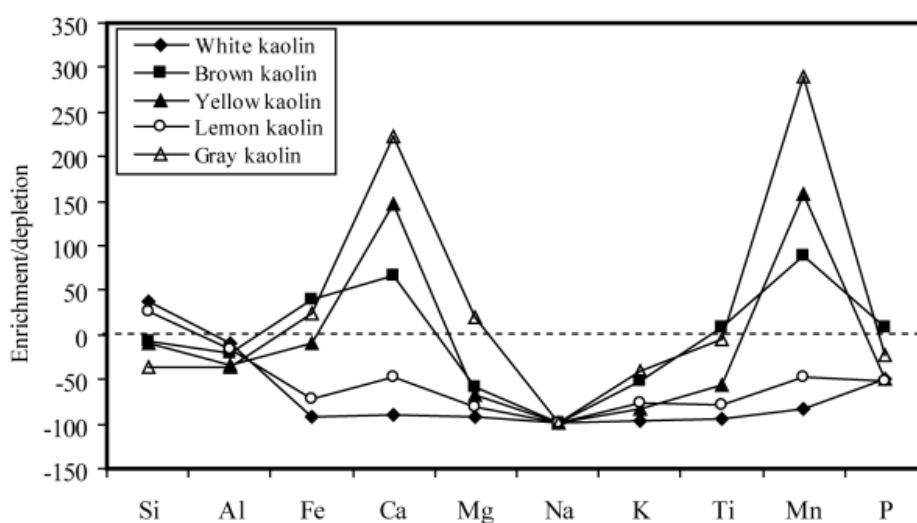
|    | White kaolin |        |         | Brown kaolin |        |         | Yellow kaolin |         |         | Lemon kaolin |        |        | Gray kaolin |         |        |         |         |         |
|----|--------------|--------|---------|--------------|--------|---------|---------------|---------|---------|--------------|--------|--------|-------------|---------|--------|---------|---------|---------|
|    | A-1          | A-2    | A-3     | A-15         | A-10   | A-11    | A-8           | A-12    | A-13    | A-14         | A-17   | A-7    | A-4         | A-5     | A-6    | A-9     | A-16    | A-18    |
| Si | ۳۸/۱۶        | ۳۴/۶   | -۱/۸    | -۱/۸         | ۳۴/۲   | ۵۸/۹    | ۳۹/۴۱         | ۴۰/۱۱۲  | ۳۸/۱۶   | ۳۴/۱۶        | ۳۶/۶۲  | ۳۶/۰۱  | ۴۱          | ۳۰/۳    | ۵۳/۷   | ۵۸/۴    | ۲۳/۹    | ۱۴      |
| Al | -۱۰          | -۳۵/۱  | -۲/۶۱   | -۰/۵۸        | -۳۲/۵  | -۴۹/۳   | -۱۴/۸         | -۹/۱    | -۱۸/۸   | -۱۲          | -۹/۲۷  | -۱۰/۷  | -۳۱/۶       | -۵۰/۲   | -۵۸/۸  | -۵۴/۶   | ۷/۳۲    | -۲۲/۶   |
| Fe | -۹۲/۶        | -۶/۷۵  | ۷۰/۰۷   | ۵۷/۶۱        | ۲۰/۲۸  | ۷۷/۰۱   | -۹/۶۹         | -۹/۲۹   | -۹/۲۱   | -۹/۱۲        | -۹/۲۱  | -۹/۱۵  | -۶/۰۵       | ۲۰/۷۶   | ۹/۸۶   | ۱۰/۷۳   | ۱۱/۰۷   | ۱۰/۲۱   |
| Ca | -۸۸/۸        | ۱۹۹/۵  | ۳۰/۰۴   | -۳۲/۳        | ۱۵۶/۴  | ۳۸/۹    | -۹/۴/۵        | -۹/۵۲   | -۹/۴    | -۸۰          | -۹/۵۸  | -۸/۱۷  | ۲۸۴/۶       | ۲۵۰/۷   | ۳۳۹/۶  | ۳۱۹/۴   | ۶۴/۲۸   | ۷۴/۳۶   |
| Mg | -۹۳          | -۳۴/۵  | -۶۴/۴   | -۸۷/۴        | -۳۲/۷  | -۴۲/۳   | -۹/۲/۳        | -۹/۲/۳  | -۹/۲/۵  | -۹/۰۲        | -۹/۴/۶ | -۹/۳   | -۲۹/۴       | -۲۵/۳   | ۵۶/۴۴  | ۴۲/۰۱   | .       | ۶۸/۸۱   |
| Na | -۹۸/۱        | -۹۸/۱  | -۹۹/۳   | -۹۹/۳        | -۹۹/۱  | -۹۹/۱   | -۹۸/۵         | -۹۸/۵   | -۹۸/۹   | -۹۹/۳        | -۹۷/۶  | -۹۹/۱  | -۹۸/۷       | -۹۹/۱   | -۹۸/۷  | -۹۸/۷   | -۹۶/۳   | -۹۷/۸   |
| K  | -۹۶/۲        | ۱۰/۱۳  | -۸۶/۱   | -۷۹/۸        | -۲۸    | -۸۶/۱   | -۸۸/۶         | -۷۸/۵   | -۶/۱۱   | -۸۱          | -۸۷/۳  | -۹/۴/۹ | -۸۴/۸       | -۹/۷/۵  | -۸۳/۵  | ۹۲/۷    | ۵۶/۹۶   | ۶۰/۷۶   |
| Ti | -۹۲/۱        | -۳/۴۵  | ۱۰/۳۴   | ۲۰/۶۹        | -۳/۴۵  | -۱۷/۲   | -۹/۴/۸        | -۹/۴/۸  | -۹/۴/۸  | -۹/۴/۱       | -۹/۴/۱ | -۹/۴/۱ | ۱/۷۲        | ۲۶/۴    | -۲۴/۵  | -۴/۱    | ۴۱/۳۸   | ۱۰/۳۴   |
| Mn | -۸۲/۳        | ۱۱۶/۷  | ۵۰      | ۱۰۰          | ۱۰۰    | ۴۰۰     | -۸۲/۳         | -۸۲/۳   | -۸۲/۳   | -۶۶/۷        | -۸۲/۳  | -۶۶/۷  | ۵۰۰         | ۲۶/۶    | ۲۳۲/۳  | ۴۶۶/۷   | ۱۳۲/۳   | ۳۳/۳۳   |
| P  | -۵۰          | -۶/۱۱  | ۳۸/۸۹   | ۵۰           | ۱۱/۱۱  | -۳۲/۳   | -۸۸/۹         | -۶۶/۷   | -۲۲/۲   | -۷/۱۸        | -۶۶/۷  | -۶/۱۱  | -۶/۱۱       | -۱۱/۱   | -۴۴/۴  | -۴۳/۳   | ۳۳/۳۳   | -۲۲/۲   |
| V  | -۹۸/۱        | -۶/۴۱  | -۴/۹    | ۸/۶۸         | -۴/۹   | -۱۲/۷   | -۹۸/۱         | -۹۸/۱   | -۹۸/۱   | -۹/۵۵        | -۹/۵۱  | -۹/۵۵  | -۲/۴/۵      | -۱۴/۷   | -۳/۸۱  | ۲۶/۷۹   | ۱۵/۴۷   | ۷/۴     |
| Co | -۹۲          | ۸/۳۶   | -۳/۱۱   | ۳۵/۱۲        | ۱۳/۰۴  | ۱۷/۶/۳  | -۹/۶/۷        | -۹/۶/۷  | -۹/۶    | -۹/۲/۳       | -۹/۸/۳ | -۹/۲/۳ | ۴۲/۴۷       | ۶۸/۵۶   | ۳۹/۸   | ۱۶۶/۹   | ۱۹/۷۳   | ۱۱۳/۴   |
| Cr | -۸۵/۴        | -۵۵/۶  | -۲/۵/۹  | -۴۸/۴        | ۹۲/۵۹  | ۱۲/۵۹   | -۷/۱۸         | -۷/۰/۴  | -۷/۱۸   | -۷/۱۸        | -۸/۵/۲ | -۸/۵/۲ | ۱۰۰         | ۷۰/۳۷   | ۴۰/۷۴  | ۳۳/۳۳   | ۱۵/۱/۹  | ۱۰/۷/۴  |
| Ni | -۸۲/۳        | ۱۳/۳۳  | ۶۲/۳۳   | ۲۶/۶۷        | ۵۰۰    | ۶۷۰     | -۹/۱/۷        | -۸۳/۳   | -۷۰     | -۷۰          | -۹/۱/۷ | -۷۰    | ۳۷۰         | ۲۶/۶/۷  | ۴۷۰    | ۶۳۳/۳   | ۳۰۰     | ۱۰۰     |
| Rb | -۹۴/۹        | ۱۹/۴   | -۸۴/۲   | -۷/۲/۷       | -۱۵/۶  | -۸۲/۴   | -۸/۱/۷        | -۶/۵    | -۴/۱/۴  | -۶/۹/۷       | -۷/۵/۳ | -۹/۲/۶ | -۷/۶/۱      | -۹/۴/۹  | -۷/۸/۷ | -۸/۹/۳  | ۱۴۳/۹   | ۱۰۰     |
| Cs | -۶/۹/۸       | ۱۱۹/۵  | -۵/۲/۷  | -۳/۲/۷       | ۱۱۵/۶  | -۳۲/۲   | ۳۵/۱۲         | -۲/۴/۴  | -۲/۸/۵  | -۲/۱/۲       | -۴/۱/۵ | -۶/۷/۳ | -۳۰/۷       | -۴/۵/۴  | -۲/۲   | -۱/۷/۱  | ۴۹/۲/۷  | ۱۷/۱۲   |
| Ba | -۵۳/۴        | ۵/۸۸   | ۳/۶/۸۲  | ۶/۷/۵        | ۵۰/۷/۶ | -۶/۱    | ۲۴/۱۸         | ۴۲/۹/۲  | -۴/۷/۵  | -۲/۴         | ۳۵/۵۱  | -۷/۷/۲ | -۵/۷/۸      | -۷/۹/۷  | -۴/۱/۶ | -۵/۵/۶  | ۳۷/۶/۹  | ۲۷/۶/۷  |
| Sr | -۳۷/۲        | ۲۲۴/۸  | ۱۳۵/۲   | ۲۲۲/۹        | ۲۲۲/۹  | ۱۰۶/۷   | -۶/۸/۲        | -۷/۸/۸  | -۳/۳/۵  | -۳/۸/۵       | -۶/۵/۹ | -۵/۳/۸ | ۱۰۳         | ۱۸۴/۶   | ۱۲۲    | ۲۱۶/۸   | ۷۰/۸۱   | ۱۶۳/۱   |
| Ga | ۵/۴۱         | -۳۵    | -۱۰/۵   | ۴/۸/۴        | -۲/۲/۵ | -۲/۲/۲  | ۴/۸/۴         | -۲/۱/۳  | ۸/۸/۳   | ۸/۲/۶        | ۱۲/۸/۲ | ۷/۱/۲  | -۸/۸/۶      | -۳/۶/۲  | -۴/۸/۷ | -۴/۱/۹  | ۱۹/۰/۹  | -۸/۸/۳  |
| Th | -۳۲/۸        | -۱۶/۵  | ۸۸/۹/۵  | ۱۸۲/۷        | ۳۴/۴۷  | -۸/۱/۴  | -۴/۴/۵        | -۴/۰/۹  | -۹/۹/۱  | -۴/۵         | -۳/۷   | -۳/۶/۶ | ۱۱/۷/۸      | ۳/۸/۵   | -۱/۸   | -۶/۸/۵  | ۹/۷/۸/۶ | ۵۲/۲/۵  |
| U  | ۱۱/۸/۸       | ۴۰/۲/۸ | ۱۴۷/۲   | ۲۵/۷/۶       | ۴۱۳/۲  | ۴۸۸/۲   | ۳/۴/۷         | ۶/۳/۸/۹ | ۱۰/۴/۲  | ۱۱/۷/۵       | ۱۲/۳/۶ | ۱۲/۳/۶ | ۱۶/۹/۴      | ۸/۶/۸   | ۷/۶/۶  | ۲۲/۹/۹  | ۱۰/۹/۷  | ۹/۷/۹/۲ |
| Cu | -۹/۶/۱       | -۹/۶/۱ | -۸/۶/۱  | -۹/۶/۱       | -۹/۶/۱ | -۹/۶/۱  | -۹/۶/۱        | -۹/۶/۱  | -۹/۶/۱  | -۹/۶/۱       | -۹/۶/۱ | -۹/۶/۱ | -۹/۶/۱      | -۹/۶/۱  | -۹/۶/۱ | -۹/۶/۱  | -۹/۶/۱  | ۶۰/۷    |
| Y  | -۷/۷/۹       | -۷/۱/۴ | -۱/۹/۵  | ۴/۵/۴        | -۱۰/۴  | ۱۴/۲/۸  | -۸/۱/۸        | -۸/۱/۸  | -۷/۴/۷  | -۷/۷/۲       | -۷/۹/۲ | -۷/۶   | ۲۸/۵/۷      | -۱/۶/۲  | -۱/۶/۲ | -۲/۰/۱۲ | ۲۳/۳/۸  | -۴/۵/۴  |
| Zr | -۵/۹/۷       | -۱۰/۵  | ۱۹/۳    | ۳/۱/۵۸       | -۱۵/۸  | -۳/۲/۳  | -۵/۹/۷        | -۶/۴    | -۶/۴/۹  | -۶/۰/۵       | -۵/۱/۵ | -۵/۱/۵ | -۳/۷/۷      | -۴/۶/۵  | -۴/۳   | ۲۰/۱/۷  | -۴/۳/۸  | -۴/۳/۸  |
| Zn | ۶/۴/۱        | -۵/۹   | -۵/۳/۹  | ۱۲/۸/۲       | -۵/۵/۶ | -۶/۵/۸  | -۵/۹          | -۷/۹/۹  | -۹/۹/۷  | -۷/۶/۹       | -۱/۶/۲ | -۵/۷/۳ | -۶/۴/۱      | -۵/۷/۳  | -۵/۲/۱ | -۴/۱/۹  | -۲/۳/۱  | -۴/۲/۷  |
| Ta | ۲۰۰          | .      | ۵۰      | ۷/۵          | ۵۰     | ۲۵      | ۱/۵           | ۱۵۰     | ۱/۵     | ۲۰۰          | ۱/۵    | ۱/۵    | ۵۰          | .       | .      | .       | ۱۰۰     | ۵۰      |
| Nb | ۱۰/۹/۹       | ۶۰/۷/۴ | ۶۰/۷/۴  | ۸۵/۱/۲       | ۹۰/۰/۸ | ۷۵/۲/۱  | ۷۳/۵/۵        | ۹۵/۰/۴  | ۸۶/۸/۸  | ۱۰/۹/۹       | ۱۱/۳/۲ | ۱۱/۸/۲ | ۱۹/۲/۶      | ۵/۷/۰/۲ | ۴/۳/۸  | ۸۰/۱/۶  | ۱۲/۸/۱  | ۶۵/۲/۹  |
| Pb | ۷/۶۰         | ۳/۶۰   | ۴۸۰     | ۱۱/۴۰        | ۱/۶۲۰  | ۱/۶۲۰   | ۴۰            | ۴۰      | ۱/۴۰    | ۱/۶۰         | ۶۰     | ۱/۴۰   | ۱۱۲۰        | ۱/۴۰    | ۱۱۴۰   | ۱/۶۲۰   | ۳/۶۰    | ۴۰      |
| Hf | -۳/۱/۲       | -۸/۲   | ۲/۴/۵/۹ | ۴/۷/۳/۴      | -۱/۴/۸ | -۳/۱/۲  | -۳/۴/۴        | -۳/۷/۷  | -۳/۷/۷  | -۳/۱/۲       | -۳/۴/۴ | -۳/۱/۲ | -۱/۴/۸      | -۱/۴/۸  | -۳/۷/۷ | -۴/۷/۵  | -۴/۱    | -۱/۶/۴  |
| La | ۳/۵/۵        | ۶/۴/۵  | ۸/۹/۶۸  | ۱۰۰/۸/۴      | ۱/۴/۸  | ۴۳/۲/۲  | ۵/۷/۴         | ۵/۴/۸   | -۲/۷/۱  | -۵/۶/۸       | -۴/۵/۲ | -۴/۹   | -۱/۴/۸      | -۸/۳/۹  | -۳/۴/۲ | ۷/۲/۲   | ۴/۹/۰/۳ | ۱۰/۹/۷  |
| Ce | -۳/۴/۶       | ۵/۵/۴  | ۸/۴/۴۳  | ۸/۴/۴۳       | -۱۰/۷  | ۴۳/۲/۵  | -۶/۱/۹        | -۵/۳/۶  | -۲/۵/۶  | -۵/۸/۸       | -۴/۵/۳ | -۴/۷/۱ | -۱۰/۷       | -۹      | -۳/۱/۱ | ۱/۷/۳   | ۵/۹/۵۱  | ۱۴/۵/۳  |
| Pr | -۳/۱/۴       | -۱/۷/۴ | ۸/۱/۶/۹ | -۸/۱/۴       | -۴/۹/۴ | ۳/۶/۳   | -۴/۴/۵        | -۵/۲/۲  | -۲۰/۱/۹ | -۶۰/۰/۸      | -۴/۴/۵ | -۴/۶/۵ | -۱/۱/۶      | -۷/۸/۵  | -۳۰/۵  | -۰/۲/۹  | ۶/۱/۹/۲ | ۱۳/۳/۷  |
| Nd | -۳۲/۸        | -۷/۰/۱ | ۶/۶/۷/۹ | ۶/۹          | -۱/۸/۴ | ۳۰/۶/۳  | -۶/۸/۳        | -۵/۳/۵  | -۵/۸/۱  | -۶۰/۰/۲      | -۴/۴/۲ | -۴/۸/۳ | -۸/۴/۹      | -۷/۸/۵  | -۳/۳/۶ | ۷/۰/۱   | ۶/۸/۲/۶ | ۹/۹/۶   |
| Sm | ۲/۴/۲        | ۱/۶/۷  | ۴/۴/۴/۶ | ۴/۴/۴/۶      | ۱۰/۱/۲ | ۲۳/۵/۳  | ۷۰/۳          | ۵/۶/۲   | ۱/۶/۳   | -۵/۴/۳       | -۲/۸/۶ | -۴/۴/۴ | ۲۰/۹/۱      | -۰/۱/۹  | -۲/۹/۱ | ۲۱/۵/۷  | ۷/۴/۱/۸ | ۲/۶/۱   |
| Eu | -۳/۴/۴       | -۱/۵/۶ | ۵/۴/۴/۴ | ۵/۷/۷/۸      | ۸/۸/۹  | ۲۲/۳/۲  | -۶/۴/۴        | -۶/۴/۴  | ۲/۸/۹   | -۶/۸/۹       | -۵/۴/۴ | -۶/۴/۴ | ۴/۱/۱/۱     | -۵/۵/۵  | -۳/۷/۸ | ۳۲/۳/۲  | ۵/۱/۱/۱ | ۳۳/۳/۳  |
| Gd | -۲/۸/۸       | -۲/۲/۱ | ۴/۷/۶/۸ | ۴/۸/۶/۸      | ۱۲/۹/۲ | ۲۲/۳/۲  | -۴/۴/۸        | -۶/۴/۸  | -۱/۷/۷  | -۵/۸/۸       | -۵/۴/۱ | -۵/۴/۱ | ۲/۶/۴/۵     | ۷/۴/۳   | -۲/۲/۸ | ۴/۴/۹   | ۱/۶/۷   | -۲/۷/۴  |
| Tb | -۵/۶/۵       | -۶/۵/۲ | ۲/۸/۲/۶ | ۳/۶/۶/۶      | ۱۳/۰/۴ | ۳/۹/۱۳  | -۷/۸/۳        | -۶/۹/۶  | -۳/۴/۸  | -۶/۵/۲       | -۶/۳   | -۶۰/۹  | ۵/۴/۵/۳     | ۲/۱/۷   | -۱/۵/۲ | ۴/۷/۸/۳ | ۱/۹/۶   | .       |
| Dy | ۷/۴/۵        | ۷/۹/۱  | ۱۳/۶/۷  | ۱۰/۴/۳       | -۰/۷/۲ | ۲۸/۴/۲  | ۸/۲           | ۷/۷/۷   | -۶/۴/۸  | -۷/۴/۱       | -۷/۵/۲ | -۷/۳/۴ | ۳/۴/۵/۳     | -۵/۷/۵  | -۲/۱/۹ | ۳/۸/۱/۳ | ۸/۳/۸/۱ | -۸/۶/۳  |
| Ho | -۷/۹/۷       | -۱/۱/۹ | -۱/۶/۹  | -۳/۳/۹       | -۶/۸/۸ | ۱/۱/۸/۶ | -۸/۴/۴        | -۸/۴/۴  | -۷/۸    | -۸/۱/۴       | -۸/۴/۱ | -۷/۹/۷ | ۲۰/۳/۴      | -۱۳/۶   | -۲/۸/۸ | ۲۳/۷/۳  | ۳۰/۵/۱  | -۱۰/۲   |
| Er | -۷/۹/۳       | -۱/۰/۷ | ۱/۷/۷   | ۴/۷/۳        | -۱/۱/۲ | ۷/۶/۹   | -۸/۴          | -۸/۵/۸  | -۷/۹/۹  | -۸/۱/۷       | -۸/۴/۴ | -۸/۴/۴ | ۲۰/۱/۲      | -۱/۶/۶  | -۲/۷/۲ | ۱۲/۶/۱  | ۲۲/۴/۸  | -۱/۷/۷  |
| Tm | -۷/۷/۸       | -۱/۸/۵ | .       | -۷/۴/۱       | -۱/۱/۱ | .       | -۸/۱/۵        | -۸/۲/۲  | -۷/۷/۸  | -۷/۴/۱       | -۷/۷/۸ | -۷/۴/۱ | ۱/۱/۱       | -۱/۸/۵  | -۳/۳/۳ | ۳/۷     | ۱/۱/۱   | -۴/۲/۷  |
| Yb | -۸/۲/۵       | -۱/۴/۶ | .       | -۰/۱/۵۸      | -۱/۱/۱ | -۶/۴/۳  | -۸/۴/۲        | -۸/۵/۴  | -۸/۲/۵  | -۸/۱/۹       | -۸/۵/۴ | -۸/۱/۳ | ۹/۹/۴       | -۲/۱/۱  | -۳/۴/۵ | ۷/۳/۴   | ۱/۹/۳   | ۸/۱/۹   |
| Lu | -۸/۱/۵       | -۱/۴/۸ | -۳/۷    | -۱/۱/۱       | -۱/۴/۸ | -۱/۱/۱  | -۸/۵/۲        | -۸/۵/۲  | -۸/۵/۲  | -۸/۱/۵       | -۸/۵/۲ | -۸/۵/۲ | -۸/۵/۲      | -۲/۲/۲  | -۴/۴/۴ | -۷/۴/۱  | ۱/۸/۵/۲ | -۳/۷    |

جدول ۴. ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر در نمونه‌های کائولن زئور.

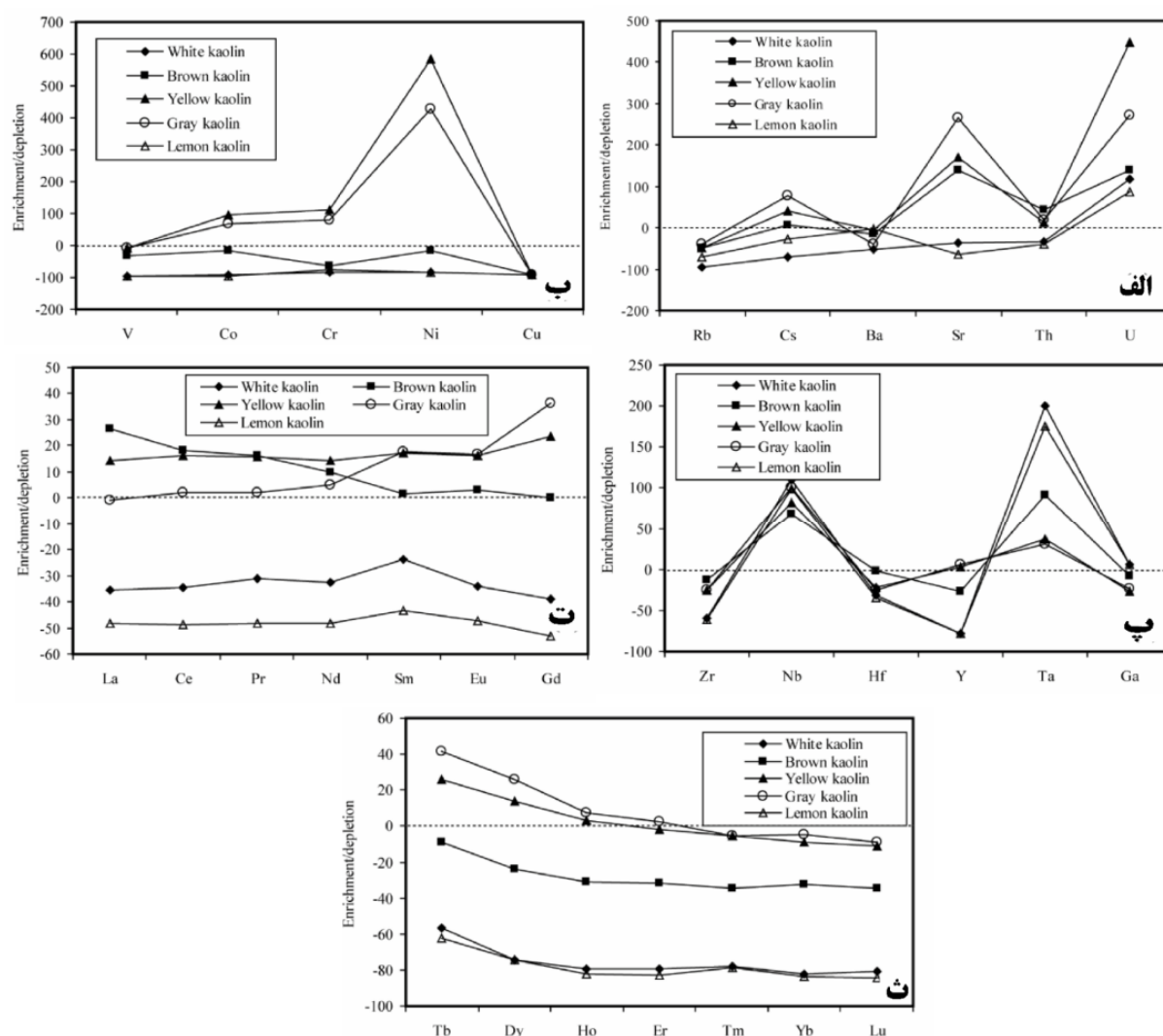
|    | Si    | Al    | Fe    | Ca    | Mg    | Na    | K     | Ti    | Mn    | P     | V     | Co    | Cr    | Ni    | Rb    | Cs    | Ba    | Sr    | Ga    | Th    |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Al | ۰/۷۵  | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Fe | -۰/۸۵ | -۰/۵۵ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Ca | -۰/۹۷ | -۰/۸۷ | -۰/۷۴ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Mg | -۰/۷۹ | -۰/۶۰ | -۰/۶۲ | -۰/۷۲ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Na | -۰/۰۱ | -۰/۳۵ | -۰/۱۵ | -۰/۱۲ | -۰/۷۷ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| K  | -۰/۱۹ | -۰/۲۲ | -۰/۱۵ | -۰/۰۴ | -۰/۵۰ | -۰/۶۹ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Ti | -۰/۷۳ | -۰/۲۰ | -۰/۸۲ | -۰/۵۶ | -۰/۶۰ | -۰/۱۹ | -۰/۵۴ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Mn | -۰/۹۰ | -۰/۷۲ | -۰/۷۴ | -۰/۹۲ | -۰/۵۸ | -۰/۱۴ | -۰/۰۸ | -۰/۵۷ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| P  | -۰/۳۲ | -۰/۱۱ | -۰/۶۵ | -۰/۱۲ | -۰/۲۱ | -۰/۰۲ | -۰/۲۸ | -۰/۷۳ | -۰/۱۸ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| V  | -۰/۸۳ | -۰/۴۰ | -۰/۹۳ | -۰/۶۸ | -۰/۲۰ | -۰/۱۰ | -۰/۴۴ | -۰/۹۴ | -۰/۶۹ | -۰/۶۷ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Co | -۰/۹۱ | -۰/۶۵ | -۰/۸۷ | -۰/۸۵ | -۰/۷۶ | -۰/۰۲ | -۰/۲۳ | -۰/۶۹ | -۰/۸۴ | -۰/۳۵ | -۰/۸۳ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Cr | -۰/۸۱ | -۰/۴۲ | -۰/۶۶ | -۰/۷۳ | -۰/۷۲ | -۰/۲۶ | -۰/۴۵ | -۰/۷۴ | -۰/۷۱ | -۰/۴۱ | -۰/۷۳ | -۰/۷۸ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |
| Ni | -۰/۷۶ | -۰/۵۶ | -۰/۶۶ | -۰/۷۰ | -۰/۸۶ | -۰/۱۰ | -۰/۴۱ | -۰/۵۹ | -۰/۶۲ | -۰/۲۵ | -۰/۶۸ | -۰/۸۷ | -۰/۸۴ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |
| Rb | -۰/۱۷ | -۰/۲۸ | -۰/۱۲ | -۰/۰۱ | -۰/۶۶ | -۰/۷۴ | -۰/۹۸ | -۰/۵۲ | -۰/۰۹ | -۰/۳۳ | -۰/۴۱ | -۰/۱۹ | -۰/۴۸ | -۰/۳۸ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |
| Cs | -۰/۲۴ | -۰/۲۶ | -۰/۱۷ | -۰/۰۷ | -۰/۴۳ | -۰/۷۷ | -۰/۸۷ | -۰/۵۴ | -۰/۰۱ | -۰/۲۵ | -۰/۴۵ | -۰/۱۹ | -۰/۵۳ | -۰/۳۰ | -۰/۹۳ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |
| Ba | -۰/۲۶ | -۰/۴۳ | -۰/۰۵ | -۰/۳۹ | -۰/۰۶ | -۰/۳۷ | -۰/۴۸ | -۰/۱۹ | -۰/۴۷ | -۰/۲۳ | -۰/۰۷ | -۰/۵۳ | -۰/۱۰ | -۰/۴۳ | -۰/۶۸ | -۰/۴۷ | ۱/۰۰  |       |       |       |
| Sr | -۰/۶۰ | -۰/۰۴ | -۰/۶۳ | -۰/۴۲ | -۰/۵۶ | -۰/۵۰ | -۰/۶۴ | -۰/۸۴ | -۰/۳۲ | -۰/۶۷ | -۰/۸۱ | -۰/۵۳ | -۰/۰۵ | -۰/۴۳ | -۰/۶۸ | -۰/۸۱ | -۰/۳۱ | ۱/۰۰  |       |       |
| Ga | -۰/۷۸ | -۰/۹۶ | -۰/۶۲ | -۰/۸۶ | -۰/۶۴ | -۰/۳۳ | -۰/۱۱ | -۰/۳۲ | -۰/۶۸ | -۰/۰۱ | -۰/۵۱ | -۰/۶۸ | -۰/۳۷ | -۰/۵۵ | -۰/۱۹ | -۰/۱۸ | -۰/۳۳ | -۰/۱۵ | ۱/۰۰  |       |
| Th | -۰/۳۰ | -۰/۲۵ | -۰/۶۱ | -۰/۰۸ | -۰/۲۱ | -۰/۰۹ | -۰/۳۷ | -۰/۷۹ | -۰/۱۹ | -۰/۸۷ | -۰/۶۹ | -۰/۳۷ | -۰/۳۸ | -۰/۲۵ | -۰/۳۹ | -۰/۴۰ | -۰/۳۰ | -۰/۶۷ | -۰/۱۱ | ۱/۰۰  |
| U  | -۰/۵۹ | -۰/۵۶ | -۰/۴۵ | -۰/۶۰ | -۰/۴۴ | -۰/۲۶ | -۰/۱۷ | -۰/۴۴ | -۰/۴۱ | -۰/۱۸ | -۰/۲۸ | -۰/۴۵ | -۰/۴۰ | -۰/۴۳ | -۰/۱۸ | -۰/۱۲ | -۰/۲۰ | -۰/۱۴ | -۰/۵۷ | -۰/۱۰ |
| Cu | -۰/۰۷ | -۰/۰۳ | -۰/۰۹ | -۰/۰۱ | -۰/۵۰ | -۰/۲۶ | -۰/۶۰ | -۰/۲۵ | -۰/۰۹ | -۰/۰۶ | -۰/۳۳ | -۰/۳۱ | -۰/۳۰ | -۰/۶۲ | -۰/۵۴ | -۰/۲۷ | -۰/۳۱ | -۰/۰۷ | -۰/۰۱ | -۰/۱۹ |
| Y  | -۰/۸۸ | -۰/۴۱ | -۰/۱۰ | -۰/۷۶ | -۰/۶۶ | -۰/۰۹ | -۰/۳۶ | -۰/۹۳ | -۰/۸۱ | -۰/۵۸ | -۰/۱۹ | -۰/۸۴ | -۰/۸۰ | -۰/۶۷ | -۰/۲۵ | -۰/۴۰ | -۰/۰۵ | -۰/۷۷ | -۰/۴۷ | -۰/۶۳ |
| Zr | -۰/۲۵ | -۰/۱۱ | -۰/۶۹ | -۰/۲۴ | -۰/۳۳ | -۰/۱۶ | -۰/۵۱ | -۰/۹۳ | -۰/۲۹ | -۰/۱۰ | -۰/۸۱ | -۰/۴۴ | -۰/۴۸ | -۰/۳۲ | -۰/۵۰ | -۰/۵۰ | -۰/۳۶ | -۰/۷۶ | -۰/۰۴ | -۰/۱۱ |
| Zn | -۰/۴۶ | -۰/۵۶ | -۰/۳۱ | -۰/۵۴ | -۰/۲۴ | -۰/۲۶ | -۰/۰۸ | -۰/۲۱ | -۰/۴۷ | -۰/۱۰ | -۰/۲۵ | -۰/۲۹ | -۰/۳۳ | -۰/۲۲ | -۰/۱۰ | -۰/۱۰ | -۰/۱۰ | -۰/۱۰ | -۰/۵۰ | -۰/۱۷ |
| Ta | -۰/۹۲ | -۰/۷۷ | -۰/۸۶ | -۰/۸۸ | -۰/۷۵ | -۰/۱۱ | -۰/۲۰ | -۰/۲۵ | -۰/۸۰ | -۰/۳۹ | -۰/۸۵ | -۰/۸۴ | -۰/۶۶ | -۰/۶۹ | -۰/۱۴ | -۰/۱۵ | -۰/۱۴ | -۰/۵۴ | -۰/۵۴ | -۰/۳۶ |
| Nb | -۰/۱۹ | -۰/۴۲ | -۰/۲۸ | -۰/۳۱ | -۰/۲۸ | -۰/۱۶ | -۰/۱۵ | -۰/۱۲ | -۰/۰۶ | -۰/۱۲ | -۰/۲۴ | -۰/۲۱ | -۰/۱۱ | -۰/۱۳ | -۰/۰۵ | -۰/۰۲ | -۰/۱۲ | -۰/۰۴ | -۰/۵۷ | -۰/۰۱ |
| Pb | -۰/۶۲ | -۰/۱۴ | -۰/۵۶ | -۰/۴۹ | -۰/۴۴ | -۰/۳۹ | -۰/۳۰ | -۰/۶۳ | -۰/۵۵ | -۰/۵۶ | -۰/۶۳ | -۰/۵۰ | -۰/۷۲ | -۰/۳۷ | -۰/۴۰ | -۰/۶۳ | -۰/۰۵ | -۰/۸۷ | -۰/۱۷ | -۰/۴۹ |
| Hf | -۰/۱۰ | -۰/۴۳ | -۰/۴۳ | -۰/۱۱ | -۰/۰۳ | -۰/۱۷ | -۰/۴۷ | -۰/۷۳ | -۰/۰۲ | -۰/۷۵ | -۰/۵۶ | -۰/۱۴ | -۰/۲۱ | -۰/۰۵ | -۰/۴۷ | -۰/۴۴ | -۰/۴۸ | -۰/۵۹ | -۰/۸۸ | -۰/۸۹ |
| La | -۰/۲۴ | -۰/۰۳ | -۰/۷۷ | -۰/۲۶ | -۰/۲۰ | -۰/۰۱ | -۰/۲۵ | -۰/۸۰ | -۰/۲۲ | -۰/۸۵ | -۰/۷۵ | -۰/۵۱ | -۰/۳۸ | -۰/۲۷ | -۰/۲۵ | -۰/۲۵ | -۰/۱۶ | -۰/۶۲ | -۰/۱۰ | -۰/۸۷ |
| Ce | -۰/۲۸ | -۰/۰۱ | -۰/۷۸ | -۰/۳۰ | -۰/۲۶ | -۰/۰۶ | -۰/۳۳ | -۰/۸۴ | -۰/۲۶ | -۰/۸۶ | -۰/۷۹ | -۰/۵۴ | -۰/۴۶ | -۰/۳۳ | -۰/۳۳ | -۰/۳۳ | -۰/۱۶ | -۰/۶۸ | -۰/۱۱ | -۰/۸۵ |
| Pr | -۰/۴۷ | -۰/۰۲ | -۰/۷۷ | -۰/۲۹ | -۰/۲۶ | -۰/۰۷ | -۰/۳۳ | -۰/۸۴ | -۰/۲۵ | -۰/۸۹ | -۰/۷۸ | -۰/۵۲ | -۰/۴۷ | -۰/۳۳ | -۰/۲۴ | -۰/۳۵ | -۰/۱۷ | -۰/۶۹ | -۰/۰۹ | -۰/۸۷ |
| Nd | -۰/۵۰ | -۰/۰۲ | -۰/۷۸ | -۰/۳۱ | -۰/۲۰ | -۰/۱۳ | -۰/۳۷ | -۰/۸۵ | -۰/۲۹ | -۰/۹۰ | -۰/۸۰ | -۰/۵۵ | -۰/۵۳ | -۰/۳۶ | -۰/۲۹ | -۰/۴۰ | -۰/۱۵ | -۰/۷۴ | -۰/۰۸ | -۰/۸۶ |
| Sm | -۰/۵۸ | -۰/۰۴ | -۰/۷۶ | -۰/۴۰ | -۰/۲۷ | -۰/۱۸ | -۰/۳۶ | -۰/۸۴ | -۰/۵۲ | -۰/۸۵ | -۰/۸۱ | -۰/۵۹ | -۰/۶۴ | -۰/۴۳ | -۰/۴۰ | -۰/۴۴ | -۰/۰۳ | -۰/۷۸ | -۰/۰۹ | -۰/۷۸ |
| Eu | -۰/۵۲ | -۰/۰۹ | -۰/۷۴ | -۰/۴۰ | -۰/۲۶ | -۰/۰۱ | -۰/۱۷ | -۰/۷۵ | -۰/۵۵ | -۰/۷۹ | -۰/۷۳ | -۰/۵۳ | -۰/۵۱ | -۰/۳۱ | -۰/۲۱ | -۰/۲۵ | -۰/۰۵ | -۰/۶۳ | -۰/۱۳ | -۰/۷۱ |
| Gd | -۰/۶۷ | -۰/۰۸ | -۰/۷۸ | -۰/۵۰ | -۰/۴۵ | -۰/۲۵ | -۰/۲۸ | -۰/۷۵ | -۰/۶۱ | -۰/۷۷ | -۰/۸۵ | -۰/۴۴ | -۰/۷۱ | -۰/۴۶ | -۰/۲۶ | -۰/۴۵ | -۰/۰۲ | -۰/۸۶ | -۰/۱۵ | -۰/۷۴ |
| Tb | -۰/۸۲ | -۰/۰۹ | -۰/۸۰ | -۰/۵۹ | -۰/۵۴ | -۰/۲۶ | -۰/۴۱ | -۰/۸۹ | -۰/۶۹ | -۰/۷۰ | -۰/۸۷ | -۰/۴۰ | -۰/۷۸ | -۰/۵۴ | -۰/۴۵ | -۰/۵۵ | -۰/۰۱ | -۰/۸۷ | -۰/۲۳ | -۰/۶۹ |
| Dy | -۰/۸۲ | -۰/۳۰ | -۰/۸۵ | -۰/۶۸ | -۰/۶۱ | -۰/۲۲ | -۰/۴۰ | -۰/۹۱ | -۰/۷۵ | -۰/۶۴ | -۰/۹۲ | -۰/۷۷ | -۰/۸۱ | -۰/۶۰ | -۰/۴۳ | -۰/۵۳ | -۰/۰۱ | -۰/۸۷ | -۰/۳۵ | -۰/۶۵ |
| Ho | -۰/۸۸ | -۰/۴۲ | -۰/۹۱ | -۰/۷۶ | -۰/۶۷ | -۰/۱۲ | -۰/۳۷ | -۰/۹۳ | -۰/۸۰ | -۰/۶۱ | -۰/۹۶ | -۰/۸۴ | -۰/۸۱ | -۰/۶۸ | -۰/۲۶ | -۰/۴۳ | -۰/۰۴ | -۰/۸۰ | -۰/۴۸ | -۰/۶۳ |
| Er | -۰/۸۸ | -۰/۴۲ | -۰/۹۰ | -۰/۷۵ | -۰/۶۸ | -۰/۱۱ | -۰/۳۹ | -۰/۹۴ | -۰/۷۸ | -۰/۶۰ | -۰/۹۰ | -۰/۸۴ | -۰/۸۱ | -۰/۶۹ | -۰/۲۸ | -۰/۴۲ | -۰/۰۱ | -۰/۷۸ | -۰/۴۸ | -۰/۶۴ |
| Tm | -۰/۸۶ | -۰/۴۰ | -۰/۹۱ | -۰/۷۳ | -۰/۶۷ | -۰/۰۸ | -۰/۳۹ | -۰/۹۵ | -۰/۷۶ | -۰/۶۲ | -۰/۹۶ | -۰/۸۳ | -۰/۸۱ | -۰/۷۰ | -۰/۳۷ | -۰/۴۱ | -۰/۰۱ | -۰/۷۷ | -۰/۴۶ | -۰/۶۶ |
| Yb | -۰/۸۴ | -۰/۳۶ | -۰/۹۰ | -۰/۷۰ | -۰/۶۵ | -۰/۱۱ | -۰/۴۱ | -۰/۹۷ | -۰/۷۴ | -۰/۶۵ | -۰/۹۷ | -۰/۸۰ | -۰/۷۹ | -۰/۶۵ | -۰/۴۰ | -۰/۴۵ | -۰/۰۴ | -۰/۸۱ | -۰/۴۴ | -۰/۷۰ |
| Lu | -۰/۸۲ | -۰/۳۳ | -۰/۸۷ | -۰/۶۷ | -۰/۶۵ | -۰/۱۶ | -۰/۴۷ | -۰/۹۷ | -۰/۷۱ | -۰/۶۴ | -۰/۹۶ | -۰/۷۹ | -۰/۸۰ | -۰/۶۷ | -۰/۴۶ | -۰/۴۹ | -۰/۰۸ | -۰/۸۲ | -۰/۴۱ | -۰/۶۹ |

جدول ۵. ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر در نمونه های کائولن زنوز.

|    | U     | Cu    | Y     | Zr    | Zn    | Ta    | Nb    | Pb    | Hf    | La    | Ce    | Pr    | Nd    | Sm    | Eu    | Gd    | Tb    | Dy    | Ho    | Er    | Tm    | Yb    | Lu   |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| U  | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Cu | -۰/۱۲ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Y  | -۰/۳۲ | -۰/۱۵ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Zr | -۰/۰۷ | -۰/۲۱ | -۰/۷۷ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Zn | -۰/۲۲ | -۰/۲۱ | -۰/۳۲ | -۰/۰۴ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Ta | -۰/۴۷ | -۰/۱۴ | -۰/۸۳ | -۰/۵۲ | -۰/۵۱ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Nb | -۰/۱۷ | -۰/۱۵ | -۰/۰۳ | -۰/۰۸ | -۰/۱۷ | -۰/۴۳ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Pb | -۰/۳۳ | -۰/۲۲ | -۰/۶۷ | -۰/۴۹ | -۰/۰۹ | -۰/۴۳ | -۰/۱۷ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Hf | -۰/۱۵ | -۰/۱۹ | -۰/۵۲ | -۰/۹۳ | -۰/۱۵ | -۰/۲۰ | -۰/۰۲ | -۰/۳۰ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| La | -۰/۱۴ | -۰/۰۸ | -۰/۷۲ | -۰/۸۹ | -۰/۰۲ | -۰/۵۰ | -۰/۱۹ | -۰/۴۴ | -۰/۸۳ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Ce | -۰/۱۵ | -۰/۱۱ | -۰/۷۷ | -۰/۹۰ | -۰/۰۲ | -۰/۵۳ | -۰/۱۶ | -۰/۵۰ | -۰/۸۳ | -۰/۹۹ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Pr | -۰/۱۶ | -۰/۱۱ | -۰/۷۶ | -۰/۹۰ | -۰/۰۱ | -۰/۵۱ | -۰/۱۴ | -۰/۵۳ | -۰/۸۳ | -۰/۹۹ | -۰/۹۹ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Nd | -۰/۱۵ | -۰/۱۰ | -۰/۷۹ | -۰/۸۹ | -۰/۰۱ | -۰/۵۲ | -۰/۰۹ | -۰/۶۰ | -۰/۸۰ | -۰/۹۶ | -۰/۹۹ | -۰/۹۹ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Sm | -۰/۱۸ | -۰/۰۵ | -۰/۸۴ | -۰/۸۱ | -۰/۰۲ | -۰/۵۲ | -۰/۱۰ | -۰/۷۲ | -۰/۶۹ | -۰/۸۵ | -۰/۹۰ | -۰/۹۱ | -۰/۹۵ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Eu | -۰/۱۶ | -۰/۰۸ | -۰/۷۹ | -۰/۷۳ | -۰/۱۰ | -۰/۵۱ | -۰/۰۹ | -۰/۵۹ | -۰/۶۲ | -۰/۸۲ | -۰/۸۴ | -۰/۸۵ | -۰/۸۹ | -۰/۹۵ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |       |      |
| Gd | -۰/۲۰ | -۰/۰۱ | -۰/۸۹ | -۰/۸۰ | -۰/۱۱ | -۰/۵۸ | -۰/۱۲ | -۰/۸۲ | -۰/۶۴ | -۰/۸۰ | -۰/۸۵ | -۰/۸۶ | -۰/۹۱ | -۰/۹۷ | -۰/۹۰ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |       |      |
| Tb | -۰/۲۵ | -۰/۰۳ | -۰/۹۳ | -۰/۷۸ | -۰/۲۰ | -۰/۶۵ | -۰/۱۳ | -۰/۸۳ | -۰/۵۸ | -۰/۷۴ | -۰/۸۰ | -۰/۸۱ | -۰/۸۶ | -۰/۹۴ | -۰/۸۷ | -۰/۹۹ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |       |      |
| Dy | -۰/۲۸ | -۰/۰۶ | -۰/۹۷ | -۰/۷۷ | -۰/۲۸ | -۰/۷۴ | -۰/۰۴ | -۰/۸۰ | -۰/۵۴ | -۰/۷۳ | -۰/۷۸ | -۰/۷۸ | -۰/۸۳ | -۰/۸۹ | -۰/۸۲ | -۰/۹۶ | -۰/۹۹ | ۱/۰۰  |       |       |       |       |      |
| Ho | -۰/۳۲ | -۰/۱۲ | -۰/۹۹ | -۰/۷۶ | -۰/۳۲ | -۰/۸۳ | -۰/۰۴ | -۰/۷۱ | -۰/۵۱ | -۰/۷۲ | -۰/۷۶ | -۰/۷۶ | -۰/۷۹ | -۰/۸۵ | -۰/۸۰ | -۰/۹۱ | -۰/۹۵ | -۰/۹۸ | ۱/۰۰  |       |       |       |      |
| Er | -۰/۳۱ | -۰/۱۸ | -۰/۹۹ | -۰/۷۹ | -۰/۳۲ | -۰/۸۴ | -۰/۰۶ | -۰/۶۷ | -۰/۵۳ | -۰/۷۳ | -۰/۷۷ | -۰/۷۷ | -۰/۸۰ | -۰/۸۴ | -۰/۷۸ | -۰/۸۹ | -۰/۹۳ | -۰/۹۷ | -۰/۹۹ | ۱/۰۰  |       |       |      |
| Tm | -۰/۳۱ | -۰/۲۰ | -۰/۹۹ | -۰/۸۰ | -۰/۳۲ | -۰/۸۳ | -۰/۰۵ | -۰/۶۵ | -۰/۵۶ | -۰/۷۴ | -۰/۷۸ | -۰/۷۸ | -۰/۸۰ | -۰/۸۴ | -۰/۷۸ | -۰/۸۸ | -۰/۹۲ | -۰/۹۶ | -۰/۹۹ | -۰/۹۹ | ۱/۰۰  |       |      |
| Yb | -۰/۲۹ | -۰/۱۷ | -۰/۹۹ | -۰/۸۴ | -۰/۳۰ | -۰/۸۲ | -۰/۰۷ | -۰/۶۷ | -۰/۶۰ | -۰/۷۶ | -۰/۸۰ | -۰/۸۰ | -۰/۸۲ | -۰/۸۵ | -۰/۷۹ | -۰/۹۰ | -۰/۹۳ | -۰/۹۷ | -۰/۹۹ | -۰/۹۹ | -۰/۹۹ | ۱/۰۰  |      |
| Lu | -۰/۲۳ | -۰/۲۳ | -۰/۹۸ | -۰/۸۴ | -۰/۲۸ | -۰/۸۱ | -۰/۰۷ | -۰/۶۶ | -۰/۶۱ | -۰/۷۵ | -۰/۸۰ | -۰/۷۹ | -۰/۸۲ | -۰/۸۵ | -۰/۷۷ | -۰/۸۹ | -۰/۹۳ | -۰/۹۶ | -۰/۹۸ | -۰/۹۹ | -۰/۹۹ | -۰/۹۹ | ۱/۰۰ |



شکل ۶: نمودارهای تهی شدگی- غنی شدگی برای عناصر اصلی و فرعی در طی فرایندهای کائولینیتی شدن و تشکیل انواع واحدهای کائولینیتی در زنوز.



شکل ۷. نمودارهای تهی‌شدگی - غنی‌شدگی برای (الف) LILE، (ب) TTE، (پ) HFSE، (ت) LREE و (ث) HREE در طی فرایندهای کائولینیتی شدن و تشکیل انواع واحدهای کائولینیتی در زنوز.

آن در سیستم با تجمع بازماندی آن مرتبط است [۲۸ - ۲۹]. تهی‌شدگی Mn می‌تواند دلیلی بر تخریب کانیهای فرومنیزین [۳۰] و غنی‌شدگی آن دلیلی بر ورود بخشی Mn توسط محلولهای هیپوژن به سیستم باشد. تهی‌شدگی P از سیستم تخریب آپاتیت‌های سنگ مادر را در طی فرایندهای کائولینیتی شدن نشان می‌دهد [۳۱] و غنی‌شدگی آن دلیلی بر ترسیب کانیهای فسفاتی ثانویه در کانسار است.

تهی‌شدگی Ca در سیستم بواسطه دگرسانی فلدسپارهای سنگ مادر در طی واکنشهای آب - سنگ و غنی‌شدگی آن به دلیل رسوب کلسیت از محلولهای فروروی جوی صورت گرفته است. تهی‌شدگی Mg به واسطه تخریب کانیهای فرومنیزین [۲۴ - ۲۵] و غنی‌شدگی آن توسط تثبیت توسط کانیهای ثانویه‌ای چون مونتموریلونیت و کلریت انجام گردیده است. تهی‌شدگی Na بواسطه دگرسانی فلدسپار و تهی‌شدگی K بدلیل دگرسانی فلدسپار و بیوتیت صورت گرفته است [۲۴، ۲۵، ۲۶ و ۲۷]. تهی‌شدگی Ti به دلیل تخریب بیوتیت توسط محلولهای هیپوژن صورت گرفته و غنی‌شدگی

## عناصر لیتوفیل درشت یون

تهی شدگی Rb، Ba و Cs از سیستم احتمالاً به دلیل شکسته شدن فلدسپارهای سنگ مادر در طی فرآیندهای دگرسانی رخ داده است [۳۲]. با توجه به همبستگی مثبت و متوسط بین Ba با K (۰/۴۸) می‌توان ادعا نمود که تثبیت Ba توسط ایلیت-مسکویت، مهمترین عامل غنی شدگی Ba در کانسار بوده است [۳۲]. همبستگی‌های مثبت و متوسط تا خوب بین Rb با Mg (۰/۴۶)، Na (۰/۷۴) و K (۰/۹۸) نشان می‌دهند که غنی شدگی Rb در این کانسار توسط کانیهای مونتموریلونیت و ایلیت-مسکویت صورت گرفته است [۲۵]. همبستگی‌های مثبت و متوسط تا خوب بین Cs با Mg (۰/۴۳)، Na (۰/۷۷) و K (۰/۸۷) دلالت بر این نکته دارند که Cs در این کانسار توسط همان فرآیند و کانیهای تثبیت شده است که باعث غنی شدگی Rb شده است. تهی شدگی Th در این کانسار نشان می‌دهد که محلولهای عامل تشکیل این کانسار بایستی ماهیتی خیلی اسیدی داشته باشند که موجبات خروج Th را از این سیستم فراهم کرده‌اند [۳۳ - ۳۴]. با توجه به همبستگی‌های مثبت و خوب بین Th با Fe (۰/۶۱)، Ti (۰/۷۹)، P (۰/۸۷) و Zr (۰/۸۰) می‌توان اظهار داشت که کانیهای هماتیت، آناز، موناژیت و زیرکن نقش ارزنده‌ای در تثبیت Th در این کانسار ایفا نموده‌اند [۲۵ و ۳۴]. با توجه به همبستگی مثبت و متوسط بین U با Fe (۰/۴۵) و Mg (۰/۴۴) به نظر می‌رسد که هماتیت به علت فرآیندهای روبش و تمرکز (Scavenging) و کلریت به دلیل فرآیند جذب سطحی نقش ارزنده‌ای در تثبیت U در سیستم داشته‌اند [۳۵ - ۳۶]. تهی شدگی بخشی Sr در طی تشکیل این کانسار می‌تواند به علت دگرسانی فلدسپارهای سنگ مادر [۳۲] رخ داده باشد. همبستگی‌های مثبت و متوسط بین Sr با P (۰/۶۷)، K (۰/۶۴) و Na (۰/۵) نشان می‌دهد که علاوه بر نقش احتمالی کانی بیلوویت (Belovite)  $[(\text{PO}_4)_3(\text{OH})]$   $(\text{Sr}\cdot\text{Ce}\cdot\text{Na}\cdot\text{Ca})_5$  در تثبیت Sr در سیستم، کانیهای ایلیت - مسکویت و مونتموریلونیت نیز نقش ارزنده‌ای در این زمینه ایفا نموده‌اند [۳۷].

## عناصر جزئی عبوری

خروج V و Co در طی تکوین کانسار می‌تواند مرتبط با ماهیت pH پایین محلولهای دگرسان کننده باشد [۳۸ و ۳۹].

همبستگی مثبت و متوسط تا خوب بین V با Fe (۰/۹۳)، Ti (۰/۹۴) و Mn (۰/۶۴) نشان می‌دهد که کانیهای هماتیت، آناز، و اکسیدهای Mn نقش ارزنده‌ای در تثبیت V در سیستم ایفا نموده‌اند [۴۰ - ۴۱]. همبستگی مثبت و خوب بین Co با Fe (۰/۸۷) و Mn (۰/۷۱) نشان می‌دهد که هماتیت همراه با اکسیدهای منگنز عوامل اصلی تثبیت Co در سیستم می‌باشند [۴۲]. کاهش جرم Cr از سیستم احتمالاً مرتبط با حضور مواد ارگانیکی است، زیرا کلوئیدهای ارگانیکی می‌توانند تحرک Cr را در محلولهای آبگین فراهم نمایند [۴۳]. همبستگی مثبت و متوسط بین Cr با Fe (۰/۶۶) نشان می‌دهد که هماتیت به واسطه فرآیند روبش، موجبات تمرکز و غنی شدگی Cr را در سیستم فراهم نموده‌اند [۴۴]. تهی شدگی Cu می‌تواند به دلیل شکسته شدن کانیهای فرومنیزین سنگ مادر در طی سیستم‌های واکنشی آب-سنگ باشد [۳۲ و ۴۵]. با توجه به همبستگی مثبت و متوسط بین Cu با Mg (۰/۵) به نظر می‌رسد که کلریت به واسطه فرآیند جذب سطحی باعث تثبیت و غنی شدگی Cu در این کانسار شده‌است [۴۶]. به نظر می‌رسد که خروج Ni از سیستم به علت ماهیت pH خیلی پایین محلولهای دگرسان کننده (هیپوژن) رخ داده باشد. همبستگی مثبت و متوسط بین Ni و Fe (۰/۶۶) نشان می‌دهد که عامل اصلی کنترل کننده توزیع Ni در سیستم و غنی شدگی آن روبش این عنصر توسط هماتیت است.

## عناصر با قدرت میدان بالا

تهی شدگی Zr در طی کائولینیتی شدن به ماهیت pH بسیار اسیدی محلولهای دگرسان کننده مرتبط است [۴۷ - ۴۸]. همبستگی مثبت و متوسط بین Nb با Al (۰/۴۲) نشانگر تثبیت Nb در سیستم توسط کانیهای رسی به واسطه فرآیندهای جذب سطحی است [۴۹]. خروج بخشی Hf و Ga از سیستم مرتبط با ماهیت pH بسیار اسیدی محلولهای دگرسان کننده می‌باشد [۵۰ - ۵۱]. همبستگی‌های مثبت و خوب Ga با Si (۰/۷۸) و Al (۰/۹۶) دلالت بر نقش مؤثر کانیهای رسی در تمرکز Ga در کانسار دارد [۴۹]. همچنین همبستگی‌های مثبت و خوب بین Hf با Zr (۰/۹۳) و Ti (۰/۷۳) نشان می‌دهد که زیرکن‌های بازمانده و آناز موجبات تثبیت و غنی شدگی Hf را در این کانسار فراهم نموده‌اند

داشته باشد [۵۳ و ۶۲]. همچنین همبستگی مثبت و خوب بین Zr با Ce (۰/۹۰) دلالت بر حضور Ce در شبکه زیرکن‌های بازماندی در این کانسار دارد [۶۳]. همبستگی‌های مثبت و خوب Mn با HREE (۰/۷۴ تا ۰/۸۰) نیز حکایت از آن دارد که اکسیدهای منگنز می‌توانند نقش مؤثری در تثبیت HREE در این ذخیره رسی داشته باشند. ضرایب همبستگی مثبت و خوب بین P با LREE (۰/۷۷ تا ۰/۹۰) و مثبت و متوسط با HREE (۰/۶۴ تا ۰/۷۰) می‌تواند مبین کنترل توزیع بخشی از HREE و LREE در کانسار توسط کانیه‌های فسفاتی باشد [۶۴]. همبستگی‌های مثبت و خوب بین La، Ce و Nd با P (۰/۸۵ تا ۰/۸۹) دلیلی بر حضور احتمالی کانیه‌های Monazite[(Ce,La)PO<sub>4</sub>] و Rhabdophane [CeLa(PO<sub>4</sub>).H<sub>2</sub>O] در این کانسار می‌باشد [۵۳ و ۶۵]. همبستگی‌های خوب و متوسط بین P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> با Y (۰/۵۸)، دلیلی بر حضور احتمالی کانیه‌های فسفاتی چورچیت (Churchite) [Y(PO<sub>4</sub>).2(H<sub>2</sub>O)] در این کانسار است [۶۶]. با توجه به همبستگی مثبت و خوب بین REE با Y (۰/۷۲ تا ۰/۹۹) پیشنهاد می‌شود که توزیع لانتانیدها علاوه بر کانیه‌های فسفاتی یاد شده، به وسیله کانی زینوتایم (Xenotime(YPO<sub>4</sub>)) نیز کنترل گردیده است [۵۳]. همبستگی مثبت و خوب بین Th با Ce (۰/۸۵)، دلیلی بر حضور احتمالی کانی سریانیت [(CeTh O<sub>2</sub>)] در این کانسار است [۳۷].

### الگوی توزیع REE

الگوی توزیع REE به هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [۶۷] در واحدهای کائولن دلالت بر تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در طی فرآیندهای کائولینیتی شدن دارد (شکل ۸). همچنین از این شکل چنین استنباط می‌شود که درجه تفریق LREE از HREE در طی فرآیندهای سوپرژن (کائولن‌های سفید و لیمویی) نسبت به فرایندهای هیپوژن (زرد، قهوه‌ای و خاکستری) بیشتر می‌باشد (شکل ۸). از آنجایی که معمولاً در pHهای خنثی، ثبات کمپلکس‌های HREE نسبت به LREE در محلولهای کانسنگ‌ساز بالا می‌باشد [۶۸]، به نظر می‌رسد مهم‌ترین دلیلی که می‌توان برای تفریق بیشتر LREE از HREE در کائولن‌های سوپرژن (سفید و لیمویی) نسبت به کائولن‌های

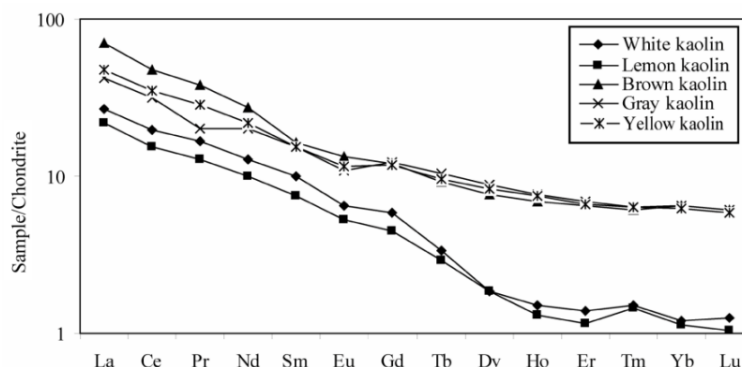
[۵۲-۵۳-۵۴]. روند کاهشی Y در این کانسار به نظر می‌رسد که به مانند سایر عناصر HFS مرتبط با دگرسانی هیپوژن در طی تشکیل این کانسار باشد. Y معمولاً در طی دگرسانی‌های دما بالا از سیستم دگرسانی خارج می‌شود [۵۵]. همبستگی‌های مثبت و متوسط تا خوب بین Y با Ti (۰/۹۳)، Mn (۰/۸۱)، P (۰/۵۸) و Zr (۰/۷۷) مبین نقش مؤثر کانیه‌های آناتاز، اکسیدهای منگنز، زینوتایم و زیرکن در تثبیت و غنی‌شدگی Y در این کانسار هستند [۳۷، ۵۶ و ۵۷]. اکسیدهای منگنز روبندهای (Scavengers) مناسب برای اغلب عناصر جزئی می‌باشند [۲۷].

### عناصر نادر خاکی

pHهای پایین و بالا به ترتیب باعث شست‌وشو و ترسیب REE در سیستم‌های دگرسانی می‌شوند [۵۸]. با توجه به روندهای افزایشی و کاهشی REE در واحدهای کائولن چنین به نظر می‌رسد که رفتار REE در طی فرآیندهای کائولینیتی شدن در زون به مانند عناصر HFS و جزئی عبوری به تغییرات pH محلولهای دگرسان کننده وابسته باشد. ضرایب همبستگی منفی و متوسط تا خوب بین REE با SiO<sub>2</sub> (۰/۴۴- الی ۰/۸۸-) و منفی ضعیف و مثبت ناچیز REE با Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (۰/۴۲- تا ۰/۰۲) نشان می‌دهد که علی‌رغم معرفی کائولینیت به عنوان فاز اصلی تمرکز دهنده REE در ذخایر کائولن [۵۹]، این کانی نقشی در تمرکز REE در کانسار مورد مطالعه نداشته است. همبستگی‌های مثبت و خوب بین TiO<sub>2</sub> با REE (۰/۷۵ تا ۰/۹۷)، حکایت از آن دارد که آناتاز نقش مؤثری در تمرکز REE در واحدهای کائولینیتی این کانسار داشته است [۵۳]. مطالعات انجام شده نشان داده است که رویش REE توسط اکسی-هیدروکسیدهای آهن یک پدیده معمول رایج در سیستم‌های دگرسانی می‌باشد [۶۰]. همبستگی‌های مثبت و خوب بین Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> با REE (۰/۷۷ تا ۰/۹۱) دلالت بر این نکته دارد که هماتیت نقش ارزنده‌ای در رویش و تمرکز REE در این کانسار ایفا نموده است. به عبارت بهتر الگوی توزیع REEها در این کانسار با ته‌نشینی آهن کنترل شده است. زیرکن که از نظر شیمیایی پایدارترین کانی در طی فرایندهای دگرسانی و هوازدگی محسوب می‌شود [۶۱]، به دلیل همبستگی مثبت و خوب با HREE (۰/۷۶ تا ۰/۸۴) می‌تواند نقش کنترلی در توزیع HREE در این کانسار

هیپوژن (زرد، قهوه‌ای و خاکستری) متصور شد، بالا بودن میزان pH محلولهای جوی نسبت به محلولهای ماگمایی در

طی توسعه این کانسار باشد [۶۸].



شکل ۸. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده به کندریت [۶۷] در واحدهای کائولن.

آندزیتی است. این موضوع نشان می‌دهد ناهنجاریهای Ce در طی تکوین کانسار، تغییرات چندانی نداشته است. نبود ناهنجاریهای بزرگ Ce دلالت بر نقش اصلی فرایندهای هیپوژن در تکوین این کانسار دارد [۷۱].

#### برداشت

مهم‌ترین نتایج حاصل از بررسیهای زمین‌شیمیایی بر روی رفتار عناصر در طی تشکیل کانسار کائولن زنوز به این صورت است: ۱- عملکرد فرایندهای دگرسانی و هوازدگی بر روی سنگهای تراکی آندزیتی ائوسن در زنوز مرند با توسعه کانیهای کوارتز، کائولینیت، مونت‌موریلونیت، کلسیت، پیروفلیت، کلریت، مسکویت-ایلیت، دولومیت، هماتیت و آناز در ۵ تیپ سنگی به رنگهای سفید، لیمویی، خاکستری، قهوه‌ای و زرد شده است.

۲- بررسی عامل غنی‌شدگی عناصر نشان می‌دهد کائولینیتی شدن سنگهای تراکی آندزیتی با شست‌وشوی عناصری نظیر Al, Na, K, Rb, Ba, V, Hf, Cu, Zr, Tm, Yb, Lu و غنی‌شدگی عناصری نظیر U, Nb, Ta و شست‌شو- تثبیت عناصری چون Si, Fe, Ca, Mg, Ti, Mn, P, Sr, Cs, Th, Co, Cr, Ni, Y, Ga, LREE, Tb, Dy, Ho و همراه بوده است.

۳- مطالعات زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند درجه تفریق LREE از HREEها در کائولن‌های سوپرژن نسبت به کائولن‌های هیپوژن بیشتر است.

#### تفسیر ناهنجاریهای Eu و Ce

در این مطالعه برای محاسبه مقادیر آنومالیهای Eu و Ce به ترتیب از روابط زیر استفاده گردید [۶۷]:

$$\begin{aligned} \text{Eu/Eu}^* &= \text{Eu}_{\text{sample}}/\text{Eu}_{\text{chondrite}}/\sqrt{[(\text{Sm}_{\text{sample}}/\text{Sm}_{\text{chondrite}}) \times (\text{Gd}_{\text{sample}}/\text{Gd}_{\text{chondrite}})]} \\ \text{Ce/Ce}^* &= 2(\text{Ce}_{\text{sample}}/\text{Ce}_{\text{chondrite}})/[(\text{La}_{\text{sample}}/\text{La}_{\text{chondrite}}) + (\text{Pr}_{\text{sample}}/\text{Pr}_{\text{chondrite}})] \end{aligned}$$

محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که گستره ناهنجاریهای Eu در نمونه‌های کائولن از ۰/۶۶ تا ۱/۲۷ و در سنگهای مادر تراکی آندزیتی از ۰/۸۲ تا ۰/۹۶ متغیر است. این در حالی است که گستره ناهنجاریهای Ce در نمونه‌های کائولن از ۰/۸۴ تا ۰/۹۴ و در سنگهای مادر تراکی آندزیتی از ۰/۸۸ تا ۰/۹۴ متغیر است. مقایسه محدوده تغییرات ناهنجاریهای Eu در نمونه‌های کائولن و سنگ مادر تراکی آندزیتی نشان می‌دهد که میزان ناهنجاری Eu در طی فرایندهای کائولینیتی شدن دارای دو روند کاهشی و افزایشی نسبت به سنگ مادر تراکی آندزیتی می‌باشد. کاهش مقادیر آنومالیهای Eu به موازات مقادیر Na و Ca از سنگ مادر به کانسار نشان از دگرسانی پلاژیوکلازها با پیشرفت فرایندهای دگرسانی و هوازدگی دارد [۶۹]. روندهای افزایشی ناهنجاریهای Eu در طی فرایندهای کائولینیتی شدن احتمالاً مرتبط با فرایندهای جذب سطحی Eu توسط کانیهای رسی و یا روبش توسط فازهای کانیایی آهنگدار است [۷۰]. گستره تغییرات ناهنجاریهای Ce در طی فرایندهای کائولینیتی شدن بسیار محدود بوده و مقادیر آن خیلی نزدیک به سنگ مادر تراکی

با تأکید بر مطالعات SEM و مقایسه آن با کانسار استقلال آباده"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال دهم، شماره ۱ (۱۳۸۱) ص ۳۵-۵۰.

[۹] سیاه‌چشمک، عابدینی ع.، "بررسی کانی‌شناسی، ژئوشیمی و سنگ مادر کانسار کائولن زنوز مرند"، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۱).

[۱۰] سیاه‌چشمک، عابدینی ع.، احمدزاده غ.، "بررسی تکوین کانسار کائولن زنوز در ارتباط با پدیده‌های دگرسانی هیپوژن و سوپرژن"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۲).

[۱۱] عامل ن.، مؤید م.، حاج‌علیلو ب.، "مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آتشفشانی منطقه زنوز و قره تپه - شمال غرب تبریز"، دومین همایش تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور تبریز، (۱۳۸۷).

[۱۲] علیپور و.، "بررسی فاکتورهای کنترل کننده توزیع عناصر جزئی و نادر خاکی در طی فرآیندهای کائولینیتی شدن در زنوز (مرند- استان آذربایجان شرقی)"، پایان نامه کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه ارومیه، (۱۳۸۹) ص ۱۱۳.

[۱۳] علیپور و.، عابدینی ع.، علیپور ص.، "زمین‌شیمی عناصر جزئی و نادر خاکی در کانسار کائولن زنوز، شمال شرق مرند، استان آذربایجان شرقی"، نخستین همایش زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، (۱۳۸۹).

[۱۴] علیپور و.، علیپور ص.، عابدینی ع.، "نقش فرآیندهای هیپوژن و سوپرژن در تکامل زمین‌شیمیایی کانسار کائولن زنوز، شمال شرق مرند، استان آذربایجان شرقی"، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین همایش سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۹).

[15] Maiza P. J., Pieroni D., Marfil S. A., "Geochemistry of hydrothermal kaolins in the SE area of Los Menucos, Province of Rlo Negro, Argentina", In: Dominguez, E.A., Mas, G.R., Cravero, F. (Eds.), 2001, A Clay Odyssey Elsevier, Amsterdam (2003) 123-130.

[16] Dill H. G., Bosse H. R., Henning K., Fricke A., Ahrendt H., "Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of

۴- نتایج به دست آمده نشان می‌دهند که رفتار عناصر در طی تکوین کانسار کائولن زنوز تابعی از عواملی چون تغییرات pH، پایداری نسبی کانیهای اولیه، جذب سطحی، جذب ترجیحی توسط اکسیدهای فلزی، وجود مواد ارگانیکی، فرآیندهای رویش و تمرکز، و تثبیت در فازهای کانیایی تازه تشکیل شده می‌باشد.

۵- مطالعات زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که تثبیت عناصر لیتوفیل درشت یون توسط کانیهای ایلیت-مسکویت، کلریت، مونت‌موریلونیت، همتایت، آاناتاز، مونازیت، بیلوویت و زیرکن، تثبیت عناصر جزئی عبوری توسط کانیهای همتایت، آاناتاز، اکسیدهای منگنز، و کلریت، تثبیت عناصر با قدرت میدان بالا توسط کانیهای رسی، زیرکن، آاناتاز، اکسیدهای منگنز، زینوتایم، زیرکن و تثبیت عناصر نادر خاکی توسط کانیهای آاناتاز، همتایت، زیرکن، اکسیدهای منگنز، مونازیت، رابدوفان، چورچیت، زینوتایم و سریانیت صورت گرفته است.

## منابع

- [۱] حسنی‌پاک ع. ا.، "گزارش پروژه شناخت کانی‌شناسی و شیمیایی کائولن زنوز"، (۱۳۶۳) ص ۱-۸۰.
- [2] Eftekhar-nezhad J., Ghorashi M., Mehrparto M., "Poldasht 1:250,000 geological quadrangle map", (1989).
- [3] Eftekhar-nezhad J., "Julfa 1:100,000 geological quadrangle map", (1996).
- [۴] فریدآزاد م.، "مطالعه پترولوژیکی و زمین‌شیمیایی سنگهای آذرین منطقه زنوز با نگرشی بر کائولن‌زایی آنها"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه تبریز، (۱۳۷۸) ص ۱۳۸.
- [۵] کرمی‌قوچم ب.، "کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانیهای رسی کانسار کائولن زنوز مرند"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه شیراز، (۱۳۷۹) ص ۲۱۴.
- [۶] ابراهیمی خ.، "کائولن زنوز- نگرشی بر خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و کاربردهای صنعتی"، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز، (۱۳۷۹).
- [۷] امین‌سبحانی ا.، صفری م.، "بررسی زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی کائولن زنوز"، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۰).
- [۸] اعتمادی ب.، کرمی ب.، جعفری ی.، "بررسی کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی کانیهای رسی کانسار زنوز مرند

- mountains, Tanzanian", Journal of African Earth Sciences 36 (2003) 357-369.
- [28] Zielinski R. A., "The mobility of Uranium and other elements during alteration of rhyolite ash to montmorillonite: A case study in the Troublesome Formation, Colorado, U.S.A", Chemical Geology 35 (2003) 185-20.
- [29] Christidis G. E., "Comparative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite and a rhyolite to bentonite, in the islands of Milos and Kimolos, Aegean, Greece", Clays and Clay Minerals 46 (1998) 379-399.
- [30] Koppi A. J., Edis R., Foeld D. J., Geering H. R., Klessa D. A., Cockayne D. J. H., "REEs trends and Ce-U-Mn associations in weathered rock from Koongarra, northern territory, Australia", Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (1996) 1695-1707.
- [31] Gouveia M. A., Prudencio M. I., Figueiredo M. O., Pereira L. C. J., Waerenbrogh J. C., Morgado I., Pena T., Lopes A., "Behaviour of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal", Chemical Geology 107 (1993) 293-298.
- [32] Plank T., Langmuir C. H., "The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle", Chemical Geology 145 (1988) 325-394.
- [33] Kataba -Pendias A., Pendias H., "Trace elements in soils and plants, Boca Raton, Florida: CRC Press", (1992).
- [34] Taboada T., Cortizas A. M., Garcia C., Garcia-Rodeja E., "U and Th in weathering and pedogenetic profiles developed on granitic rocks from NW Spain", Science of the Total Environment 356 (2006) 192-206.
- [35] Cowart J. B., Burnett W. C., "The distribution of U and Th decay-series radionuclides in the environment- a review", Journal of Environmental Quality 23 (1994) 651-662.
- [36] Coppin F., Berger G., Bauer A., Castet S., Loubet M., "Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite", Chemical Geology 182 (2002) 57-68.
- [37] Henderson P., "Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam", (1984).
- [38] Wehrli B., Stumm W., "Vanadyl in natural waters: Adsorption and hydrolysis promote oxygenation", Geochimica et Cosmochimica Acta 53 (1989) 69-77.
- northwestern Peru", Mineralium Deposita 32 (1997) 149-163.
- [17] Dill H. G., Bosse H. R., Kassbohm J., "Mineralogical and chemical studies of volcanic-related argillaceous industrial minerals of the Central America Cordillera (Werstern Salvador)", Economic Geology 95 (2000) 517-538.
- [18] Koester H., "Ein Beitrag zur Geochemie und Entstehung der oberpfalzischen Kaolin-Feldspat-Lagerstätten", Geol Runds 63 (1974) 655- 689.
- [19] Wagman D. D., Evans W. H., Parker V. B., Schumm R. H., Halow I., Bailey S. M., Churney K. L., Butall R. L., "The NBS tables of chemical thermodynamic properties: Selected values for inorganic and C1 and C2 organic substances in SI units", J Phys Chem Ref Data 11 (1982) 2-392.
- [20] Stoffregen R. E., Alpers C. N., "Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: products of apatite destruction during advanced argillic alteration", Canadian Mineralogist 25 (1987) 201-211.
- [21] Storr M., Koster H. M., Kromer H., Hilz M., "Minerale der Crandallit-Reihe im Kaolin von Hirschau-Schnaittenbach, Oberpfalz", Z Geol Wiss 19 (1991) 677- 683.
- [22] Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", (1993) 352p.
- [23] Malpas J., Duzgoren-Aydin N. S., Aydin A., "Behaviour of chemical elements during weathering of pyroclastic rocks, Hong Kong", Environment International 26(2001) 359-368.
- [24] Van Der Weijden C. H., Van Der Weijden R. D., "Mobility of major and some redox – sensitive trace element and rare earth elements during weathering of four granitoids in central Portugal", Chemical Geology 125 (1995) 149-167.
- [25] Arslan M., Kadir S., Abdioglu E., Kolayli H., "Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey", Clay Minerals 41(2006) 597-617.
- [26] Munch P., Duplay J., Cocheme J. J., "Alteration of silicic vitric tuffs interbedded in volcanoclastic deposits of the Southern Basin and Range Province, Mexico", Evidence for Hydrothermal Reactions 44 (1996) 49-67.
- [27] Mutakyahwa M. K. D., Ikingura J. R., Mruma A. H., "Geology and geochemistry of bauxite deposits in Lushoto district, Usambara

- Ville Marie, Quebec, Canada", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (2000) 2199-2220.
- [50] Pokrovsky O. S., Schott J., Dupre B., "Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basaltic terrain in Central Siberia", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (2006) 3239-3260.
- [51] Milnes A. R., Fitzpatrick R. W., "Titanium and zirconium minerals. In: Dixon, J.B., Weed, S.W. (Eds.), *Minerals in the Soil Environment*", Soil Science Society of America (1989) 1131-1205.
- [52] Muggler C. C., "Polygenetic oxisols on Tertiary surfaces, Minas Gerais Brazil. Ph.D thesis. Wageningen University, Netherlands", (1998).
- [53] Lopez J. M. G., Bauluz B., Nieto C. F., Oliete A. Y., "Factors controlling the trace-elements distribution in fine-grained rocks: The the Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain)", *Chemical Geology* 214 (2005) 1-19.
- [54] Fernandez-Caliani J. C., Cantano M., "Intensive kaolinization during a lateritic weathering event in southwest Spain: Mineralogical and geochemical inferences from a relict paleosol", *Catena* 80 (2010) 23-33.
- [55] Salvi S., Williams-Jones A. E., "The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 1917-1932.
- [56] Moore C.L., "Evaluation of regolith development and element mobility during weathering using isocon technique", *Geological Society of Australian. Spec. Publ*, 20 (1998) 141-147.
- [57] Jiang S. Y., Wang R. C., Xu X. S., Zhao K. D., "Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, and submarine-hydrothermal systems", *Phys. Chem. Earth* 30 (2005) 1020-1029.
- [58] Patino L. C., Velbel M. A., Price J. R., Wade J. A., "Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala", *Chemical Geology* 202 (2003) 343-364.
- [59] De Putter T., Andre L., Bernard A., Dupuis C., Jedwab J., Nicaise D., Perruchot A., "Trace element (Th, U, Pb, REE) behaviour in a cryptokarstic halloysite and kaolinite deposit from
- [39] Aiuppa A., Allard P., Alessandro W., Michel A., Parello F., Treuil M., Valeza M., "Mobility and fluxes of major elements, minor and trace metals during basalt weathering and groundwater transport at Mt. Etna volcano (Sicily)", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (2000) 1827-1841.
- [40] Singh B., Gilkes R.J., "Properties and distribution of iron oxides and their associations with minor elements in the soil of southwestern Australia", *Journal of Soil Sciences* 43 (1992) 77-98.
- [41] Schwertmann U., Pfab G., "Structural V and Cr in lateritic iron oxides: Genetic implications", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 4279-4283.
- [42] Laskou M., Economou-Eliopoulos M., "The role of microorganisms on the mineralogical and geochemical characteristics of the Parnassos-Ghiona bauxite deposits, Greece", *Journal of Geochemical Exploration* 93 (2007) 67-77.
- [43] Dupre B., Veirs J., Dandurand J. L., Polve M., Benezeth P., Vervier P., Braun J. J., "Major and trace elements associated with colloids in organic-rich river waters: ultrafiltration of natural and spiked solution", *Chemical Geology* 160 (1999) 63-80.
- [44] Marques J. J., Schulze D. G., Curi N., Mertzman S. A., "Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils", *Geoderma* 121 (2004) 31-43.
- [45] Fung P. C., Shaw D. M., "Na, Rb, and Tl distributions between phlogopite and sanidine by direct synthesis in a common vapour phase", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (1978) 899-909.
- [46] Sayin S. A., "Origin of Kaolin Deposits: Evidence From the Hisarcik (Emet-Kutahya) Deposits, Western Turkey", *Turkish Journal of Earth Science* 16 (2007) 77-96.
- [47] Ma J., Wei G., Xu Y., Long W., Sun W., "Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71 (2007) 3223-3237.
- [48] Nesbitt H. W., Wilson R. E., "Recent chemical weathering of basalts", *American Journal of Science* 292 (1992) 740-777.
- [49] Panahi A., Young G. M., Rainbird R. H., "Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near

*the Thar Desert, India: An implication to playasediment provenance*", *Chemie der Erde Geochemistry* 67 (2007) 55-68.

[66] Wang Q., Deng J., Liu X., Zhang Q., Sun S., Jiang C., Zhou F., "*Discovery of the REE minerals and its geological significance in the Quyang bauxite deposit, West Guangxi, China*", *Journal of Asian Earth Sciences* (inpress).

[67] Taylor S. R., McLennan S. M., "*The continental crust: Its composition and evolution*", Blackwell, (1985) 312p.Oxford

[68] Ronov A. B., Balashov Y. A., Migdisov A. A., "*Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle*", *Geochemistry International* 4 (1967) 1-17.

[69] Ece O. I., Nakagawa Z. E., "*Alteration of volcanic rocks and genesis of kaolin deposits in the Sile Region, northern Ystanbul, Turkey. Part II: differential mobility of elements*", *Clay Minerals* 38 (2003) 529-550.

[70] Klinkhammer G., German C. R., Elderfield H., Greaves M. J., Mitra A., "*Rare earth elements in hydrothermal fluids and plume particulates by inductively coupled plasma mass spectrometry*", *Marine Chemistry* 45 (1994) 179-186.

[71] Galan E., Fernandez-Caliani J. C., Miras J. C., Aparicio P., Marquez M. G., "*Residence and fractionation of rare earth elements during kaolinization of alkaline peraluminous granites in NW Spain*", *Clay Minerals* 42 (2007) 341 - 352.

*Southern Belgium: Importance of accessory mineral formation for radioactive pollutant trapping*", *Applied Geochemistry* 17 (2002) 1313-1328.

[60] Ohta A., Kawabe I., "*REE (III) adsorption onto Mn dioxide ( $\alpha$ -MnO<sub>2</sub>) and Fe oxihydroxide: Ce(III) oxidation by  $\alpha$ -MnO<sub>2</sub>*", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65 (2001) 695-703.

[61] Oh N. H., Richter D. D., "*Elemental translocation and loss from three highly weathered soil- bedrock profiles in the southeastern United States*", *Geoderma* 126 (2005) 5-25.

[62] Belousova E. A., Griffin W. L., Pearson N. J., "*Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons*", *Mineralogical Magazine* 62 (1998) 355-366.

[63] Ndjigui P., Bilong P., Bitom D., Dia A., "*Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomie ultramafic complex, southeast Cameroon*", *Journal of African Earth Sciences* 50 (2008) 305-328.

[64] Karakaya N., "*REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dagi Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence*", *Journal of Geochemical Exploration* 101 (2009) 185-208

[65] Roy P. D., Smykatz-Kloss W., "*REE geochemistry of the recent playa sediments from*



## راهنمای تنظیم مقاله برای چاپ در نشریه زمین‌شناسی اقتصادی

از اساتید و پژوهشگران گرامی که برای نشریه زمین‌شناسی اقتصادی مقاله ارسال می‌دارند درخواست می‌نماید در تنظیم و تدوین مقالات به نکات ضروری زیر توجه فرمایند.

- (1) توصیه می‌شود محققین محترم تا حد امکان در متن مقاله خود به مقالاتی که در شماره‌های گذشته نشریه زمین‌شناسی اقتصادی مقاله چاپ شده است استناد نمایند. بدیهی است این امر می‌تواند در بالا بردن امتیاز نشریه در بین مجلات نمایه شده در ISC موثر باشد.
- (2) مقالات ارائه شده دارای بخشهای زیر باشد:

● عنوان  
● چکیده  
● مقدمه  
● روش مطالعه  
● بحث و بررسی  
● برداشت  
● قدردانی  
● مراجع

- (3) مقاله با نرم افزار Word-xp تایپ شود. (نوع و اندازه قلم‌ها در ادامه تعریف شده‌اند)
- (4) در صفحه عنوان، نام نویسنده (یا نویسندگان به ترتیب مورد نظر و مشخص کردن نویسنده مسئول با علامت \*)، نام و نشانی مؤسسه‌ای که کار در آن انجام شده، شماره تلفن، فاکس، پست الکترونیک، و تاریخ تنظیم مقاله، مشخص شود.
- (5) چکیده مقاله به هر دو زبان فارسی و انگلیسی و حداکثر در 150 کلمه نوشته و چکیده انگلیسی روی صفحه‌ای جداگانه باشد.
- (6) برای معرفی سریع مقاله چند واژه کلیدی (Keywords) در ارتباط با متن مقاله در زیر چکیده‌ها نوشته شود.
- (7) در متن مقاله، مراجع به ترتیب با شماره 1 تا ... داخل دو بند، مثل [5]، مشخص شوند.
- (8) فهرست مراجع فارسی یا لاتین مثل نمونه‌های زیر نوشته شوند:

1- کریم پور م. ج، زاو خ، "دماسنجی و شرایط فیزیکیوشیمیایی محلول کانه‌دار بر مبنای کلریت و سیالات درگیر در معدن مس قلعه زری"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره 1 (1385) ص 1-26.

[2] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.

- (9) توصیه می‌شود هنگام تنظیم مقاله از یکی از واژگان منتشر شده از طرف مرکز نشر دانشگاهی استفاده و از به کار بردن کلمات لاتین که هم ارز فارسی دارند خودداری شود. در مواردی که واژه لاتین با املا فارسی نوشته می‌شود عین کلمه لاتین در زیر همان صفحه با قید شماره نوشته شود. تمام رقم‌ها در متن و جدول‌های مقالات فارسی بایستی فارسی باشد.

(10) جدول‌ها بر کاغذ جداگانه نوشته و شماره‌گذاری و در متن مقاله فقط به شماره جدول اشاره شود. پهنای جدول از 15 cm بیشتر نباشد.

(11) اصل عکس‌ها و نمودارها به صورت قابل چاپ در صفحه جدا از متن باشند. پهنای شکل‌ها از 15 cm بیشتر نباشد.

(12) توضیح هر شکل در زیر آن و توضیح جدول بالای آن نوشته شود.

(13) تعداد صفحات مقاله حداکثر 20 صفحه A4 شامل شکل‌ها و جدول‌ها باشد.

(14) چهار نسخه اصلی از مقاله بر یک روی کاغذ A4 با حاشیه‌های 3 cm و فاصله خط‌ها 1.5 برابر چاپ و به آدرس سردبیر نشریه ارسال شود.

(15) هر مقاله پس از تأیید مشاوران و هیأت تحریریه، توسط ویراستار نشریه ویرایش و تصویر نسخه آماده چاپ هر مقاله برای اظهار نظر نهایی به آدرس نویسنده مقاله ارسال می‌شود.

(16) تعداد 3 نسخه از مقاله چاپ شده به صورت رایگان برای نویسنده ارسال خواهد شد.

هنگام تایپ مقاله برای چاپ در نشریه زمین‌شناسی اقتصادی از قلم‌های زیر استفاده فرمائید.

| قلم فارسی         | قلم انگلیسی    | سر صفحه                      |
|-------------------|----------------|------------------------------|
| بی‌نازنین 12      | Time Med. 9    |                              |
| بی‌نازنین سیاه 16 | Time Bold 14   | عنوان مقاله                  |
| بی‌نازنین سیاه 13 | Time Bold 11   | اسم نویسنده                  |
| بی‌نازنین مایل 11 | Time Italic 10 | آدرس نویسنده و پست الکترونیک |
| بی‌نازنین 11      | Time Med. 10   | تاریخ تنظیم                  |
| بی‌نازنین مایل 12 | Time Italic 11 | واژه‌های کلیدی               |
| بی‌نازنین سیاه 11 | Time Bold 11   | مقدمه و عنوان هر بخش         |
| بی‌نازنین 12      | Time Med. 11   | متن مقاله                    |
| بی‌نازنین سیاه 10 | Time Bold 10   | شماره شکل‌ها و جدول‌ها       |
| بی‌نازنین 11      | Time Med. 10   | زیرنویس شکل‌ها و جدول‌ها     |
| بی‌نازنین 12      | Time Med. 11   | مراجع                        |
| بی‌نازنین 10      | Time Med. 9    | پانوشته‌ها                   |



## Behaviour of major, minor and trace elements (including REEs) during kaolinization processes at Zonouz deposit, northeast of Marand, East Azarbaijan province

Vahideh Alipour\* and Ali Abedini

Geology Department, Faculty of Sciences, Urmia University, 57153, Urmia, Iran

Received: 29/11/2010, accepted: 18/4/2011

### Abstract

The Zonouz kaolin deposit is located ~15 km northeast of Marand, East-Azarbaijan province. Based on physical features in field investigations, such as color, five distinct kaolin types including (1) white, (2) lemon, (3) gray, (4) brown, and (5) yellow are distinguished in the deposit. Field evidence and petrographic studies indicate that the deposit is genetically close to trachy-andesite rocks. According to mineralogical data, the deposit contains quartz, kaolinite, montmorillonite, calcite, pyrophyllite, chlorite, muscovite-illite, dolomite, hematite, and anatase minerals. Geochemical data indicate that function of alteration processes on trachy-andesite rocks during development of Zonouz ore deposit was accompanied by leaching of elements such as Al, Na, K, Rb, Ba, V, Hf, Cu, Zr, Tm, Yb, and Lu, enrichment of elements such as U, Nb, and Ta, and leaching-fixation of elements such as Si, Fe, Ca, Mg, Ti, Mn, P, Cs, Sr, Th, Co, Cr, Ni, Y, Ga, LREE, Tb, Dy, Ho, and Er. Incorporation of obtained results from mineralogical and geochemical studies show that physico-chemical conditions of alteration environment, the relative stability of primary minerals, surface adsorption, preferential sorption by metallic oxides, existing of organic matters, scavenging and concentration processes, and fixation in neomorphic mineralogical phases played important role in distribution of elements in the deposit. Geochemical studies show that development of the deposit is relative to two types of processes, (1) hypogene and (2) supergene. The distribution pattern of REEs indicates that differentiation degree of LREEs from HREEs in supergene kaolins is more than hypogene kaolins. Geochemical studies indicate that minerals such as Mn-oxides, zircon, anatase, hematite, cerianite, and secondary phosphates (monazite, rhabdophane, churchite, and zenotime) are the potential hosts for rare earth elements in this deposit.

**Keywords:** Kaolinization, Behaviour of elements, Trachy-andesite, Zonouz, Marand.

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۲۳۱ تا ۲۴۹ در این شماره به چاپ رسیده است.



## Mineralization study on Dehbid magnetite deposit, Fars; using mineralogical and geochemical data

M.A. Rajabzadeh<sup>1\*</sup>, S. Rasti<sup>2</sup>

*Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University*

Received: 16/4/2011, accepted: 14/8/2011

### Abstract

The Dehbid magnetite deposit is located in northeastern part of Fars province, in the southern border of Sanandaj-Sirjan metamorphic zone. The mineralization occurred as veins and lenses along NW-SE faults. The ores are mainly hosted in silicified dolomite of early Mesozoic (Triassic). Mineralogical studies show that the ores are dominated by magnetite and minor hematite with massive texture occurring as cement of angular remnants of silicified host dolomite. According to geochemical data, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content in the mineralized zones show extensive variation between 34 to 75 wt %. The P, Ti, Cr and V contents of the iron ores are remarkably low and Co/Ni, Cr/V and LREE/HREE ratios, positive Eu anomalies, negative Ce anomalies, Eu/Sm = <1, La/Lu = >1, along with field and textural observations of Dehbid ores indicate that the deposit belongs to the class of hydrothermal iron ores. At Dehbid, the magnetite ores are formed as open space fillings. The sparse rhyolites and basalts in the area may be regarded as the origin of iron and heat in the hydrothermal system. A decrease in temperature and likely pressure due to fluid mixing are the major causes of iron oxide deposition.

**Keywords:** iron deposit, magnetite, hydrothermal deposit, mineralization, Dehbid.

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۲۱۷ تا ۲۳۰ در این شماره به چاپ رسیده است.

\*<sup>۱</sup>مسئول مکاتبات: rajabzad@susc.ac.ir



## Neyshabour turquoise mine: the first Iron Oxide Cu-Au-U-LREE (IOCG) mineralized system in Iran

M.H. Karimpour\*, A. Malekzadeh Shafaroudi, A. Esphandiarpour and H. Mohammad Nejad

Research Center for Ore Deposits of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, P.O. Box No. 91775-1436, Mashhad, Iran

Received: 22/4/2011, accepted: 18/7/2011

### Abstract

Neyshabour turquoise mine is located in northwest of Neyshabour, southern Quchan volcanic belt. Eocene andesite and dacite forming as lava and pyroclastic rocks cover most of the area. Subvolcanic diorite to syenite porphyry (granitoids of magnetite series) intruded the volcanic rocks. Both volcanic and subvolcanic rocks are highly altered. Four types of alteration are recognized including: silicification, argillic, calcification and propylitic. Silicification is dominant followed by argillic alteration. Mineralization is present as stockwork, disseminated and hydrothermal breccia. Hypogene minerals are pyrite, magnetite, specularite, chalcopryite, and bornite. Secondary minerals are turquoise, chalcocite, covellite, and iron oxides. A broad zone of gossan has developed in the area. Oxidized zone has a thickness of about 80 m. Mineralized samples show high anomalies of Cu, Au, Zn, As, Mo, Co, U, LREE, Nb, and Th. Both aeromagnetic and radiometric (U and Th) maps show very strong anomalies (10 × 5km) within the mineralized area. Based on geology, alteration, mineralization, geochemistry, and geophysics, Neyshabour turquoise mine is a large Iron oxide Cu-Au-U-LREE (IOCG) mineralized system. In comparison with other IOCG deposits, it has some similarities with Olympic Dam (Australia) and Candelaria (Chile). In comparison with Qaleh Zari and Kuh Zar mines, Neyshabour turquoise mine is the first Iron oxide Cu-Au-U-LREE (IOCG) mineralized system discovered in Iran.

**Keywords:** Turquoise mine, copper, LREE, uranium, IOCG mineralization.

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۱۹۳ تا ۲۱۶ در این شماره به چاپ رسیده است.



## Geochemistry of mercury mineralization and its environmental influence in the Tavreh area, west of Khoy, NW Iran

A. Imamalipour\*, J.A. Sharif

*Department of Mining Engineering, Urmia University*

Received: 16/4/2011, accepted: 11/12/2011

### Abstract

Mercury mineralization has occurred in relation with a listwaenitic type hydrothermal alteration system in Tavreh area located northwest of Khoy. Mercury-bearing alteration zone which has an area about  $0.4 \text{ km}^2$  is situated in one of Aland river upstreams. The only mercury compound found in this district is mercury sulfide (cinnabar) deposited as vein and veinlet forms. Geochemical investigations indicate that mercury distribution has variable values which vary between 0.36-10500 ppm. Its average in alteration zone is 300 ppm, although its average reaches to 0.35 percent in the mineralized veins. Considering the Clarke amount of mercury, it has increased more than 3750 times in overall alteration zone and more than 46000 times in mineralized veins. Based on the stream sediment heavy mineral geochemistry, distribution of cinnabar under physical weathering and transportation processes has occurred at least 7 km far away from the altered zone in downstream sediments. Mercury concentrations in samples taken from surface and underground waters are less than  $0.1 \mu\text{g/L}$ . In comparison with mercury concentrations, data obtained from other world's ore fields and considering the maximum permissible contaminant level in drinking waters, it can be concluded that the waters of this region have not been contaminated in mercury. Therefore, despite the extent of anomalous zone in Tavreh region, this zone cannot play a role as the contaminant source of environment. It is seemed that due to presence of mercury as stable mercury sulfide compound, the possibility of its leakage could not been obtained due to decomposition of this mineral.

**Keywords:** *Khoy, Tavreh, listwaenite, mercury, geochemistry, mineralization, environment, contamination.*

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۱۸۳ تا ۱۹۲ در این شماره به چاپ رسیده است.



## Geochemical aspects of Kejal kaolin deposit, northwest of Hashtjin, Ardebil province

Ali Abedini<sup>1\*</sup>, Rahim Masumi<sup>2</sup>, and Ali Asghar Calagari<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geology Department, Sciences Faculty, Urmia University, Urmia, 57153

<sup>2</sup>Geology Department, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University, Tabriz, 51666

Received: 23/5/2011, accepted: 14/8/2011

### Abstract

Kajal kaolin deposit is located ~20 km northwest of Hashtjin, Ardebil province. Field evidence and laboratory investigations show that the deposit is an alteration product of ignimbrites, tuffs, and trachy-andesites of Eocene age. According to mineralogical data, the major rock-forming minerals include kaolinite, montmorillonite, polygorskite, orthoclase, zeolite (stilbite), quartz, and chalcedony. Mass change calculations of elements, with assumption of Ti as immobile monitor element, indicate that leaching and fixation are two prominent regulators for concentration of major, minor, trace, and rare earth elements in the deposit. The distribution pattern of REEs, normalized to ignimbrite, in kaolin samples illustrates a weak fractionation of LREEs from HREEs coupled with strong negative Eu anomaly during the evolution of the deposit. Calculations of correlation coefficients among elements show that there is a high intrinsic correlation between HREEs in the studied samples. According to geochemical indices, it can be inferred that the hypogene alterations are superimposed by supergene ones in the course of evolution of the deposit. In accordance with the mode of distribution of elements in the deposit, it appears that the behavior of elements during kaolinization of ignimbrites was affected by the function of factors such as pH, redox potential, temperature variations, high fluid to rock ratio, preferential adsorption by clays and iron oxides, discrepancies in the stability rate of minerals, abundance of complex-forming ions ( $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ , and  $\text{SO}_4^{2-}$ ), and isomorphic substitution. The obtained results indicate that epithermal acid-sulfate solutions along with acidic supergene solutions originated from oxidation of hypogene pyrites played an important role in development of the deposit. Further geochemical considerations show that clay minerals along with secondary phosphates like monazite, rabdophane, and xenotime are the potential hosts for REEs in the deposit.

**Keywords:** Kaolin deposit, distribution of elements, mass changes, ignimbrite, Kejal, Hashtjin.

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۱۶۵ تا ۱۸۱ در این شماره به چاپ رسیده است.

\*<sup>۱</sup>مسئول مکاتبات: a.abedini@urmia.ac.ir



## Hydrogeochemical and spectroscopic studies of radioactive materials in Ayrakan and Cheshmeh Shotori areas, northeastern Isfahan province

Mostafa Esmaili Vardanjani<sup>\*1</sup>, Reza Shamsipour Dehkordi<sup>1</sup>, Kaveh Pazand<sup>2</sup>, Davoud Rahi<sup>3</sup>

1- Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan

2 – Department of Mining Engineering, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran

3- Department of Nuclear Engineering, Faculty of Advanced Sciences and Technologies, University of Isfahan, Isfahan

Received: 8/11/2010, accepted: 11/12/2011

### Abstract

Groundwaters hydrochemistry of Ayrakan and Cheshmeh Shotori areas and geochemistry of rare earth elements, indicate Ayrakan alkali granite as the origin of uranium and other dissolved elements in groundwaters of these areas. Geochemical and hydrogeochemical studies as well as the trend of uranium and thorium transition and mobility in aqueous environments of these areas indicate uranium adsorption by iron hydroxide (goethite) as the deterrent agent against uranium transition and mobility from depth to surface. Gamma-ray spectroscopic study of sediments from Cheshmeh Shotori area by HPGe detector indicates the presence of  $^{226}\text{Ra}$  in high contents and as the radioactive nuclide that is the reason for high activity of these sediments. Production of  $^{226}\text{Ra}$  from  $^{238}\text{U}$  decay, shorter half-life of  $^{226}\text{Ra}$  compared to  $^{238}\text{U}$ , radium transition by groundwaters from depth to surface as well as hydrogeochemical evidences, all suggest the possibility of existence of hidden uranium deposit and uranium mineralization in depth and the distance between Ayrakan and Cheshmeh Shotori areas.

**Keywords:** Ayrakan and Cheshmeh Shotori areas, uranium, thorium, adsorption, Gamma-ray spectroscopy, radioactive nuclide.

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۱۴۷ تا ۱۶۳ در این شماره به چاپ رسیده است.

<sup>\*1</sup>مسئول مکاتبات: mostafa\_esmaili@yahoo.com



## Sr-Nd isotopic characteristic, U-Pb zircon geochronology, and petrogenesis of Najmabad Granodiorite batholith, Eastern Iran

Moradi Noghondarm<sup>1\*</sup> M., Karimpour<sup>1</sup> M. H., Farmer<sup>2</sup> G. L., Stern<sup>2</sup> C. R.

1-Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Tel. Fax.: 0511-8797275

2-Dept. of Geological Sciences, University of Colorado, CB-399, Boulder, CO, USA

Received: 9/11/2010, Accepted: 1/1/2011

### Abstract

The study area is located south of Ghonabad in Eastern Iran. This area is situated between two major faults, Darouneh to the north and Dashtbyaz to the south. The movements of these faults caused major dislocation of this block. Najmabad granodiorite to granite batholith is elongated trending east-west  $2 \times 8 \text{ Km}^2$ . Mineralization is associated with granite and monzonite. Alteration zones are: propylitic, sericitic, argillic and silicification. Chemically, granite-granodiorite is met-aluminous, spider diagram normalized to lower continental crust show enrichment of LILE such as Rb, Cs, K and LREE (La, Ce), depletion of Ti, Sr, Ta, Nb, Ba, Cs. Based on low values of magnetic susceptibility  $[(5 \text{ to } 11) \times 10^{-5} \text{ SI}]$ , therefore it is classified as belonging to the ilmenite-series (reduced type).

The result of U-Pb zircon age dating of granodiorite is 161.85 Ma (Middle Jurassic, Callovian time). Based on Initial  $\epsilon\text{Nd}$  isotope values for granodiorite is -6.51, initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios for granodiorite is (0.70913 and 0.512095), the magma for granite and granodiorite originated from the continental crust. During Middle Jurassic (Callovian) due to continental collision, Upper Triassic to Lower Jurassic rocks is regionally metamorphosed. During the continental collision, Middle Jurassic (164-162Ma) reduced type granitoid magma (Ilmenite series, continental crust melting) formed and intruded these regional metamorphosed rock in Najmabad, Shah Kuh and Sorkh Kuh area.

**Keywords:** Najmabad, Granite, zircon, continental collision, magma

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۱۲۷ تا ۱۴۵ در این شماره به چاپ رسیده است.

\*<sup>۱</sup>مسئول مکاتبات: mehrabmoradi61@gmail.com



## Studies on genesis of chromite and PGE in Naein ophiolite melange

R. Shamsipour Dehkordi<sup>1</sup>, M. Sadeghi<sup>2</sup>, Z. Gholami Fesharaki<sup>2\*</sup>

1) Geology Department, University of Isfahan

2) Islamic Azad University - Khorasgan Branch

Received: 15/8/2010, accepted: 29/11/2011

### Abstract

Nain ophiolite melange is located 140 Km east of Isfahan. Based on the geological studies, this area belongs to Mesozoic ophiolite of Urumieh – Dokhtar zone, west of central Iran. Country rocks are pridotite and serpentized pridotite. The pridotite rocks are composed of Harzburgite, Lherzolite and replacement Dunite which is belong to spinel pridotite facies.

Paragenesis of ore minerals are Chromite, Irarsite, Magnetite, Hematite, Pentlandite, Millerite, Chalcopyrite, Pyrite, and Covellite. Geochemical surveys of host rock and chromite show tholeiite series of magma and alpine type chromite. PGE (Ir, Pt, Pd, and Os) are enriched in chromite. REE spider diagram pattern show the processes of boninitic magma and partial melting.

**Keywords:** Nain, Chromite, PGE, Ophiolite.

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۱۱۱ تا ۱۲۵ در این شماره به چاپ رسیده است.



## Genetic relation between skarn mineralization and petrogenesis of the Darreh Zerreshk granitoid intrusion, southwest of Yazd

Farid Moore, Saleh Deymar\*, Batoul Taghipour

*Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University*

Received: 23/5/2011, accepted: 11/11/2011

### Abstract

Most skarn deposits are directly related to magmatic activity, and there is a systematic correlation between composition of causative plutons and the metal contents of the related skarns. Darreh Zerreshk deposit is located in southwest of Yazd. Petrological and geochemical studies show that Darreh Zerreshk granitoid ranges in composition from granite through quartz monzodiorite and has subalkaline, calc-alkaline and metaluminous to prealuminous characteristics like most worldwide skarn granitoids. This study shows that geochemical characteristics of the Darreh Zerreshk granitoid rocks are similar to granitoids of Millstream Cu-Fe skarn deposit in Canada, Fe skarns in British Columbia and Au-Cu skarns in the Rio Narcea gold belt in Spain. The similarity between REE patterns in Darreh Zerreshk intrusion and skarns also confirms the strong petrogenetic relationship between magmatic and skarnization processes.

**Keywords:** *granitoid, skarn, geochemistry, Darreh Zerreshk, southwest of Yazd, Iran.*

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۹۷ تا ۱۱۰ در این شماره به چاپ رسیده است.

*In the Name of God, the Beneficent, the Merciful*

## **Journal of Economic Geology**

2011-2012, No. 2 (Vol. 3)

Welcome to the online submission and editorial system for Journal of Economic Geology. Journal of Economic Geology is devoted to all aspects of research related to Economic Geology, Petrology, Geochemical Exploration, Geophysical Exploration and Environmental Geology. The Journal will be devoted primarily to research papers but short communications relating to new developments of broad interest, book reviews and technical reports of meetings will also be included.

EDITOR: Dr. Mohammad Hassan Karimpour

### **EDITORIAL BOARD:**

Dr. Mohammad Hassan Karimpour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abdol Majid Yaghubpur (Prof., Teacher Training University of Tehran)

Dr. Mohammad Hossein Adabi (Prof., Shahid Beheshti University)

Dr. Ebrahim Rastad (Associate Prof., Tarbiat Modares University)

Dr. Gholam Reza Lashkaripour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abbas Moradian (Associate Prof., Shahid Bahonar University)

Dr. Reza Moussavi Harami (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Ahmad Mazaheri (Associate Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

### **EDITING CONSULTANT**

*Dr. M. Ghaderi*

### **CONSULTANT**

*Dr. A. Malekzadeh Shafaroudi*

**Publisher,** Ferdowsi University of Mashhad

**Published by:** Ferdowsi University of Mashhad Press

**Address:** Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

**P.O. BOX:** 91779-48974

**Tel:** +98-0511-8804050

**Fax:** +98-0511-8797275

**E-mail:** econg@um.ac.ir

**Web Site:** <https://jm.um.ac.ir/index.php/econg>



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

# JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 3, No.2, Autumn & Winter 2011-2012

## CONTENTS

|                                                                                                                                                                            |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Genetic relation between skarn mineralization and petrogenesis of the Darreh Zerreshk granitoid intrusion, southwest of Yazd</b> .....                                  | 97  |
| Farid Moore, Saleh Deymar and Batoul Taghipour                                                                                                                             |     |
| <b>Studies on genesis of chromite and PGE in Naein ophiolite melange</b> .....                                                                                             | 111 |
| Reza Shamsipour Dehkordi; Maryam Sadeghi and Zohre Gholami Fesharaki                                                                                                       |     |
| <b>Sr-Nd isotopic characteristic, U-Pb zircon geochronology, and petrogenesis of Najmabad Granodiorite batholith, Eastern Iran</b> .....                                   | 127 |
| Mehrab Moradi, Mohammad Hasan Karimpour, J. Eleng Farmer and Charlz Stern                                                                                                  |     |
| <b>Hydrogeochemical and spectroscopic studies of radioactive materials in Ayrakan and Cheshmeh Shotori areas, northeastern Isfahan province</b> .....                      | 147 |
| Mostafa Esmacili Vardanjani, Reza Shamsipour Dehkordi, Kaveh Pazand and Davoud Rahi                                                                                        |     |
| <b>Geochemical aspects of Kejal kaolin deposit, northwest of Hashtjin, Ardebil province</b> .....                                                                          | 165 |
| Ali Abedini, Rahim Masumi, and Ali Asghar Calagari                                                                                                                         |     |
| <b>Geochemistry of mercury mineralization and its environmental influence in the Tavreh area, west of Khoy, NW Iran</b> .....                                              | 183 |
| Ali Imamali pour and Jafar Abdolasharif                                                                                                                                    |     |
| <b>Neyshabour turquoise mine: the first Iron Oxide Cu-Au-U-LREE (IOCG) mineralized system in Iran</b> .....                                                                | 193 |
| Mohammad Hasan Karimpour, Azade Malekzadeh Shafaroudi, Akbar Esfandiarpour and Hasan Mohammad Nejad                                                                        |     |
| <b>Mineralization study on Dehbid magnetite deposit, Fars; using mineralogical and geochemical data</b> .....                                                              | 217 |
| Mohammad Ali Rajabzadeh and Soghra Rasti                                                                                                                                   |     |
| <b>Behaviour of major, minor and trace elements (including REEs) during kaolinization processes at Zonouz deposit, northeast of Marand, East Azarbaijan province</b> ..... | 231 |
| Vahideh Alipour and Ali Abedini                                                                                                                                            |     |