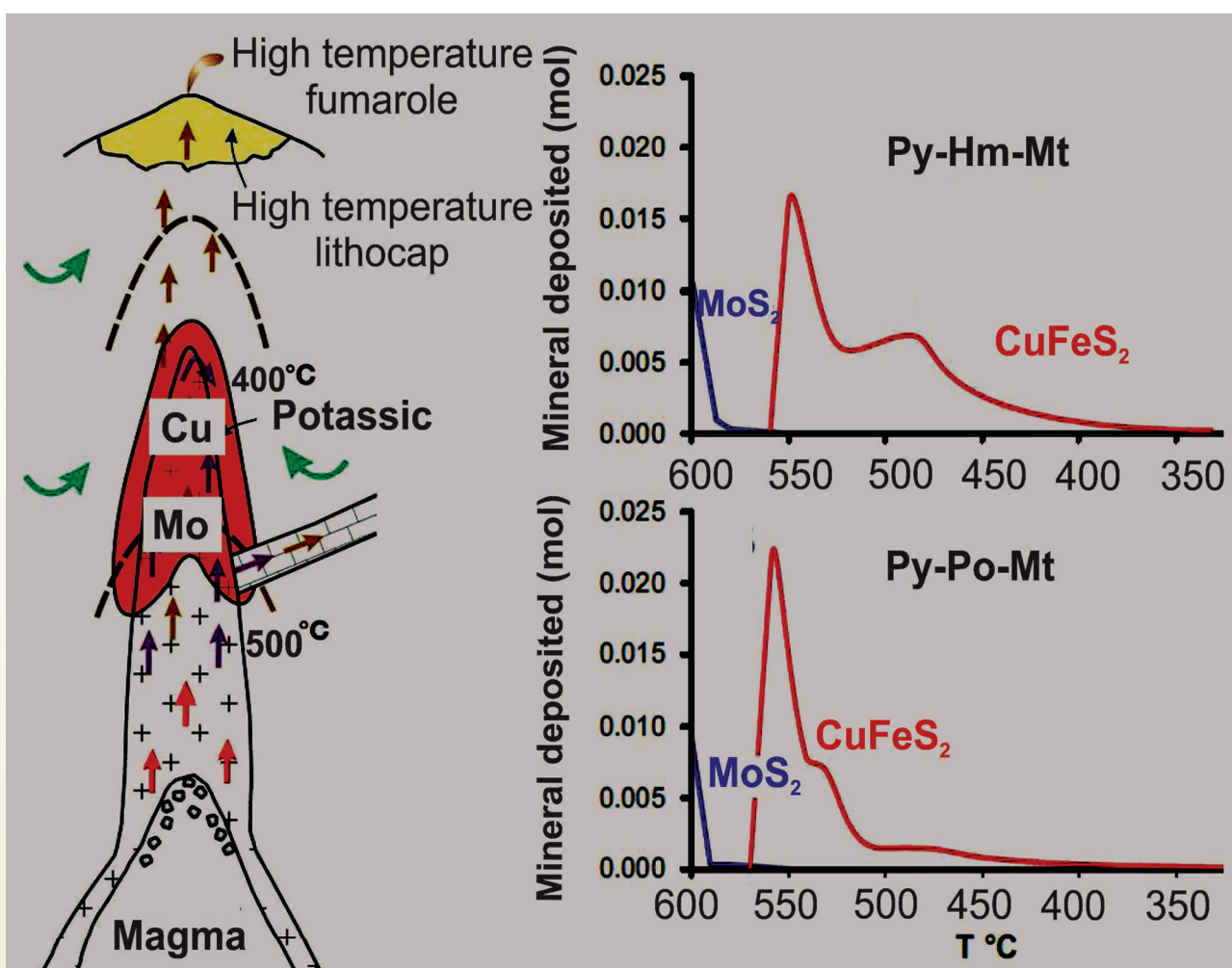


علمی - پژوهشی

زمین‌شناسی اقتصادی



زمین‌شناسی اقتصادی

جلد ۷، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۴

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

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد

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

اعضای هیأت تحریریه:

دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر محمدحسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، دانشیار (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، دانشیار (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سیداحمد مظاهری، دانشیار (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مجید قادری، دانشیار (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

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

انتشار: چاپی - الکترونیکی

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

تلفن دفتر مجله: ۰۵۱-۳۸۸۰۴۰۵۰

پست الکترونیک: econg@um.ac.ir

نشانی وب سایت: <http://econg.um.ac.ir>

مشاوران علمی این شماره:

دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد - زمین‌شناسی اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر آزاده ملکزاده شفارودی، دانشیار - زمین‌شناسی اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر علیرضا زراسوندی، استاد - زمین‌شناسی اقتصادی (دانشگاه شهید چمران اهواز)
دکتر ابراهیم راستاد، دانشیار - زمین‌شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت مدرس)
دکتر محمد معانی‌جو، دانشیار - زمین‌شناسی اقتصادی (دانشگاه بوعلی سینا همدان)
دکتر علی اکبر حسن‌نژاد، استادیار - زمین‌شناسی اقتصادی (دانشگاه دامغان)
دکتر آرزو عابدی، استادیار - زمین‌شناسی اقتصادی و کانی‌شناسی (دانشگاه شاهرود)
دکتر منوچهر چیت‌سازان، استاد - مدیریت منابع آب (دانشگاه شهید چمران اهواز)
دکتر نصرالله کلانتری، استاد - هیدروژئولوژی (دانشگاه شهید چمران اهواز)
دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد - رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر غلامرضا میراب شهبستری، دانشیار - رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی (دانشگاه بیرجند)
دکتر فرج‌الله فردوست، استادیار - زمین‌شناسی اقتصادی - ژئوشیمی (دانشگاه شاهرود)
دکتر احمد آریافر، استادیار - مهندسی معدن - هیدروژئولوژی زیست محیطی (دانشگاه بیرجند)
دکتر امیر پازوکی، استادیار - کانه‌آرایی (دانشگاه لرستان)
دکتر مجید قادری، دانشیار - زمین‌شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت مدرس)
دکتر قاسم نباتیان، استادیار - زمین‌شناسی اقتصادی (دانشگاه زنجان)
دکتر افشین قشلاقی، استادیار - زمین‌شناسی محیط زیست (دانشگاه شاهرود)
دکتر مهدی خراسانی‌پور، استادیار - زمین‌شناسی زیست محیطی (دانشگاه شهید باهنر کرمان)
دکتر امیرحسین کوهساری، دانشیار - مهندسی معدن اکتشاف (دانشگاه یزد)
دکتر محمدعلی مکی‌زاده، دانشیار - پترولوژی (دانشگاه اصفهان)
دکتر قدرت‌تراهی، استاد - پترولوژی (دانشگاه اصفهان)
دکتر سعید سعادت، استادیار - پترولوژی (دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد)
دکتر غلامحسین شمعیان، استادیار - زمین‌شناسی اقتصادی (دانشگاه گلستان)

ویراستار متن فارسی: مصطفی کدکنی (دانشگاه فردوسی مشهد)

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

مدیر اجرایی: دکتر آزاده ملکزاده شفارودی (دانشگاه فردوسی مشهد)

کارشناس اجرایی و صفحه‌آرا: سارا حبیبی (گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد)

نشانی: مشهد، پردیس دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دفتر

مجله زمین‌شناسی اقتصادی، کدپستی ۴۸۹۷۴-۹۱۷۷۹

با سلام

21 شهریور 1389 روز تأسیس انجمن زمین‌شناسی اقتصادی را به اساتید، پژوهشگران و دانشجویان رشته زمین‌شناسی اقتصادی و رشته‌های مرتبط در سراسر کشور صمیمانه تبریک و شادباش می‌گویم. 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، جایگاه ویژه‌ای 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 104 سال قبل تاکنون در حال بهره‌برداری است و حدود 4 نسل در این معدن شاغل بوده‌اند. معدن مذکور نقش مهمی در تولید مس و اقتصاد آمریکا در طول 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 در کشف ذخایر معدنی را 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 را فراهم نماید. موارد زیر در دستور کار انجمن قرار گرفته است:

- 1- 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 دکتری و کارشناسی ارشد دانشگاهها و مراکز تحقیقاتی، مجری طرحهای مزبور خواهند گردید.
- در خصوص تعیین اولویتهای پارامترهای متعددی مورد توجه قرار خواهد گرفت: 1- تأمین مواد اولیه برای توسعه صنعت کشور، 2- توسعه اشتغال در مناطق کم‌برخوردار با کشف ذخایر معدنی، 3- تأمین مواد اولیه برای مصالح سبک و عایق‌های حرارتی با توجه به افزایش نرخ انرژی، 4- افزایش سهم صادرات مواد معدنی با تأکید بر ارزش افزوده، 5- توجه جدی به مسایل زیست‌محیطی اکتشاف و استخراج معادن، 6- نوآوری در دانش و فناوری اکتشاف، 7- اکتشاف مواد راهبردی و 8 - سایر پارامترها.

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

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

4- برنامه‌ریزی برای برگزاری کارگاه‌های آموزشی و تخصصی.

فهرست

- مطالعه زمین‌شیمی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی در کانسار منگنز شهرستانک؛ رهیافتی در تعیین شرایط
 1 تشکیل کانسار محمد معانی‌جو، عباس نصیری، فرهاد آلیانی، محمد مستقیمی، میثم قلی‌پور و عباس مقصودی
- 23 زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی آنومالی فرومنگنز فرزانه، شرق مجموعه معدنی سنگان خواف نازی مظهری، آزاده ملکزاده شفارودی و مجید قادری
- 39 پهنه‌بندی و تعیین منشأ آلودگی منیزیم و فلزات سنگین آهن، روی و مس در آبخوانهای شمال و شمال‌غرب خوی (زورآباد) با استفاده از GIS فریبرز خدادادی، عبدالناصر فضل‌نیا و حسین پیرخراطی
- 55 استفاده از روش تصمیم‌گیری شباهت به گزینه ایده‌آل (TOPSIS) جهت یافتن نقاط پهنه نمونه‌گیری زمین‌شناسی در کلسیت‌های قره‌قشلاق منصور رضایی عزیزی، صمد علیپور و جعفر عبدالهی‌شریف
- 69 زمین‌شناسی، کانی‌سازی، سن‌سنجی U-Pb و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd توده‌های نفوذی شمال‌شرق کاشمر علیرضا الماسی، محمدحسن کریم‌پور، خسرو ابراهیمی نصرآبادی، بهنام رحیمی، اورس کلوتزلی و ژوزه فرانسیسکو سانتوز
- 91 پترولوژی و ژئوشیمی هورنبلند گابروهای پروتروزوئیک جنوب شرق فریمان، استان خراسان رضوی سید مسعود همام
- 111 بررسی تیپ و خاستگاه کانه‌زایی آهن در رخداد معدنی مسگر، جنوب زنجان، با استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی محمد ابراهیمی، حسین کوهستانی و احسان شهیدی
- 129 بررسی فرآیندهای انتقال اکسیژن به داخل کومه‌های سنگ باطله معدن مس سرچشمه سعید یوسفی، فرامرز دولتی ارده‌جانی، آرزو عابدی، منصور ضیایی و عصمت اسماعیل‌زاده
- 147 کانه‌زایی و فرآیند آب‌شویی در کانسار مس جیان شمال‌شرق استان فارس: کاربردی از پتروگرافی و ایزوتوپ‌های پایدار فرید مُر، عباس اعتمادی، سینا اسدی و نسیم فتاحی
- 165 بررسی منشأ فلزات سنگین در رسوبات ماسه‌ای بخشی از دریای عمان در محدوده استان سیستان و بلوچستان مریم سلیمانی، حمیدرضا پاکزاد، مهرداد پسندی، موسی نقره‌ثیان و مهدی کمالی



مطالعه زمین‌شیمی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی در کانسار منگنز شهرستانک؛ رهیافتی در تعیین شرایط تشکیل کانسار

محمد معانی جو^{1*}، عباس نصیری¹، فرهاد آلیانی¹، محمد مستقیمی¹، میثم قلی‌پور¹ و عباس مقصودی²

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

(2) سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران

دریافت: 1392/4/13، پذیرش: 1392/12/27

چکیده

کانسار منگنز شهرستانک در جنوب استان قم و 12 کیلومتری جنوب غربی شهرستان کهک واقع شده است. این کانسار به لحاظ سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی دارای تنوع زیادی است؛ به‌طوری‌که واحدهای مختلف سنگی شامل (1) سنگهای آتشفشانی - رسوبی ائوسن میانی - بالایی، (2) واحدهای کنگلومرایی و ماسه‌سنگی قرمز زیرین به سن الیگوسن، (3) تهنشستهای آهک و مارن (سازند قم) به سن الیگومیوسن، (4) دایک‌های حدواسط تا بازیک به سن ائوسن و میوسن پایانی در منطقه قابل مشاهده است. بالا بودن میانگین مقادیر Mn/Fe (11/33) و Si/Al (4/86)، پایین بودن مقادیر میانگین فلزات کمیاب به‌ویژه فلزات Co (11/40) پی‌پی‌ام، Ni (24 پی‌پی‌ام) و Cu (81/85 پی‌پی‌ام)، پایین بودن مقدار میانگین آنومالی Ce^* (0/99 پی‌پی‌ام) و بالا بودن مقادیر Sr، As، Zn، Ba، Fe، Mn، SiO_2 در کانسار منگنز شهرستانک به‌عنوان شواهدی از غنی‌شدگی و تخلیه Mn از گرمابیهای برون‌دمی هستند و نقش فرآیندهای آب‌زاد در پیدایش این کانسار را ناچیز می‌نماید. شواهد زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی گویای نهشت کانه‌ها از گرمابیهای زیردریایی (برون‌دمی) در بستر حوضه اقیانوسی نئوتتیس در زمان ائوسن میانی تا پایانی در واحدهای سنگی توف آهکی با میان لایه‌هایی از آهک میکرایتی و واحد سنگ آهک ماسه‌ای می‌باشد. لذا در مورد شرایط تشکیل این کانسار می‌توان عنوان کرد که، فعالیت‌های گرمابی شدید باعث شسته شدن گدازه‌های بازالتی و آندزیتی شده و عناصر Sr، Ba، Si، Fe، Mn، As توسط فعالیت‌های برون‌دمی - آتشفشانی؛ از طریق گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری وارد حوضه رسوبی گردیده و با پس‌روی دریا و ایجاد شرایط اکسیدی کانیهای اکسی‌هیدروکسیدی اولیه منگنز ته‌نشست شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، گرمابی، شرایط تشکیل، کانسار منگنز شهرستانک، قم.

مقدمه

150 تا 200 کیلومتری از آن واقع شده؛ که حاوی مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی و خروجی است (Alavi, 1994; Berberian and King, 1981). کانسارهای منگنز ایران به غیر از کانسار منگنز و نارچ غالباً کوچک بوده و کیفیت پایینی دارند، همچنین در این کانسارها زایش منگنز مستقل و یا همراه با آهن صورت گرفته است. کانسارهای شناخته شده منگنز در ایران روی هم رفته به ادوار پرکامبرین پسین و کرتاسه-پالئوژن محدود می‌شوند، گرچه وجود منگنز در سازندهای پالئوژنیک به‌ویژه در رخسارهای ولکانوژنیک را

کانسار منگنز شهرستانک در فاصله 49 کیلومتری جنوب قم و 12 کیلومتری جنوب غربی شهرستان کهک و در جوار روستای شهرستانک واقع شده است. طول و عرض جغرافیایی این کانسار به ترتیب $34^{\circ}19'$ شمالی و $50^{\circ}46'$ شرقی است. منطقه مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران، بر روی نوار ولکانیکی ایران مرکزی یعنی کمربند ارومیه - دختر واقع شده است. مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر یک پهنه مشخص به موازات زاگرس و با فاصله

*مسئول مکاتبات: mohammad@basu.ac.ir

پی برده و به مقایسه عناصر نادر خاکی این کانسار با کانسارهای دیگر پرداخته شود.

روش مطالعه

در ابتدا پس از جمع‌آوری اطلاعات مربوط به منطقه، بررسیهای صحرایی انجام شد. در طی بررسیهای صحرایی تعداد 40 نمونه کانسنگ منگنزدار برای بررسیهای زمین‌شیمیایی برداشته شد. پس از این که نمونه‌های مورد نظر جهت آنالیزهای زمین‌شیمیایی انتخاب گردیدند، ابتدا باید اقدام به آماده‌سازی نمونه‌ها کرد. با استفاده از سنگ‌شکن فکی¹ هر قطعه به تکه‌های کوچکتری خرد شدند. سپس این نمونه‌ها با استفاده از دستگاه آسیاب الکتریکی² به صورت پودر درآمدند. نهایتاً به منظور بررسیهای زمین‌شیمیایی تعداد 14 نمونه کانسنگ منگنز از میان نمونه‌های فوق انتخاب و جهت مطالعه عناصر اصلی، عناصر جزئی و نادر خاکی به روش ICP-AES و ICP-MS به شرکت SGS شعبه تورنتو کانادا ارسال شد. حد تشخیص روش آنالیز شده برای اکسیدهای اصلی 0/01 درصد و برای عناصر کمیاب 0/05 پی‌پی‌ام می‌باشد. نتایج آنالیز شیمیایی حاصل از نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک در جدول 1 و 2 آورده شده است. همان‌طور که از جدول 1 برمی‌آید مقادیر L.O.I. مربوط به نمونه‌های کانسنگی، کانسار مورد مطالعه بالا می‌باشد، این موضوع را می‌توان به عوامل زیر نسبت داد: 1) کانسار منگنز شهرستانک در بسیاری از قسمت‌ها ساخت لایه‌ای دارد و لایه‌های بسیار ریز آهک میکرایتی در بین نمونه‌های کانسنگی قرار گرفته‌اند (این لایه‌ها بسیار ریز بوده و صرفاً در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده‌اند). در نتیجه حضور آهک‌های میکرایتی در نمونه‌های کانسنگی کانسار مورد مطالعه می‌تواند زمینه‌ساز تغییرات L.O.I. گردد. 2) بافت نمونه‌های کانسنگی. در نمونه‌های کانسنگی وجود بافت‌هایی از قبیل بافت دانه‌پراکنده و کلوفرم در قسمت‌های مختلفی از آن می‌تواند مؤید حضور مواد فرار و آب در بین دانه‌ها باشد، بافت دانه‌پراکنده نشان می‌دهد که ماده معدنی در حین رسوب‌گذاری و همراه با دیگر ذرات و تشکیل‌دهنده‌های سنگ درون‌گیر نهشته شده است و بافت کلوفرم در اثر ته‌نشست کانه‌ها از سیالات کولوئیدی حاصل شده است. 3) حضور کانه‌ها و فازهای فرار در کانسنگ، در کانسار منگنز شهرستانک؛ کانه‌هایی که در ساختار خود آب

نباید نادیده گرفت. کانسار منگنز و نارچ قم مهمترین کانسار منگنز شناخته شده در ایران است، این کانسار نیز در ایران مرکزی (کمر بند ولکانو-پلوتونیک ارومیه-دختر) و در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن بالایی (شامل توف، توفیت، آهک، ماسه سنگ توفی و ماسه سنگ) قرار دارد. کانسار منگنز و نارچ عمدتاً لایه‌ای شکل بوده و در بعضی از قسمت‌ها ماده معدنی به صورت عدسی شکل و لامینه‌ای دیده می‌شود. این کانسار در محیط دریایی کم‌عمق تشکیل شده و مهمترین کانه‌های آن براونیت، بیکسیت و پیرولولوزیت است (Fardoost, 1992; Waters and Etminan, 1973). لذا کانسار منگنز شهرستانک با توجه به وضعیت زمین‌شناسی، ساخت و بافت کانه‌ها، نوع سنگ درون‌گیر، ارتباط کانه‌زایی با گسل‌ها و محیط تشکیل، فاصله مکانی و زمانی تا حدود بسیار زیادی به کانسار منگنز و نارچ شباهت دارد و می‌توان شرایط تشکیل و مکانیسم به وجود آورنده این دو کانسار را با یکدیگر مرتبط دانست.

معدن منگنز شهرستانک در سال 1376 توسط شرکت معدنی طلوع قم مورد اکتشاف و بهره‌برداری قرار گرفت. بعد از حدود ده سال بهره‌برداری؛ این معدن به شرکت صبا منگنز سپاهان واگذار گردید، که این شرکت در راستای کارهای مطالعاتی و اکتشافی به تعیین مقدار ذخیره و عیار کانسنگ اقدام کرد. در حال حاضر از چهار کارگاه معدنی موجود در محدوده معدن منگنز شهرستانک فقط از کارگاه شماره 1 ماده معدنی استخراج می‌شود. از مطالعات قبلی انجام شده بر روی این کانسار می‌توان به مطالعه بررسی توده‌های پلوتونیک و ولکانیک منطقه (SojoudiKisomi, 1994)، پلوتونیک ترشیری در منطقه جنوب قم (Ghalamghash, 1996)، ولکانیک ترشیری در منطقه جنوب قم (Fonoodi, 1995) و تحلیل هندسی و جنبشی سامانه گسل بیدهند (Naderi, 2005) نام برد، اما تا کنون هیچ‌گونه مطالعه سیستماتیک و جامعی که ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی، بافت و ساخت و کانه‌زایی را بر روی این کانسار نشان دهد صورت نگرفته است، لذا در این مقاله سعی شده با مطالعه زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی نمونه‌های کانسنگی؛ به منشأ و شرایط تشکیل کانسار

1. Jaw Crusher

2. Tema Grinder

یا مواد فرار دارند به وضوح قابل مشاهده‌اند. لذا همان‌طور که از مطالعه مقاطع نازک و آنالیز پراش پرتو ایکس¹ بر روی نمونه‌های کانسنگی بر می‌آید؛ درصد حضور مانگانیت² در نمونه‌های کانسنگی بالا می‌باشد. مانگانیت نیز یکی از کانه‌های مهم و فراوان در کانسارهای رسوبی دما پایین و کانسارهای سوپرژن است. همچنین در کانسنگ حفره‌های بسیار ریزی وجود دارد که این حفره‌ها توسط کربنات کلسیم ثانویه پر شده است، لذا با توجه به حضور CO_3 در ساختار کربنات کلسیم احتمال بالا رفتن مقدار L.O.I انتظار می‌رود.

زمین‌شناسی منطقه‌ای و محدوده معدنی

واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه شامل ردیفی از سنگهای ترشیری همراه با رسوبات کواترنری و حجم قابل توجهی از سنگهای آذرین بیرونی (گدازه و آذرآواری) و درونی وابسته به زمان ترشیری است (شکل 1). از لحاظ چینه‌شناسی واحدهای مختلف سنگی در منطقه شهرستانک قابل مشاهده اند که به ترتیب سن عبارتند از: 1) سنگهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن میانی-بالایی، 2) واحدهای کنگلومرایی و ماسه‌سنگی قرمز زیرین به سن الیگوسن، 3) ته‌نشستهای آهک و مارن (سازند قم) به سن الیگومیوسن، 4) دایک‌های حدواسط تا بازیک به سن ائوسن و میوسن پایانی و 5) آبرفت‌های جوان به سن کواترنری.

سنگهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن میانی-بالایی در منطقه گسترش وسیعی داشته و کانه‌زایی منگنز به‌صورت لایه‌ای شکل در داخل آنها دیده می‌شود. شکل 2 ستون چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه و واحدهای سنگی شناسایی شده در منطقه معدنی را نشان می‌دهد.

در میان واحدهای سنگی ائوسن، حضور واحدهای آندزیتی و آندزیت بازالتی به لحاظ فراوانی حایز اهمیت است؛ که عمدتاً در محدوده شمال معدن گسترش دارند و در بعضی از نقاط (به‌صورت محدود و پراکنده) میزبان کانه‌زایی رگه‌ای سرب می‌باشند و در قسمتهایی از این واحدهای سنگی می‌توان ساخت بالشی را مشاهده کرد (شکل 3-A و B).

از مهمترین واحدهای سنگی میزبان کانه‌زایی منگنز می‌توان به واحدهای سنگی توف آهکی با میان‌لایه‌هایی از آهک میکرایتی و واحد سنگ آهک ماسه‌ای اشاره کرد. کانه‌زایی در واحد توف آهکی عمدتاً به‌صورت لایه‌ای بوده و ضخامت لایه‌ها

به چند میلی‌متر تا حدود 40 سانتی‌متر می‌رسد (شکل 3-C و D)، همچنین این واحد تا حدود زیادی دگرسان‌شده و حالتی خرد و شکننده دارد.

در واحد سنگی آهک ماسه‌ای نیز کانه‌زایی بیشتر به‌صورت پراکنده بوده و ضخامت این واحد سنگی بین 8 تا 12 متر متغیر است و دارای رنگ خاکستری متمایل به سبز و لایه‌بندی مشخص می‌باشد (شکل 3-E و F). کانه‌زایی اولیه و ضعیفی به‌صورت دانه پراکنده و لامیناسیون در آهک میکرایتی حفره‌دار نیز قابل مشاهده است (شکل 3-G و H).

در واحدهای کنگلومرا و ماسه سنگی مربوط به الیگوسن (سازند قرمز زیرین) کانه‌زایی ضعیفی به شکل لایه‌ای رخ داده است (شکل 3-I و J). اندازه قطعات این واحد سنگی در حد سانتی‌متر تا چند ده سانتی‌متر بوده و دارای گردشدگی خوب و جورشدگی ضعیفی می‌باشند، که از سنگهای آتشفشانی-رسوبی مربوط به واحدهای ائوسن منشأ گرفته‌اند. همچنین در واحد سنگ آهک و مارنی مربوط به الیگوسن هیچ‌گونه کانه‌زایی مشاهده نشده است. این واحد شامل سنگ آهک زیستی-تخریبی می‌باشد که بر روی بخش مارنی قرار گرفته است. با توجه به مطالعات صحرایی و همان‌طور که از نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه بر می‌آید، گسل‌های منطقه دارای روند شمال غربی-جنوب شرقی هستند. مهمترین عناصر ساختمانی در ناحیه شامل شکستگیهای اصلی و چین‌خوردگیهاست.

در بخش میانی منطقه گسل امتداد لغز بیدهند با طول گسلش بیش از 35 کیلومتر ناحیه را به دو بخش تقسیم می‌کند، این منطقه گسله متشکل از چند قطعه با آرایش نردبانی بوده و به نظر می‌رسد روند حرکتی بر روی آنها از نوع برشی راست‌گرد باشد، که بسیاری از ساختمانهای موجود در منطقه وابسته به آن هستند. برون‌زد تعداد زیادی دایک به موازات گسله بیدهند و گسله‌های دیگر به خوبی نشان‌گر وابستگی آنها به سیستمهای شکستگی اصلی است (Naderi, 1385). با توجه به مطالعات چینه‌شناسی بر روی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه در اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن تغییری در رژیم رسوب‌گذاری واحدهای سنگی رخ داده است که آن را می‌توان به فازهای کوه‌زایی در منطقه نسبت داد. همچنین به‌واسطه این حرکات واحدهای قدیمی‌تر دچار گسلش و چین‌خوردگی شده‌اند، به‌طوری‌که نهشته‌های

1. XRD

2. Manganite

تخریبی سازند قرمز پایینی با یک دگرشیبی مشخص (با زاویه 20 تا 25 درجه) بر روی واحدهای ائوسن قرار گرفته‌اند. به دنبال یک دوره رسوب گذاری قاره‌ای، در زمان الیگوسن-میوسن پیش‌روی دریا موجب ته‌نشست لایه‌های آهکی-مارنی سازند قم گردیده است. جنبشهای مؤثر در این زمان بیشتر به صورت حرکات قائم و خشکی‌زا بوده که سبب ناپایداری کف حوضه و تغییرات عمق (دریای کم عمق تا محیط کولابی-قاره‌ای) دریا شده است (شکل 2). جنبشهای یاد شده در زمان میوسن آغازی سبب فعالیت آتشفشانی (به صورت محدود و کم حجم) و در زمان میوسن میانی-پایانی ماگماتیسیم مهمی را به همراه داشته است. سرانجام در اواخر میوسن آغازی، بار دیگر حوضه کم عمق و کولابی شده نهشته‌های سازند قرمز بالایی تشکیل گردیده است.

زمین‌شیمی کانسنگ منگنز شهرستانک

استفاده از معیارهای زمین‌شیمیایی یکی از معیارهای مهم و اساسی برای تمایز کانسارهای منگنز گرمابی، آب‌زاد، دیاژنز و زیست‌زاد-میکروبی به‌شمار می‌رود (Polgari et al., 2012). لذا مجموعه‌های عنصری تشخیصی شامل عناصر اصلی و جزئی می‌توانند جهت شناسایی کانسارهای منگنز تشکیل شده تحت شرایط مختلف محیط‌های زمین‌شناسی به کار روند (Crerare, 1982). در همین راستا به منظور تعیین نوع کانه‌زایی در کانسار منگنز شهرستانک به بررسی تعدادی از مهمترین نسبتها و مؤلفه‌های ارائه شده در این زمینه می‌پردازیم.

نسبتهای مربوط به عناصر اصلی و فرعی کانسنگ منگنز شهرستانک

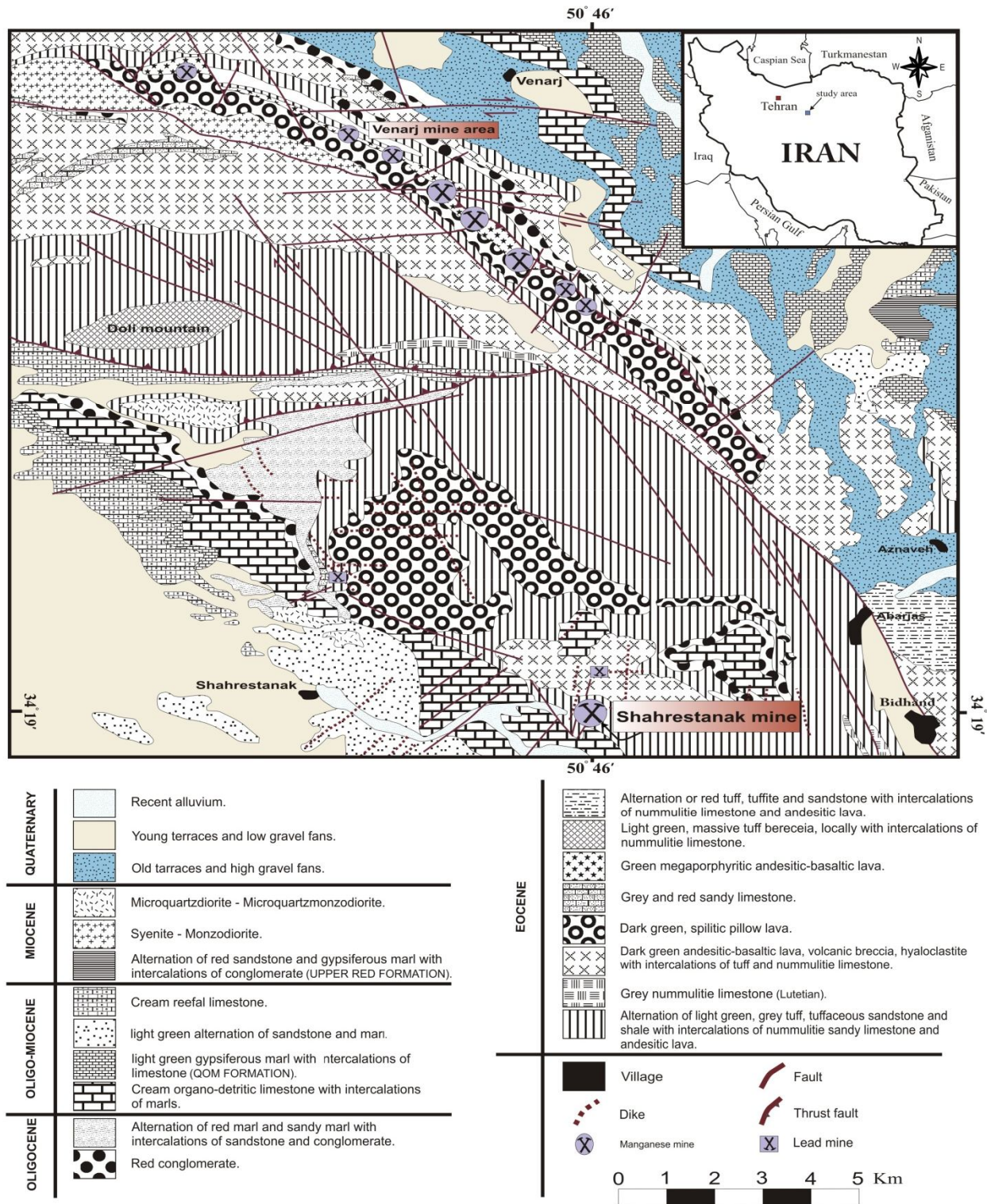
نسبت Mn/Fe و Fe/Mn

یکی از شاخصهایی که توسط آن می‌توان کانسارهای منگنز با منشأ گرمابی را از نهشته‌های با منشأ آب‌زاد متمایز کرد، شاخص نسبت Mn/Fe آنهاست. آهن و منگنز در زمان نهشت از سیالهای هیدروترمال به شیوه خاصی از هم جدا می‌شوند که این جدایش متأثر از درجه حلالیت آنهاست و نسبتهای متفاوتی از Mn/Fe در رسوبات برون‌دمی (سدکس) ایجاد می‌کنند، به طوری که $0/1 > \text{Fe/Mn}$ (Nicholson, 1992a) و $0/1 < \text{Mn/Fe} < 10$ (Nicholson, 1992b). در حالی که برای نهشته‌های آب‌زاد نسبت Mn/Fe و Fe/Mn

برابر با یک می‌باشد (Nicholson, 1992a; Rona, 1987). نسبتهای کمتر از یک نیز به عنوان شاخصی برای نهشت کانه‌های منگنز در محیط‌های دریاچه‌ای در نظر گرفته شده است (Hein et al., 2000). در کانسار منگنز شهرستانک نسبت Mn/Fe عمدتاً بین 5/7 تا 40/35 با میانگین 11/33 است. نسبتهای بسیار بالای Mn/Fe و مقادیر بسیار پایین این نسبت نشان‌گر تفکیک و جدایش این دو عنصر در طی حمل و نقل در فعالیتهای گرمابی و کانه‌زایی در محیط‌های رسوبی است (Glasby, 2000). بنابراین نسبتهای بالای Mn/Fe به عنوان شاخص برای شناسایی نهشته‌های گرمابی زیر دریایی مطرح می‌باشند (Glasby, 2000; Eckhardt et al., 1997). همچنین کان و همکارانش (Cann et al., 1977) معتقدند نسبت Mn/Fe در نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی منگنز و نهشته‌های گرمابی بسیار متغیر بوده و این امر یکی از مهمترین شاخصهای این ذخایر است. هاین و همکارانش (Hein et al., 2000) نیز معتقدند که تغییر در نسبت Mn/Fe در پوسته‌های مختلف، هم توسط نسبت اولیه در سیال و هم توسط فاصله محل نهشت کانسار از کانون فوران کنترل شود.

نسبت Si/Al

کانسارهای گرمابی عموماً در ارتباط نزدیک با ژل‌های سیلیسی آهن‌دار به وجود می‌آیند که توسط فرآیندهای فورانی زیر دریایی و تخلیه فلز در داخل رسوبات دریایی تشکیل شده‌اند (Roy, 1992). به همین جهت درصد وزنی Si در مقابل Al در این کانسارها معرف درصد بالای SiO_2 در طی فعالیتهای برون‌دمی است. اما در کانسارهای با منشأ تخریبی، Al نسبت به Si از درصد بالاتری برخوردار است. این امر ناشی از تخریب و تجزیه فلدسپات‌ها در طی فرآیند حمل و نقل از خشکی به حوضه رسوبی می‌باشد. هولستام و مانسفلد (Holtstam and Mansfeld., 2001) معتقدند اگر نهشته‌های گرمابی با ذرات تخریبی مخلوط گردند ممکن است نسبت Si/Al کاهش یابد، همچنین همبستگی مثبت و بالای بین Al و Ti که حدود 0/72 می‌باشد می‌تواند نشان‌دهنده ورود مواد تخریبی و مخلوط شدن آنها با محلول‌های گرمابی در کانسار مورد مطالعه باشد. همبستگی مثبت بین اکسیدهای CaO ، Al_2O_3 و Fe_2O_3 با TiO_2 نیز می‌تواند این موضوع را تأیید نماید (شکل 4- A، B و C)



شکل 1. نقشه زمین‌شناسی منطقه کهک و موقعیت کانسار مگنز شهرستانک؛ (اقتباس از نقشه 1/100000 کهک (Ghalamghash et al., 1997)).

Fig. 1. Geological map of Kahak area and location of Shahrestanak manganese deposit (adapted from the Kahak 1:100,000 geological map (Ghalamghash et al., 1997)).

جدول 1. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک به روش ICP-MS و ICP-AES (عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm گزارش شده است).

Table 1. The results of chemical analysis for Shahrestanak manganese ore samples by ICP-MS and ICP-AES (major elements and trace elements are reported in percent and ppm, respectively).

S. N.	Sh107	Sh111	Sh143	Sh162	Sh165	Sh167	Sh169	Sh100	Sh115	Sh126
Latitude	N: 34°19'09.6"	N: 34°19'09.9"	N: 34°19'09.6"	N: 34°19'23.9"	N: 34°19'10.2"	N: 34°19'09.7"	N: 34°19'11.9"	N: 34°19'22.9"	N: 34°19'19.9"	N: 34°19'11.3"
Longitude	Eo: 50°46'50.2"	Eo: 50°46'51.1"	Eo: 50°46'30.5"	Eo: 50°46'50.9"	Eo: 50°46'49.1"	Eo: 50°46'52.5"	Eo: 50°46'52.1"	Eo: 50°46'49.1"	Eo: 50°46'53.1"	Eo: 50°46'51.8"
SiO ₂	24.5	20.5	13.3	25.7	23.3	23.6	22.3	11.6	24.80	24.10
TiO ₂	0.3	0.29	0.18	0.36	0.28	0.01	0.08	0.1	0.08	0.45
Al ₂ O ₃	5.49	5.18	3.30	5.81	4.60	0.47	1.73	1.05	4.40	4.82
Fe ₂ O ₃ *	8.75	5.05	2.48	3.56	8.20	8.61	9.10	78.2	5.22	6.05
MnO	46.18	41.12	55.31	41.21	40.80	42.50	40.1	0.50	44.47	41.45
MgO	0.85	1.31	0.69	1.63	1.24	0.15	0.48	0.29	0.59	0.87
CaO	1.28	9.19	8.59	1.80	3.90	0.77	1.62	2.60	3.22	7.20
Na ₂ O	1.1	0.40	0.20	0.50	0.56	0.10	0.22	0.06	0.23	0.32
K ₂ O	1.85	1.75	0.02	1.12	1.15	0.01	0.21	0.01	1.02	1.35
P ₂ O ₅	0.10	0.12	0.07	0.09	0.11	0.01	0.08	0.06	0.02	0.06
LOI	12.10	14.30	15.60	19.10	16.20	23.70	23.20	5.40	15.12	13.38
Total	99.5	99.21	99.74	100.88	100.34	99.93	99.12	99.87	99.17	100.05
As	1045	650	1089	2042	1064	910	100	1900	1002	985
Cu	41	136	21	66	79	197	170	5	85	69
Mo	40	30	25	22	8	78	89	70	33	27
Pb	59	75	24	102	89	76	878	135	101	69
Zn	688	793	722	566	399	83	123	78	501	523
V	98	180	83	56	57	356	245	522	102	147
Ni	34	40	30	33	24	8	35	13	24	19
Co	12.1	17.8	6.4	12.9	8	20	12	2	12.60	14.82
U	2.09	1.96	2.16	1.77	1	4.83	1	1	1.56	1.23
Th	2.8	2.4	1.7	2.7	4.7	0.1	4.6	5	1.60	2.68
Si	11.46	9.59	6.22	12.02	11.2	6.36	4.30	7.80	11.5	11.26
Fe	4.03	3.54	1.74	2.49	5.74	3.93	0.77	54.72	3.65	4.23
Al	2.9	2.75	1.75	3.08	2.44	0.25	0.92	0.56	2.70	2.30
Mg	0.52	0.79	0.42	0.99	0.75	0.09	0.29	0.18	0.63	0.74
Mn	35.77	31.8	42.8	31.9	31.6	40.8	31.07	0.40	36.33	31.20
Na	0.82	0.30	0.15	0.38	0.42	0.06	0.17	0.05	0.66	0.40
Ti	0.18	0.18	0.11	0.22	0.17	0.06	0.05	0.06	0.17	0.21
Ba	4650	2530	3730	5690	598	73200	6881	12925	3654	6720
Sr	3160	1140	570	500	150	2480	890	432	780	1896
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	1.05	1.00
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	20.00	15.18
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	0.10	0.10
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	38.00	59.20
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	2.00	1.00
U	-	-	-	-	-	-	-	-	2.00	2.00
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	<1.00	<1.00
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	<0.1	<0.1
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	0.20	0.29
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	<0.1	<0.1
Mn/Fe	8.31	8.98	24.59	12.81	5.50	10.38	40.35	0.007	9.95	7.37
Fe/Mn	0.12	0.11	0.40	0.07	0.18	0.09	0.02	136.8	0.10	0.13
Co/Zn	0.01	0.02	0.008	0.02	0.02	0.24	0.09	0.02	0.02	0.02
Co/Ni	0.35	0.44	0.21	0.39	0.33	2.50	0.34	0.15	0.52	0.78
Cu+Co+Ni	87.1	193.8	57.4	111.9	111	225	217	20	121.6	102.82

ادامه جدول 1. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک به روش ICP-MS و ICP-AES (عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm گزارش شده است).

Continue Table 1. Results of chemical analysis for Shahrestanak manganese ore samples by ICP-MS and ICP-AES (major elements and trace elements are reported in percent and ppm, respectively).

S. N.	Sh148	Sh171	Sh153	Sh202
Latitude	34°19'9.9"	34°19'12.9"	34°19'10.7"	34°19'12.9"
Longitude	50°46'54.1"	50°46'50.1"	50°46'29.1"	50°46'32.4"
SiO ₂	21.80	25.10	24.70	23.10
TiO ₂	0.22	0.29	0.06	0.12
Al ₂ O ₃	5.28	6.05	3.25	5.10
Fe ₂ O ₃ *	5.89	3.83	7.85	8.20
MnO	42.60	41.21	44.21	40.07
MgO	1.26	1.56	0.47	0.21
CaO	4.24	5.81	2.56	3.95
Na ₂ O	0.12	0.04	0.41	0.11
K ₂ O	0.90	0.56	0.36	0.05
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.10	0.07
LOI	17.23	15.16	15.23	19.10
Total	99.56	99.64	99.20	100.08
As	996	1123	1057	1601
Cu	75	47	39	116
Mo	45	29	38	72
Pb	81	73	45	85
Zn	547	608	381	702
V	189	152	284	438
Ni	31	12	18	15
Co	9	6.85	12	13.14
U	1.10	1.11	2.01	1.45
Th	1.81	2.60	1.75	3.71
Si	10.18	11.73	11.54	10.79
Fe	4.11	2.67	5.48	5.73
Al	3.66	2.28	0.66	1.72
Mg	0.53	0.46	0.93	0.64
Mn	30.90	30.06	31.75	34.30
Na	0.19	0.71	0.39	0.41
Ti	0.12	0.17	0.10	0.09
Ba	4563	5698	4758	6981
Sr	2412	3760	987	2150
Be	1.00	1.00	2.00	1.06
Cr	25.31	29.41	30.00	59.20
Cs	0.10	0.10	0.10	0.10
Ga	70.68	102	180	200
Rb	2.00	<0.1	<0.1	<0.1
U	1.00	2.00	1.00	1.00
Ag	<1.00	<1.00	<1.00	<1.00
Sn	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hf	2.00	4.30	2.85	0.45
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mn/Fe	7.51	11.2	5.7	5.98
Fe/Mn	0.13	0.08	0.17	0.16
Co/Zn	0.01	0.01	0.03	0.01
Co/Ni	0.29	0.57	0.66	0.87
Cu+Co+Ni	115	65.85	69	144.14

Mg توسط نیکلسون (Nicholson., 1992a) پیشنهاد گردید. کانسارهای تشکیل شده در محیطهای دریایی عمیق نسبت به دو محیط دیگر در عناصر Sr, Ca, Mg, K, Na غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

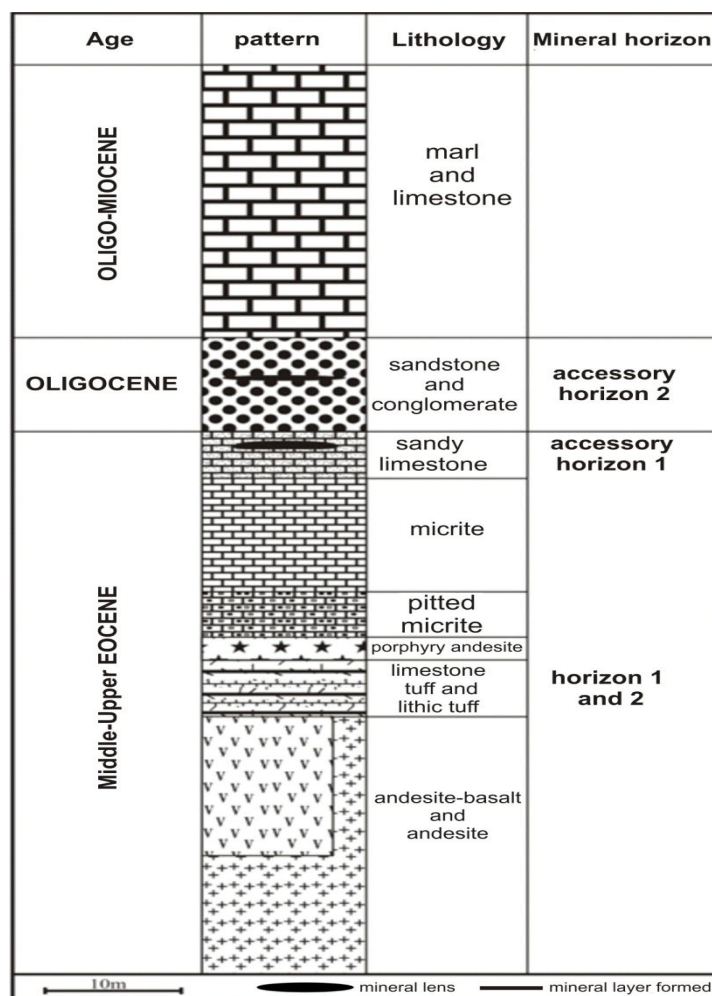
نمونه‌های مربوط به کانسار شهرستانک در محدوده کانسارهای تشکیل شده در محیط آب شیرین و دریایی کم‌عمق قرار می‌گیرند (شکل 6). آچاریا (Acharya., 1997) معتقد است که در طی فرآیند سوپرژن عناصری مانند Ca, Mg و Si از کانه‌های اولیه شسته شده و مقدار آنها در ماده معدنی کاهش می‌یابد.

همچنین نسبت Na به Mg در اکثر کانسارهای فرومگنز که تحت تأثیر دگرگونی هرچند خفیف قرار گرفته‌اند، پایین است (Shah and Moon, 2004).

همچنین موکه و همکارانش (Mucke et al., 1999) نسبت پایین Si به Al را ناشی از اختلاط مقداری مواد تخریبی در حین ته‌نشست کربنات‌ها می‌دانند. نسبت Si به Al در نودول‌های منگنز کف دریا و رسوبات دریایی برابر با 3 می‌باشد. همچنین برای نهشته‌های فلزدار مراکز گسترش میان اقیانوسی (MORB) این نسبت بالاتر از نهشته‌های آب‌زاد است. در کانسار منگنز منطقه شهرستانک میانگین نسبت Si/Al 4/86 می‌باشد، که در محدوده کانسارهای با منشأ گرمابی (سدکس) قرار می‌گیرد و در شکل 5 قابل مشاهده است.

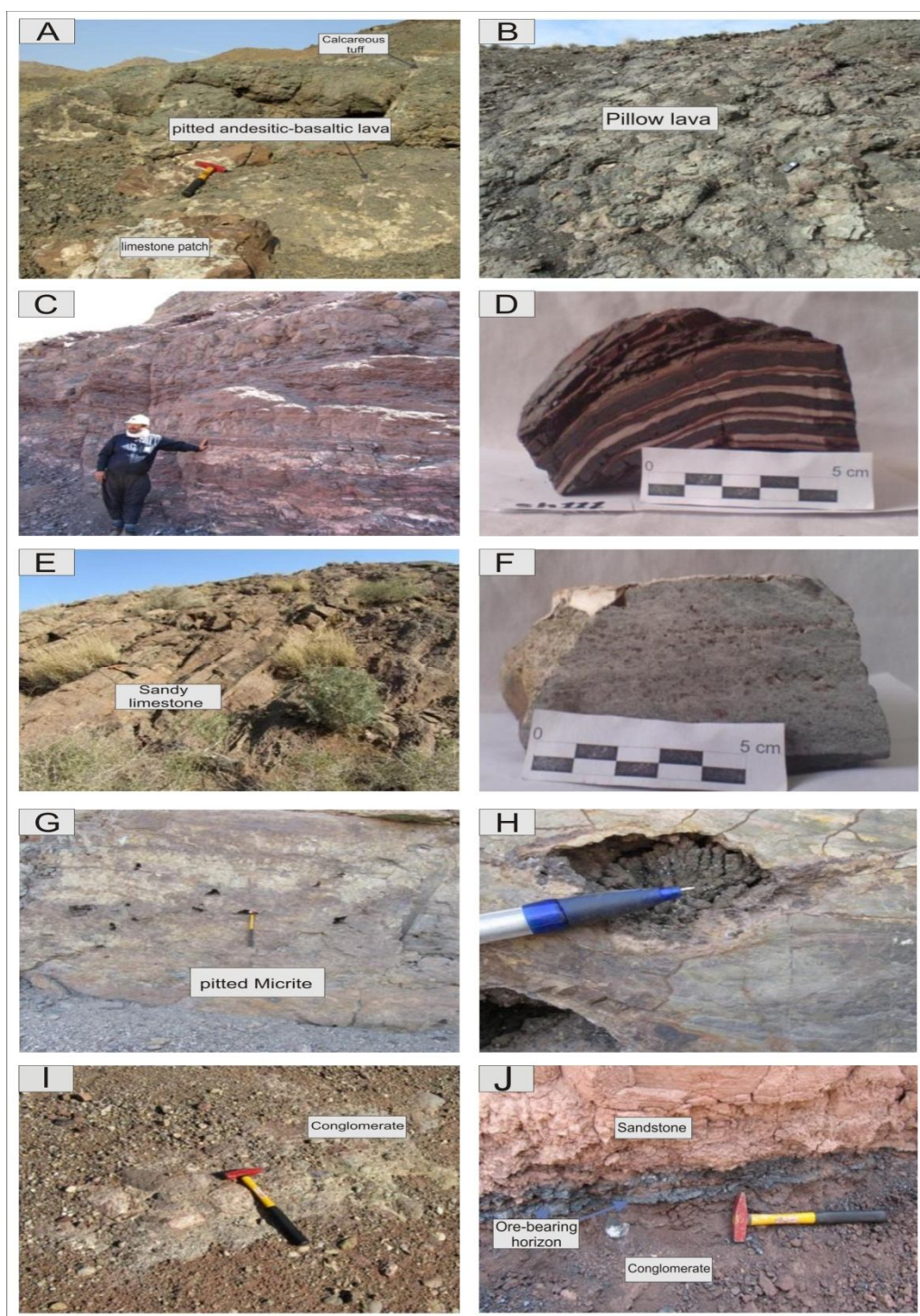
نسبت Na/Mg

به‌منظور تشخیص کانسارهای نهشته شده در محیطهای آب شیرین، دریایی کم‌عمق و عمیق نمودار دوتایی Na در برابر



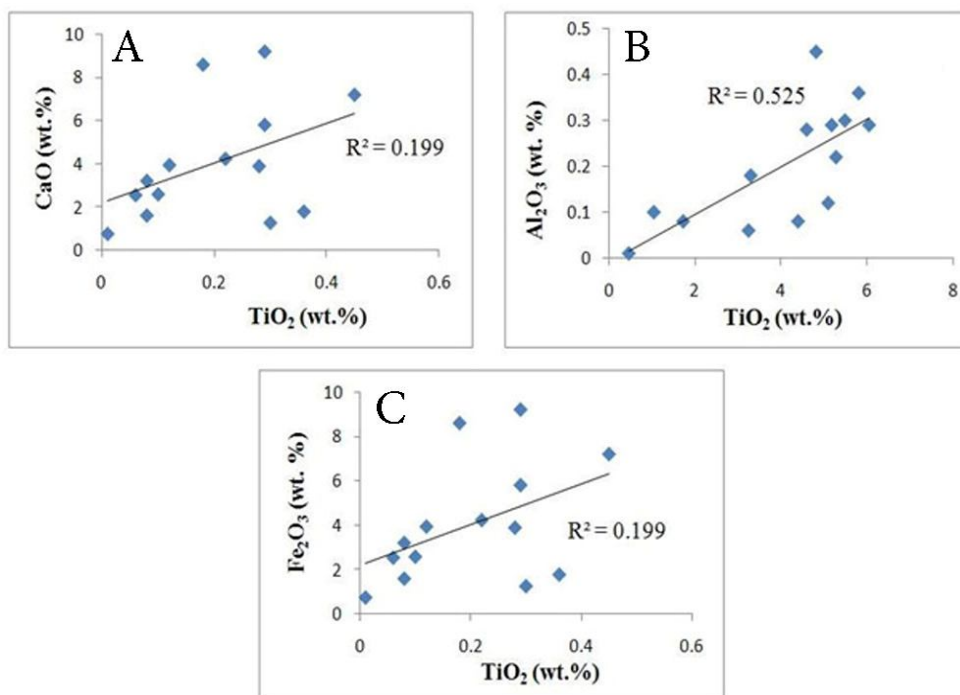
شکل 2. ستون چینه‌شناسی عمومی منطقه معدنی شهرستانک و موقعیت افقهای کانه‌دار.

Fig. 2. Stratigraphic column of mining district of Shahrestanak and the mineral-bearing horizons.



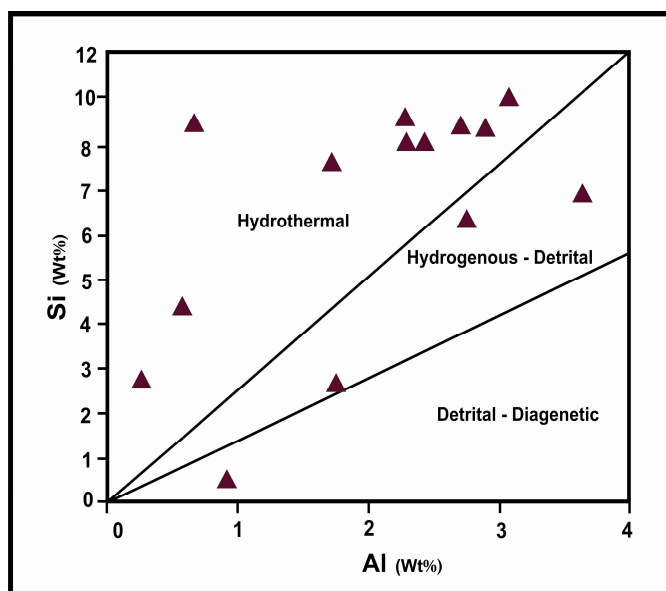
شکل 3. A: ساخت بالشی در آندزیت و آندزیت-بازالت. B: واحد آندزیتی و آندزیت بازالتی کانسار منگنز شهرستانک. C و D: کانه‌زایی در واحد توف آهکی به صورت لایه‌ای در مقیاس نمونه دستی رخنمون. E و F: واحد سنگ آهک ماسه‌ای در مقیاس نمونه دستی رخنمون. G و H: واحد میکرایت با حفرات و کم‌مینرالیزاسیون اولیه و ضعیف در حفرات. I و J: واحد کنگلومرا و ماسه سنگی مربوط به الیگوسن با کانه‌زایی ضعیفی به شکل لایه‌ای.

Fig. 3. A: Pillow structure in andesitic and basaltic- andesite. B: andesitic and basaltic- andesite unit of Shahrestanak manganese deposit. C and D: mineralization in calcareous tuff unit in outcrop scale and hand specimen. E and F) sandy limestone outcrops and hand specimen. G and H: micrite unit with cavities and primary and weak mineralization. I and J: the Oligocene conglomerate and sandstone unit with weak mineralization in the form of a layer.



شکل 4. نمودارهای همبستگی بین اکسیدهای اصلی در نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک. A: CaO نسبت به TiO₂, B: Al₂O₃ نسبت به TiO₂, C: Fe₂O₃ نسبت به TiO₂.

Fig. 4. Diagrams of correlation between oxides of Shahrestanak manganese ore samples. A: CaO vs. TiO₂, B: Al₂O₃ vs. TiO₂, C: Fe₂O₃ vs. TiO₂.

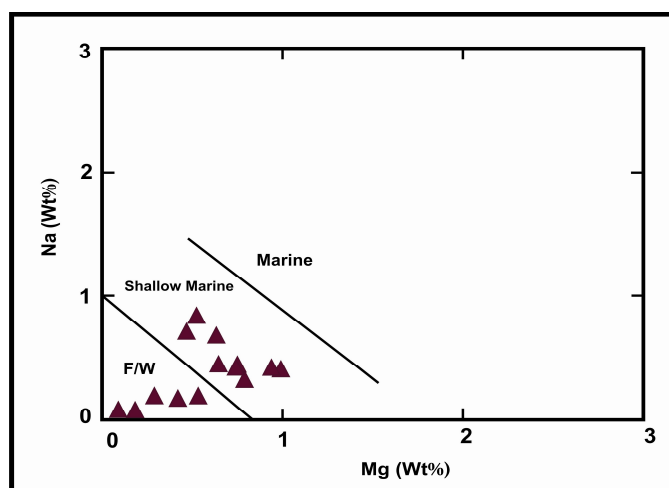


شکل 5. نمودار دوتایی Si به Al (Choi and Hariya, 1992) و رسم نمونه‌های مربوط به کانسار منگنز شهرستانک و خاستگاه آنها.

Fig. 5. binary diagram of Si vs. Al (Choi and Hariya, 1992) and plot of samples of the Shahrestanak Mn deposit and their origins.

محدوده محیط آب شیرین را ناشی از عملکرد فرآیندهای سوپرژن دانست.

در منطقه مورد مطالعه فرآیندهای سوپرژن کانسار را تحت تأثیر قرار داده و در بخشهایی باعث بالا رفتن عیار ماده معدنی شده است. شاید بتوان دلیل قرارگیری بعضی از نمونه‌ها در



شکل 6. نمودار نسبت Na به Mg (Nicholson, 1992a) و رسم نمونه‌های کانسارهای منگنز شهرستانک و خاستگاه آنها (F/W= Fresh Water).

Fig. 6. Diagram of Na vs. Mg (Nicholson, 1992a) and plot of Shahrestanak Mn deposit and their origin (F / W = Fresh Water).

ژنتیکی مختلف طراحی شده است، لذا کاربرد آنها می‌تواند در شناسایی تیپ کانسار منگنز شهرستانک سودمند واقع شود.

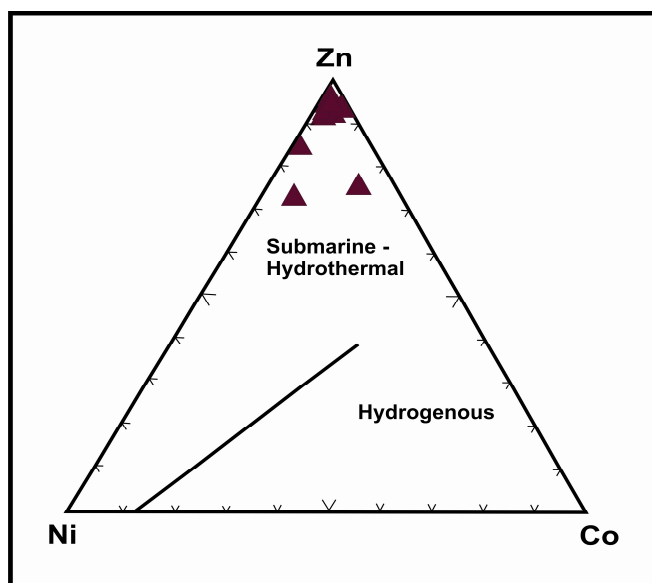
نمودار Co-Ni-Zn

چویی و هاریا (Choi and Hariya., 1992) کانسارهای آب‌زاد منگنز (نودول‌های دریاهای عمیق) را از کانسارهای گرمابی زیر دریایی، به‌وسیله بررسی کردن روابط بین عناصر Ni، Zn و Co در یک نمودار سه تایی مشخص و متمایز کرده‌اند. طبق بررسیهای انجام شده، غلظتهای پایین عناصر کبالت (2-75 پی‌پی‌ام)، مس (8-450 پی‌پی‌ام)، نیکل (22-900 پی‌پی‌ام) و روی (18-1070 پی‌پی‌ام) مشخصه کانسارهای منگنز گرمابی زیردریایی است. در کانسار منگنز شهرستانک غلظتهای عناصر کبالت (2-20 پی‌پی‌ام)، مس (5-197 پی‌پی‌ام)، نیکل (8-40 پی‌پی‌ام)، روی (78-793 پی‌پی‌ام) می‌باشد (شکل 7). با توجه به این نمودار مشاهده می‌شود که نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک خاستگاه گرمابی زیردریایی را از خود نشان می‌دهند.

نمودارها و نسبت‌های مربوط به عناصر کمیاب کانسنگ منگنز شهرستانک

نویسندگان متعددی کوشیده‌اند تا با استفاده از عناصر اصلی و کمیاب، کانسارهای رسوبی دریایی منگنز را از کانسارهای گرمابی متمایز کنند. بونات و همکارانش (Bonatti et al., 1972) نسخه اولیه نمودار سه تایی Fe-Mn-(Co+Cu+Ni) را به‌منظور تمایز کانسارهای رسوبی دریایی و گرمابی آهن - منگنز ترسیم کردند.

این نمودار نشان می‌دهد که اکسیدهای هیدروترمال در عناصر نیکل، مس، کبالت و روی نسبت به کانسارهای رسوبی - دریایی تهی شده‌اند. نیکلسون (Nicholson, 1992a) نیز معتقد است که کانسارهای گرمابی منگنز به‌وسیله غنی‌شدگی در عناصر As, Ba, Cu, Pb, Sb, Sr, Li, Cd, Mo, V, Zn و کانسارهای رسوبی با غنی‌شدگی در عناصر Co, Cu, Ni, Sr, Mg, Ca, Na و K از یکدیگر متمایز می‌شوند. از آنجا که این نمودارها به‌منظور تمایز کانسارهای منگنز با تیپ‌های



شکل 7. نمودار سه تایی Co-Ni-Zn (Choi and Hariya, 1992). نمونه‌های کانسار منگنز شهرستانک در موقعیت کانسارهای هیدروترمال زیردریایی قرار گرفته است.

Fig. 7. Co-Ni-Zn ternary diagram (Choi and Hariya, 1992). Shahrestanak manganese ore samples are plotted in the range for submarine hydrothermal ore deposits.

مینرالیزه قبلی) از دیگر کانسارهای اکسیدی منگنز (سوپرژن یا هیدروترمال) استفاده کرد (شکل 9). همان‌طور که از این نمودار استنباط می‌شود، در دابهیت‌ها نسبت Zn و Pb بالا است و به‌طور کلی در این تیپ کانسارها بیش از یک درصد Zn و Pb وجود دارد؛ (این مقدار تا حدود 1000 پی‌پی‌ام سرب در مقابل 1 درصد روی قابل قبول است). در مقایسه با دابهیت‌ها دیگر تیپ‌های کانساری منگنز نظیر کانسارهای تشکیل شده در محیط دریایی، چشمه‌های آب گرم، سدکس و کانسارهای حاصل از فرآیندهای هوازدگی دارای نسبت پایین‌تری از سرب و روی می‌باشند (Nicholson, 1992b). بر اساس شکل 9 مشاهده می‌شود که نمونه‌های مربوط به کانسار شهرستانک هم‌پوشانی نسبتاً خوبی با کانسارهای تیپ سدکس و کانسارهای تشکیل شده در محیط‌های دریایی کم‌عمق نشان می‌دهند. از طرفی هم‌پوشانی آنها با نمونه‌های مربوط به کانسارهای تیپ سدکس توسط دیگر نمودارها و مشخصات تأیید می‌گردد.

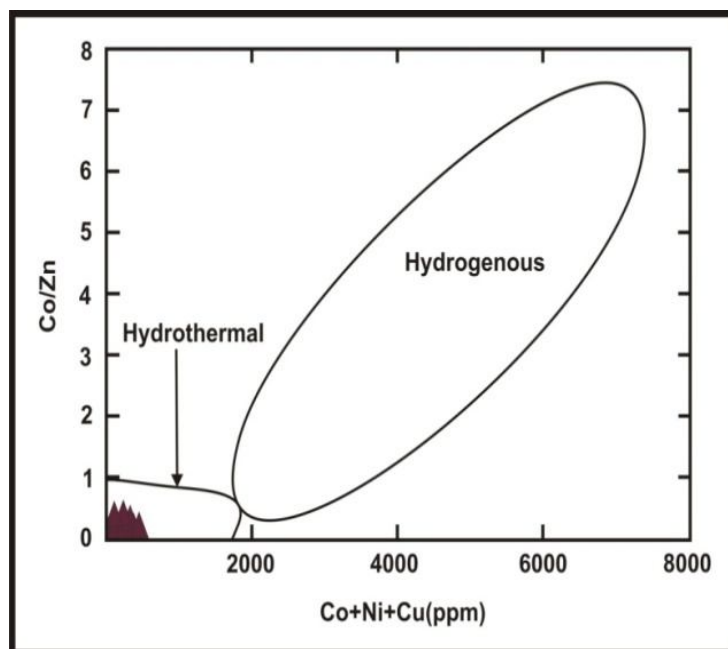
نمودار (Co/Zn)-(Co+Cu+Ni)

این نمودار توسط توس (Toth., 1980) برای تفکیک کانسارهای فرومنگنز گرمابی از آبزاد مورد استفاده قرار گرفت. همان‌طور که از نمودار استنتاج می‌شود (شکل 8) کانسارهای فرومنگنز تیپ آبزاد نسبت به کانسارهای گرمابی (گزالاتیو) از غنی‌شدگی بالاتری در عناصری مانند Cu، Ni و Co برخوردار است (Glasby, 2000).

مقادیر پایین عناصر Cu، Ni و Co بیانگر ورود اندک این عناصر از طریق فعالیت‌های گرمابی و در عوض اشتقاق بالای Zn را از منبع گرمابی نشان می‌دهد (Toth, 1980). چنان‌که در شکل 8 مشاهده می‌شود نمونه‌های منطقه مورد مطالعه قرابت بسیار بالایی با کانسارهای نوع گرمابی از خود نشان می‌دهند که این خود می‌تواند منشأ و ژنز مشترکی برای آنها پیشنهاد نماید.

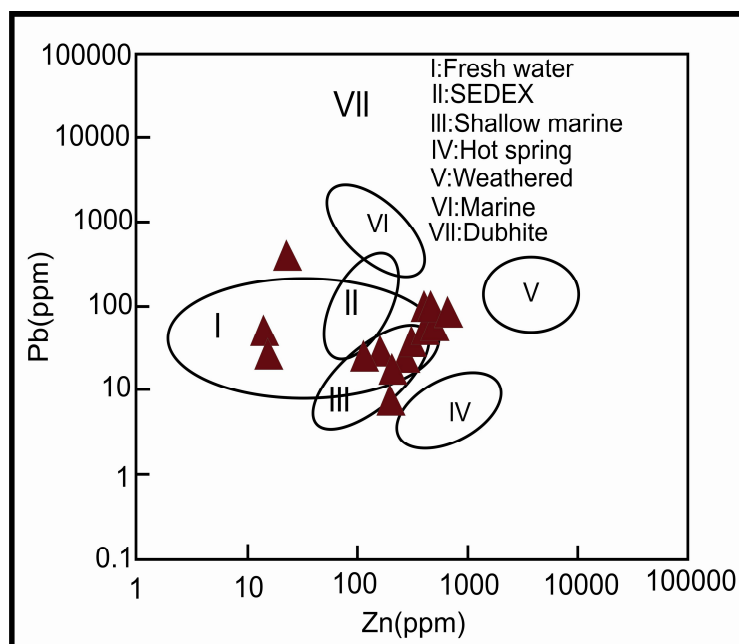
نمودار Pb-Zn

از نمودار دوتایی Pb در مقابل Zn می‌توان برای تمایز کانسارهای تیپ دابهیت (کانسارهای مشتق شده از توالیهای



شکل 8. نمودار دوتایی (Co/Zn)-(Co+Cu+Ni) (Toth, 1980). نمونه‌های کانسار منگنز شهرستانک در محدوده کانسارهای هیدروترمال قرار گرفته است.

Fig. 8. Binary diagram of (Co/Zn)-(Co+Cu+Ni) (Toth, 1980). Shahrestanak manganese ore samples are plotted in the range for hydrothermal deposits.



شکل 9. نمودار نسبت Pb به Zn (Nicholson, 1992b). نمونه‌های کانسار منگنز شهرستانک همبستگی بالایی با نمونه‌های تیپ سِدکس و دریایی کم‌عمق نشان می‌دهند.

Fig. 9. Diagram of Pb vs. Zn (Nicholson, 1992b). Shahrestanak manganese ore samples show high correlation with the Sedex and Shallow marine samples.

نمودار $10 * Fe-Mn-(Ni+Co+Cu)$

یکی از معیارهای تشخیصی در این نمودار (شکل 10) غلظت مس، کبالت و نیکل است. گره‌های مناطق پلاژیک در مقایسه با آبهای کم‌رذا دارای مقادیر بیشتری از عناصر Co، Ni و Cu هستند. مقدار این عناصر در نهشته‌های تیپ آب‌زاد نیز نسبت به نهشته‌های گرمایی بیشتر است. در کانسارهای منگنز آب‌زاد، به دلیل جذب سطحی کاتیون‌هایی مانند Zn، Pb، Co، Ni و Cu توسط کلوئیدهای اکسیدی منگنز که بار سطحی منفی دارند؛ غنی‌شدگی قابل توجهی از این عناصر مشاهده می‌شود (Choi and Hariya, 1992)، که علت این امر رشد کند و در نتیجه، حضور طولانی‌تر آنها در آب دریا و تأثیر فرآیندهای مختلفی است که در جذب ویژه دخالت دارند (Toth, 1980; Usui and Someya, 1997) و در کانسارهای گرمایی مجموع عناصر Co، Ni و Cu کمتر از یک درصد می‌باشد. لذا این مقادیر برای کانسار منگنز شهرستانک (جدول 1) کمتر از یک درصد بوده که نتایج حاصل می‌تواند دلیلی بر گرمایی بودن این کانسار باشد.

نودول‌های منگنز خصوصاً نودول‌های مناطق پلاژیک، در مقایسه با آبهای کم‌عمق از عناصری مانند Cu، Ni و Co غنی‌ترند. بنابر نظر عده‌ای از محققان، این امر شاید به دلیل میزان پایین رسوب‌گذاری و خاصیت جذب کاتیون توسط اکسیدهای آب‌دار آهن و منگنز باشد. پس از رسم نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک در این نمودار مشاهده می‌شود که این نمونه‌ها در محدوده کانسارهای هیدروترمال قرار می‌گیرند (شکل 10). همان‌طور که در این نمودار مشاهده می‌شود عناصر Cu، Ni و Co هیچ‌گونه غنی‌شدگی نشان نمی‌دهند که این موضوع می‌تواند به‌خاطر نهشت سریعتر آنها توسط سیالات گرمایی در محیط کم‌عمق باشد. اکسیدهای منگنز و آهن در مرحله دیاژنز در اثر از دست دادن آب، فضای میان دانه‌های اجزای سازنده سنگ درون‌گیر را پر می‌کنند، لذا به‌علت خروج آب و تغییر ماهیت سیال کانه‌دار، تغییر pH محیط و کاهش سطح تماس اکسیدهای منگنز و آهن، ظرفیت جذب یون‌هایی از قبیل Cu، Ni و Co در حین فرآیندهای دیاژنزی کاهش می‌یابد.

نمودار دوتایی $(Co+Ni)-(As+Cu+Mo+Pb+V+Zn)$

پژوهشگران زیادی از جمله هوت و فلیسچر (Hewett and Fleischer., 1960) معتقدند که کانسارهای گرمایی منگنز

نسبت به عناصر Ba، Cu، Li، Mo، Pb، Sb، Sr، V، Zn، As غنی‌شدگی نشان می‌دهند. نیکلسون (Nicholson, 1992a) غنی‌شدگی در مجموعه عناصر Sb، Sr، V، Zn، Pb، Mo، Cu، Li، As را نشانه کانسارهای گرمایی دانسته، در عوض معتقد است که این کانسارها از عناصری مانند Ni و Co تهی شده‌اند. نمونه‌های مربوط به کانسارهای منطقه شهرستانک با توجه به نمودار (شکل 11) در عناصر As، Ba، Sr، Zn، Pb غنی‌شدگی نشان می‌دهند و مشابه با دیگر نمودارها در عناصر Ni و Co تهی شده‌اند و در محدوده کانسارهای گرمایی قرار می‌گیرند.

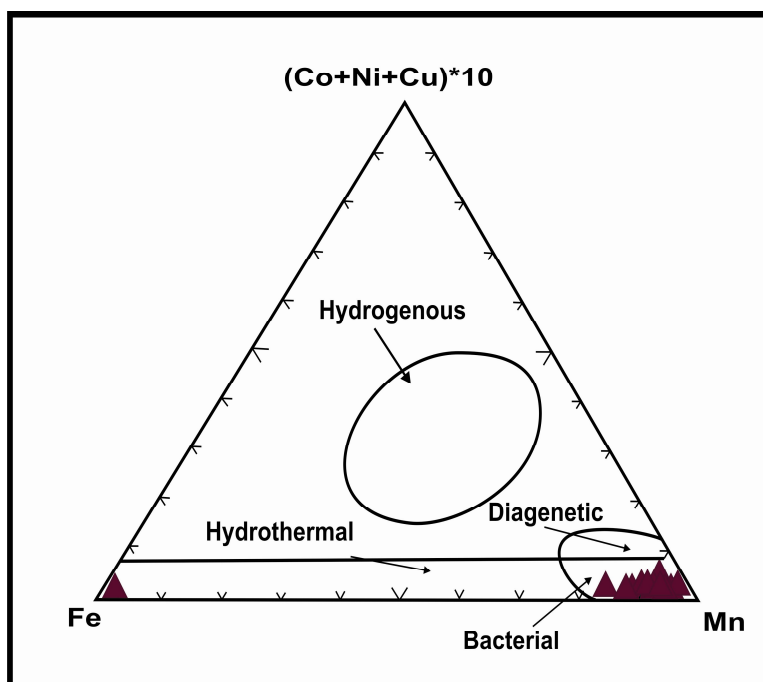
نمودار دوتایی $(Co+Ni)-(As+Cu+Mo+Pb+V+Zn)$

پژوهشگران زیادی از جمله هوت و فلیسچر (Hewett and Fleischer., 1960) معتقدند که کانسارهای گرمایی منگنز نسبت به عناصر Ba، Cu، Li، Mo، Pb، Sb، Sr، V، Zn، As غنی‌شدگی نشان می‌دهند. نیکلسون (Nicholson, 1992a) غنی‌شدگی در مجموعه عناصر Sb، Sr، V، Zn، Pb، Mo، Cu، Li، As را نشانه کانسارهای گرمایی دانسته، در عوض معتقد است که این کانسارها از عناصری مانند Ni و Co تهی شده‌اند. نمونه‌های مربوط به کانسارهای منطقه شهرستانک با توجه به نمودار (شکل 11) در عناصر As، Ba، Sr، Zn، Pb غنی‌شدگی نشان می‌دهند و مشابه با دیگر نمودارها در عناصر Ni و Co تهی شده‌اند و در محدوده کانسارهای گرمایی قرار می‌گیرند.

عناصر نادر خاکی

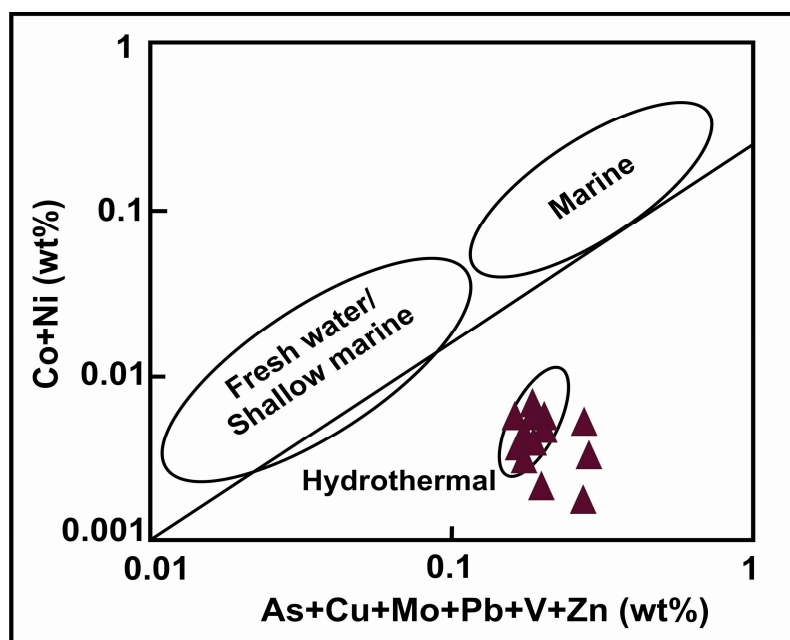
نتایج آنالیز شیمیایی مربوط به عناصر نادر خاکی نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک در جدول 2 آورده شده است. اطلاعات عناصر نادر خاکی در کانسارهای فرومنگنز تیپ‌های گرمایی و آب‌زاد به‌طور قابل ملاحظه‌ای با هم متفاوت هستند. بنابراین می‌توانند اطلاعات اساسی و مفیدی را در مورد فرآیندهای زایشی مؤثر بر تشکیل کانسارهای منگنز و فرومنگنز زیردریایی فراهم کنند (Hein et al., 1997). یکی از تفاوت‌های رایج بین کانسارهای آب‌زاد و گرمایی، در میزان غنی‌شدگی این دو گروه کانسار از REEs است. غنی‌شدگی REEs در کانسارهای فرومنگنز تیپ آب‌زاد چندین برابر کانسارهای گرمایی است. به طوری که $\sum REEs$ در

کنسارهای گرمایی در حدود 100 پی پی ام، ولی این مقدار در کنسارهای آبزاد نزدیک به 1000 پی پی ام است.



شکل 10. نمودار سه تایی Fe-Mn-(Ni-Co-Zn) (Shah and Moon, 2004).

Fig. 10. Ternary diagram of Fe-Mn-(Ni-Co-Zn) (Shah and Moon, 2004).



شکل 11. نمودار دوتایی (Co+Ni)-(As+Cu+Mo+Pb+V+Zn) (Nicholson, 1992b)، نمونه‌های کانسار منگنز منطقه شهرستانک در محدوده هیدروترمال قرار گرفته‌اند.

Fig. 11. Binary diagram of (Co+ Ni)-(As+Cu+Mo+Pb+V+Zn) (Nicholson, 1992b), Shahrestanak manganese ore samples plotted in the hydrothermal area.

جدول 2. نتایج مربوط به آنالیز عناصر نادر خاکی نمونه‌های کانسنکی کانسار منگنز شهرستانک (تمامی مقادیر بر حسب ppm).

Table 2. Results of the rare earth element analysis for Shahrestanak manganese ore (all values are in ppm).

Sample No.	Sh 107	Sh 111	Sh 143	Sh 162	Sh 165	Sh 167	Sh 169	Sh 100	Sh 115	Sh 126	Sh 148	Sh 153	Sh 171	Sh 202
La	11.30	10.70	12.00	9.00	10.00	30.30	11.00	13.00	11.22	10.89	12.01	11.63	10.47	11.51
Ce	1.98	1.75	1.99	2.14	1.96	4.98	3.20	2.00	2.45	3.89	2.20	2.38	1.98	2.44
Pr	2.11	2.67	1.87	2.17	1.00	4.89	6.00	2.00	1.89	1.53	2.24	2.66	1.19	3.43
Nd	8.10	10.80	7.40	8.40	7.00	17.80	17.00	11.00	12.45	8.60	7.90	9.30	10.70	8.20
Sm	1.70	2.40	1.40	1.90	2.00	3.80	3.00	22.00	1.20	3.20	1.60	1.70	1.40	2.00
Eu	0.15	0.30	0.09	0.09	0.20	0.05	0.04	2.00	0.03	0.04	0.07	0.06	0.03	0.05
Gd	1.79	2.68	1.51	1.83	1.40	4.30	1.00	0.99	1.45	1.78	2.22	1.83	1.89	2.44
Tb	0.29	0.41	0.25	0.30	0.23	0.73	0.56	0.66	0.66	0.45	0.73	0.36	0.76	0.56
Dy	1.80	2.72	1.53	1.87	1.50	4.58	1.00	30.00	1.70	1.56	1.46	1.27	1.71	2.20
Ho	0.39	0.55	0.31	0.39	0.29	1.03	0.98	1.01	0.33	0.28	0.42	0.93	0.39	0.27
Er	1.11	1.62	0.96	1.17	0.95	3.27	1.60	1.90	1.82	1.60	1.19	0.96	2.27	1.84
Tm	0.17	0.25	0.13	0.18	0.15	0.48	0.41	0.45	0.19	0.25	0.39	0.17	0.12	0.33
Yb	1.00	1.50	0.80	1.10	2.00	3.10	2.00	9.00	2.00	3.30	2.10	2.50	0.90	1.13
Lu	0.20	0.22	0.09	0.13	0.10	0.43	0.35	0.39	0.13	0.25	0.42	0.36	0.06	0.39
Ce*	1.02	0.95	0.81	1.07	1.15	0.80	1.01	0.75	1.05	1.70	0.87	0.93	0.97	0.90
Eu*	0.25	0.35	0.18	0.14	0.31	0.03	0.04	0.09	0.06	0.04	0.11	0.10	0.05	0.05
ΣREE	31.95	37.84	29.45	30.67	27.80	76.82	48.89	43.31	35.20	37.84	34.88	35.83	35.22	37.08
LREE	25.34	28.62	24.75	23.70	22.16	61.82	40.24	31.49	25.89	28.15	26.02	27.73	25.77	27.63
HREE	6.75	9.95	5.58	6.97	6.62	17.92	8.65	11.82	9.31	9.69	8.86	9.46	9.45	10.15

سازوکار همراهی این عناصر با اکسیدهای منگنز به خوبی مشخص نیست، گروهی از محققان جانیشینی این عناصر در شبکه کانیهای منگنز را دلایل این همراهی می‌دانند (Roy, 1981).

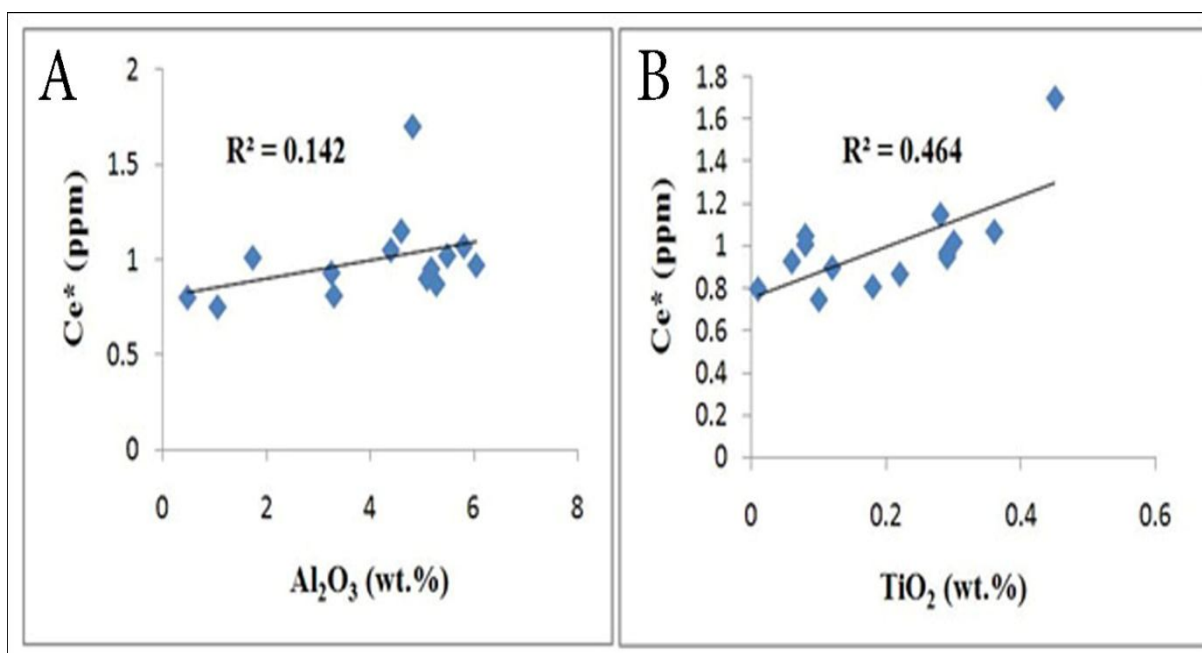
به نظر می‌رسد به علت بالابودن مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 در محیط تشکیل کانه‌ها و همچنین بالابودن زمان اقامت Ce در محیط، میزان جذب این عنصر توسط اکسیدهای ذکر شده افزایش یافته است و به طوری که از شکل A-12 و B بر می‌آید همبستگی مثبتی بین Ce با Al_2O_3 و TiO_2 وجود دارد. جهت محاسبه آنومالی Ce در نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک از فرمول $\text{Ce}^* = \text{Ce}_n / [2/3\text{La}_n + 1/3\text{Pr}_n]$ استفاده شد (Oksuz, 2011) که مبنای نرمالیزه کردن داده‌ها در این فرمول مقادیر ارائه شده توسط بوینتون (Boynton, 1984) قرار گرفته شد. همان‌طور که در جدول 2 مشاهده می‌شود تعدادی از نمونه‌های کانسنکی منطقه مورد مطالعه دارای آنومالی منفی نسبتاً ضعیفی از Ce است. آنومالی منفی Ce یکی از ویژگی‌های معمول کانسارهای گرمابی زیردریایی است، در حالی که آنومالی مثبت Ce معرف و نشان‌دهنده کانسارهای با منشأ آب‌زاد می‌باشد. کانسارهای آب‌زاد منگنز غنی‌شدگی نسبتاً بالایی از Ce نشان می‌دهند، اما کانسارهای

مقدار میانگین ΣREEs در نمونه‌های کانسنکی مورد مطالعه حدود 60 پی‌پی‌ام می‌باشد که می‌تواند نشان‌دهنده منشأ گرمابی برای آنها باشد. از دیگر تفاوت‌های بارز بین کانسارهای آب‌زاد و گرمابی، تفاوت الگوی آنومالی Ce در این دو نوع کانسار است. آنومالی Ce به عواملی همچون دمای سیال، نزدیکی به منبع گرمابی، شرایط احیاء و مقدار آلودگی یا آلاینش هیدروژنیک بستگی دارد. الگوی آنومالی Ce در کانسارهای آب‌زاد (کانسارهای نهشته شده به وسیله ترکیبی از فرآیندهای هیدروژنیک-دیازنیک) و هیدروژنیک (کانسارهای نهشته شده از آبهای سرد محدود) مثبت است، دلیل این امر مدت زمان اقامت بیشتر یون Mn و Fe در آب و جذب Ce^{+4} توسط آنهاست اما اکسیدهای فرومگنز هیدروترمال در محیط‌های دریایی عموماً دارای آنومالی Ce منفی قوی می‌باشند. هر چند که هین و همکارانش (Hein et al., 1997) معتقداند آنومالی Ce در کانسارهای گرمابی بسته به میزان ته‌نشست و مقدار اختلاط با آب دریا دارای گستره‌ای از حالت منفی قوی تا حالت بدون آنومالی می‌باشد.

ظرفیت بالای اکسیدهای منگنز برای جذب کاتیون‌ها، سبب غنی‌شدگی اقتصادی این اکسیدها از بعضی عناصر می‌شود. اما

نمونه‌های کانسنگی شهرستانک از فرمول $Eu^* = Eu_n / [2/3Sm_n + 1/3Gd_n]$ استفاده شد (Oksuz, 2011). همان‌طور که مشاهده می‌شود نمونه‌های منطقه مورد مطالعه دارای آنومالی قوی و منفی Eu می‌باشند.

گرمابی به‌ویژه انواع نهشته شده در محیط‌های دریایی دارای بی‌هنجاری منفی Ce در مقایسه با گرهمای منگنز و نهشته‌های آب‌زاد هستند (Hein et al., 2000; Rogers et al., 2001). همچنین به‌منظور محاسبه آنومالی Eu در



شکل 12. A: همبستگی مثبت Ce* با Al_2O_3 ، B: همبستگی مثبت Ce* با TiO_2 .

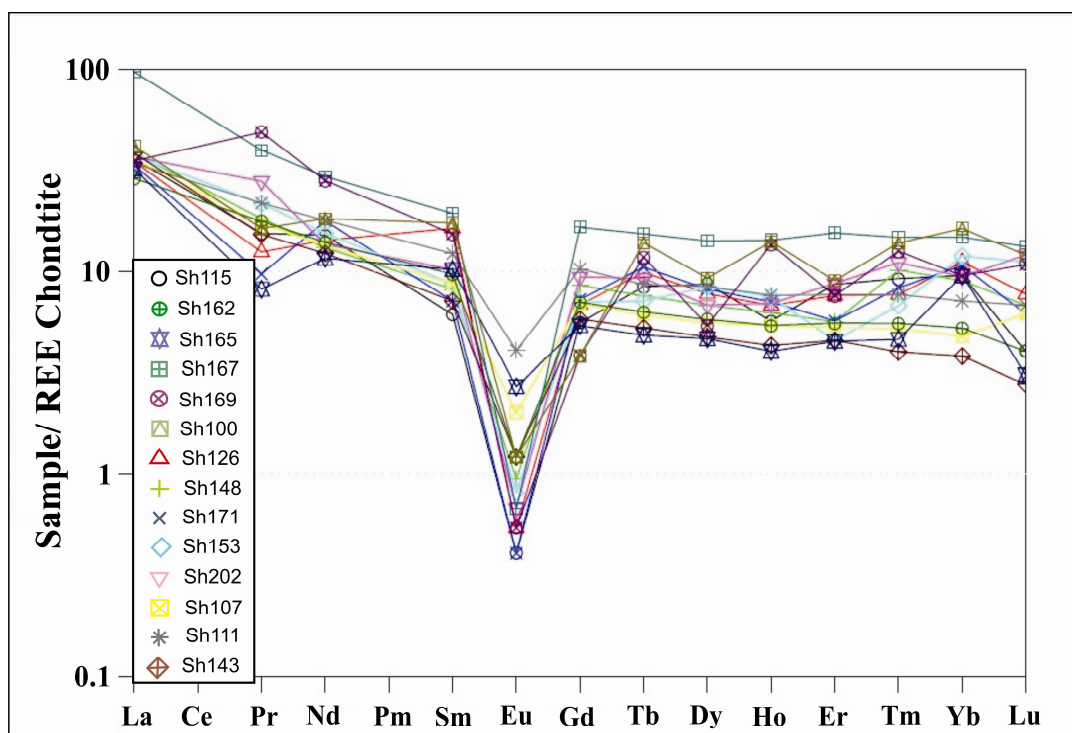
Fig. 12. A: Positive correlation of Ce* vs. Al_2O_3 , B: positive correlation of Ce* vs. TiO_2 .

چنان‌که در شکل 13 مشخص است LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی بیشتری را از خود نشان می‌دهند که این موضوع خود یکی از مشخصه‌های بارز کانسارهای گرمابی است (Mills and Eldefield, 1995).

در کانسار مورد مطالعه میانگین نسبت LREE/HREE برابر با 3/19 پی‌پی‌ام است که نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌باشد. در شکل 14 الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک با الگوی توزیع عناصر نادر خاکی کانسارهای گرمابی و آب‌زاد مقایسه شده است. همان‌طور که در این شکل مشخص است عناصر نادر خاکی نمونه‌های کانسنگی شهرستانک عمدتاً در محدوده کانسارهای گرمابی قرار می‌گیرد که این خود می‌تواند منشأ و ژنز مشترکی را برای کانسار شهرستانک و کانسارهای گرمابی ارائه دهد.

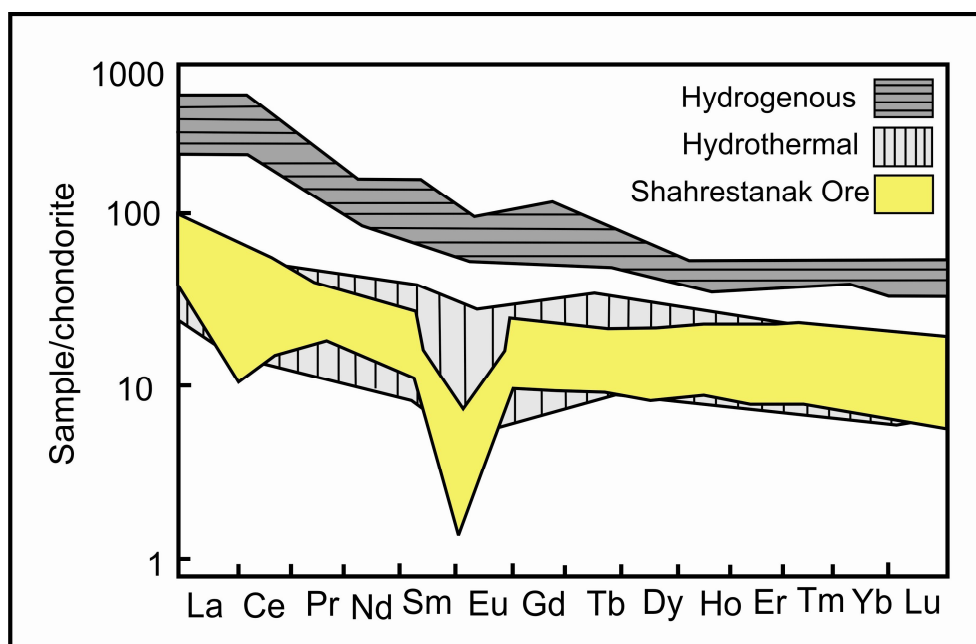
بنابراین آنومالی Eu همیشه نشان‌دهنده منشأ واحدی برای کانسارها نیست. به همین جهت در بسیاری از کانسارهای فرومنگنز هیدروترمال آنومالی Eu منفی می‌باشد. وجود آنومالی Eu به‌طور گسترده‌ای به ترکیب سنگهایی که سیالات گرمابی آنها را متأثر کرده وابسته است (Glasby, 1997; Klinkhammer et al., 1994; Michard and Albarede, 1986). ساباتینو و همکارانش (Sabatino et al., 2011) نیز معتقدند که فاصله‌گیری سیال گرمابی از منشأ می‌تواند باعث کاهش آنومالی Eu از مقادیر مثبت به مقادیر منفی شود که این موضوع به علت جدایش تدریجی منگنز از سیال و جذب Eu توسط اکسیدهای منگنز در خلال رسوب منگنز می‌باشد.

در شکل 13 الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک که نسبت به کندریت بوینتون (Boynnton., 1984) نرمالیزه شده‌اند ارائه شده است.



شکل 13. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک، نرمالیزه شده با کندریت (Boynton, 1984).

Fig. 13. The distribution of rare earth elements in Shahrestanak manganese ore samples, normalized to chondrite (Boynton, 1984).



شکل 14. مقایسه الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های کانسنگ منگنز شهرستانک با کانسارهای گرمابی (Toth, 1980) و آب‌زاد (Stackelberg, 1997).

Fig. 14. Comparison of distribution of rare earth elements the Shahrestanak manganese ore samples as well as hydrogenous (Stackelberg, 1997) and hydrothermal deposits (Toth, 1980).

نتیجه‌گیری

کانسار منگنز شهرستانک درون تشکیلات رسوبی - آتشفشانی ائوسن فوقانی واقع شده است. بر اساس مطالعات زمین‌شناسی انجام شده سنگهای موجود در منطقه عمدتاً شامل بازالت، آندزیت، دیاباز، توف آهکی، لیتیک توف، میکرایت، کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سنگ آهک است. مطالعات زمین‌شیمیایی که جهت تشخیص منشأ ماده معدنی بر روی ترکیب کانسنگ منگنز شهرستانک انجام گرفت شامل مطالعه عناصر اصلی، عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی می‌باشد. در مطالعه ژئوشیمی عناصر اصلی نسبت‌های Mn/Fe ، Si/Al و Na/Mg نشان‌دهنده تشکیل کانسار به‌وسیله فرآیندهای گرمابی در یک محیط کم‌عمق است. نمودارهای عناصر کمیاب همگی بر محتوای پایین کانسنگ از عناصری همچون Ni ، Co و Cu دلالت دارند، که نمایانگر قرارگیری کانسار مورد مطالعه در نمودار عناصر کمیاب، در محدوده کانسارهای با منشأ گرمابی می‌باشد. همچنین مقایسه الگوی توزیع عناصر نادر خاکی منگنزهای کانسار شهرستانک با انواع کانسارهای منگنز آزاد

و گرمابی نشان می‌دهد که الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در کانسار شهرستانک شباهت بیشتری به کانسارهای گرمابی دارد و این خود می‌تواند منشأ و تیپ کانساری مشترکی را برای آنها پیشنهاد نماید. سرانجام بر اساس مطالعات زمین‌شناسی و ژئوشیمی می‌توان مدل زایشی زیر را برای تشکیل کانسار منگنز شهرستانک ارائه کرد:

در طی ائوسن بالایی تأثیر نیروهای تکتونیکی و عملکرد گسلها در منطقه مورد مطالعه، موجب فرونشست در حوضه رسوبی و تغییرات عمق آن شده‌اند. گسترش سیستم‌های کششی ضمن گسترش ولکانیسم زیردریایی، باعث گسترش و تکامل سیستم‌های هیدروترمال (در اثر افزایش نفوذپذیری) در طول گسلها شده است. فعالیتهای برون‌دمی شدید باعث شسته شدن گدازه‌های بازالتی و آندزیتی شده و عناصر Si ، Fe ، Mn ، Ba ، Sr و As توسط فعالیتهای برون‌دمی - آتشفشانی و از طریق گسلهای همزمان با رسوب‌گذاری وارد حوضه رسوبی گردیده است.

References

- Acharya, B.C., 1997. Mineralogy, chemistry and genesis of Nishikhal manganese ores of south Orissa, India. *Mineralium Deposita*, 32(1): 79-93.
- Alavi, M., 1994. Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3-4): 211-238.
- Berberian, M. and King, G.C., 1981. Towards a paleogeography and tectonicevolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210-265.
- Bonatti, E., Kraemer, T. and Rdell, H., 1972. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits of the ocean floor. In: D.R. Horn (Editor), *Ferromanganese Deposits of the Ocean Floor*. Aren HouseHarriman, pp. 149-166.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, California, pp. 63-114.
- Cann, J.R., Winter, C.K. and Pritchard R.G., 1977. A hydrothermal deposit from the floor of the Gulf of Aden. *Mineralogical Magazine*, 41(318): 193-199.
- Choi, J. H. and Hariya, Y., 1992. Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokorobelt, northeastern Hokkaido, Japan. *Economic Geology*, 87(5): 1265-1274.
- Crerare, D.A., 1982. Manganiferoucherts of the Franciscan assemblage: In General geology, ancient and modern analogues, and implication for hydrothermal convection at ocean spreading centers. *Economic Geology*, 77(3): 519-540.
- Eckhardt, J.D., Glasby, G.P., Puchelt, H. and Berner, Z., 1997. Hydrothermal manganese crusts from Enareta and Palinuro seamounts in the Tyrrhenian Sea. *Marine Georesources and Geotechnology*, 15(2): 175-208.
- Fardoost, F., 1992. Study of geology and genesis of Venarch Mn deposit, Qom. M.Sc. Thesis, Tabiat-e-Moalem University, Tehran, Iran, 140 pp. (in Persian with English abstract)
- Fonoodi, M., 1995. Study of volcanism in south of Qom area. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 140 pp. (in Persian with English abstract)
- Ghalamghash, J., 1996. Study of Tertiary plutonism in south of Qom area. M.Sc Thesis,

- Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 140 pp. (in Persian with English abstract).
- Ghalamghash, J., Babakhani, R., Bahroodi, A. and Fonoodi, M., 1997. Geological map of Kahak quadrangle, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Glasby, G.P., 1997. Fractionation of manganese from iron in Arcean and Proterozoic sedimentary ores. In: K. Nicholson, J.R. Hein, B. Buhn, and S. Dasgupta (Editors), *Manganese Mineralization: Geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine Deposits*. Geological Society of London, Special Publication, 119, pp. 29-42.
- Glasby, G.P., 2000. Manganese: predominant role of nodules and crust. In: H.D. Schulz and M.Ž. Zabel (Editors), *Marine Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 335-372.
- Hein, J.R., Koschinsky, A., Bau, M., Manheim, F.T., Kang, J.K. and Roberts, L., 2000. Cobalt-rich ferromanganese crusts in the Pacific. In: D.S. Cronan (Editor), *Handbook of Marine Mineral Deposits*. CRC Press, Boca Raton, Florida, pp. 239-279.
- Hein, J.R., Koschinsky, A., Halbach, P., Manheim, F.T., Bau, M., Kang, J.K. and Lubick, N., 1997. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific. *Journal of Manganese mineralization: Geochemistry and Mineralogy of terrestrial and marine deposits*, 119: 123-138.
- Hewett, D.E. and Fleischer, M., 1960. Deposits of manganese oxides. *Economic Geology*, 55(1):1-55.
- Holtstam, D. and Mansfeld, J., 2001. Origin of a carbonate-hosted Fe-Mn-(Ba-As-Pb-Sb-W) deposit of Langban-type in central Sweden. *Mineralium Deposita*, 36(7): 641-657.
- Klinkhammer, G.P., Elderfield, H., Elderfield, H., Edmond, J.M. and Mitra, A., 1994. Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (23): 5105-5113.
- Michard, A. and Albarede, F., 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology*, 55(1-2): 51-60.
- Mills, R.A. and Eldefield, H., 1995. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG mound, 26 N Mid Atlantic Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(17): 3511-3524.
- Mucke, A., Dzigbodi Adjimah, K. and Annor, A., 1999. mineralogy, petrology, geochemistry and genesis of the paleoproterozoic Birimian manganese formation of Nsuta/Ghana. *Mineralium Deposita*, 34(3): 297-311.
- Naderi, R.A., Geometric and kinetic analysis of Bidhend fault system (south of Qom). M.Sc. Thesis, Tarbiat-e-Modares University, Tehran, Iran, 140 pp. (in Persian with English abstract).
- Nicholson, K., 1992a. Genetic types of manganese oxide deposits in Scotland: Indicators of paleo-Ocean-spreading rate and a Devonian geochemical mobility boundary. *Economic Geology* 87(5): 1301-1309.
- Nicholson, K., 1992b. Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides. *Guides to metallogenesis. Economic Geology*, 87(5): 1253-1264.
- Oksuz, N., 2011. Geochemical characteristics of the Eymir (Sorgun-Yozgat) manganese deposit, Turkey. *Journal of Rare Earths*, 29(3): 287-295.
- Polgari, M., Hein, J.R., Vigh, T., Szabó-Drubina, M., Fórizs, I., Bíró, L., Müller, A. and Tóth, A.L., 2012. Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary. *Ore Geology Reviews*, 47: 87-109.
- Rogers, T.D.S., Hodkinson, R.A. and Cronan, D.S., 2001. Hydrothermal Manganese Deposits from Tonga-Kermadec Ridge and Lau Basin Region, Southwest Pacific. *Marine Georesources and Geotechnology*, 19 (4): 245-268.
- Rona, P.A., 1987. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust. *Economic Geology*, 73(2): 135-160.
- Roy, S., 1981. *Manganese Deposits*. Academic Press, London, 485 pp.
- Roy, S., 1992. Environments and processes of manganese deposition. *Economic Geology*, 87 (5): 1218-1236.
- Sabatino, N., Neri, R., Bellanca, A., Jenkyns, H.C., Masetti, D. and Scopelliti, G., 2011. Petrography and high-resolution geochemical records of lower Jurassic manganese-rich deposits from Monte Mangart, Julian Alps. *Petrography Palaeoclimatology Palaeoecology Journals*, 299: 97-109.
- Shah, M.T. and Moon, C.J., 2004. Mineralogy, geochemistry and genesis of ferromanganese ores from Hazara area, NW Himalayas, northern Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(1): 1-15.

- SojoudiKisomi, H., 1994. Study of geology and petrology of igneous rocks of south Qom (Naragh, Bidhend, PanzdaheKhordad Dam-UrumiehDokhtar Zone). M.Sc.Thesis, Tabiat-e-Moalem University, Tehran, Iran, 140 pp. (in Persian with English abstract)
- Stackelberg, V., 1997. Growth history of manganese nodules and crusts of the Peru Basin. Geological Society Publications, London, pp. 119-153.
- Toth, J.R., 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geology Society American Bull*, 91(1): 44-54.
- Usui, A. and Someya, M., 1997. Destribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the northwest Pacific. *Geological Society Special Publication*, 119: 177-198.
- Waters, W.A. and Etminan, H., 1973. Manganese in Iran. Geological Survey Iran, Tehran, Report 21, pp. 37-52.



زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی آنومالی فرومگنز فرزنه، شرق مجموعه معدنی سنگان خواف

نازی مظهري¹، آزاده ملکزاده شفارودی^{1*} و مجید قادری²

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(2) گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

دریافت: 1393/10/6، پذیرش: 1394/2/23

چکیده

محدوده اکتشافی فرزنه از آنومالی‌های منتهالیه شرقی مجموعه معدنی سنگان خواف است، که در جنوب‌شرق مشهد قرار دارد. زمین‌شناسی این منطقه شامل شیل، ماسه‌سنگ و واحدهای کربناته به سن ژوراسیک و توده‌های نفوذی ترشیری با ترکیب گرانیتی است. ورود سیالات گرمایی موجب تبلور دوباره سنگهای کربناتی و دگرسانی پروپیلیتیک در آنها و کانه‌زایی آهن و منگنز به شکل توده‌ای، استراتاباند و به‌صورت دیرزاد شده است که رخداد کانی‌سازی از الگوی تکتونیک منطقه پیروی می‌کند. کانی‌سازی در منطقه اکتشافی فرزنه محدود به اکسیدهای آهن و منگنز شامل گوتیت، همتیت، پیرولوسیت، پسیلوملان و به میزان کمتر کریپتوملان است. انجام آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) نیز کانی‌زایی فرومگنز و رخداد اکسیدهای آهن و منگنز را تأیید می‌کند. نتایج آنالیزهای ژئوشیمی (XRF و ICP-MS) نشان می‌دهد که تغییرات آهن از 43/5 تا 68 درصد، منگنز از 1/9 تا 4/8 درصد، مس از 20 تا 1063 گرم در تن و دامنه تغییرات برای آرسنیک از 20 تا 1269 پی‌پی‌ام است. نسبت Fe/Mn در نمونه‌های این منطقه از 15 تا 25 و نسبت LREE/HREE از 2/58 تا 13/78 در تغییر می‌باشد. غنی‌شدگی ملایمی از LREE و آنومالی مثبت Eu در داده‌های ژئوشیمی مشاهده می‌شود. براساس مقادیر اکسیدهای اصلی Fe، Mn، Si و همچنین عناصر فرعی Cu، Ni، Co، Zn، Pb، Mo، V، As کانی‌سازی محدوده اکتشافی فرزنه دارای منشأ گرمایی است. مدل کانی‌سازی و رخداد آنومالی فرومگنز فرزنه، هیچ ارتباط و شباهتی با کانی‌زایی اسکارن آهن در بخش اصلی مجموعه معادن سنگان ندارد و این آنومالی مرتبط با فعالیت سیالات گرمایی (کانی‌سازی سولفیدی شسته شده) که احتمالاً جوانتر از کانی‌سازی اسکارن در منطقه هستند و از طریق زون گسلی به اعماق کمتر و سطح زمین راه پیدا کرده‌اند، می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، فرومگنز، فرزنه، آنومالی‌های شرقی، معدن سنگان، کمر بند خواف - کاشمر - بردسکن.

مقدمه

محدوده اکتشافی فرزنه، از آنومالی‌های شرقی مجموعه معادن سنگ‌آهن سنگان است. مجموعه معادن سنگ‌آهن سنگان خواف در 300 کیلومتری جنوب‌شرقی مشهد و 40 کیلومتری جنوب‌شرقی خواف در استان خراسان رضوی واقع می‌باشد. این مجموعه معادن مهم و ارزشمند اسکارن آهن، با ذخیره بیش از هزار میلیون تن و عیار آهن 54 درصد، یکی از بزرگ‌ترین معدن آهن غرب آسیا به شمار می‌رود.

(Golmohammadi et al., 2015). کریم‌پور و همکاران (Karimpour, 2004; Karimpour et al., 2006). مجموعه معادن سنگ‌آهن سنگان خواف را جزئی از کمر بند ولکانیکی - پلوتونیک خواف - کاشمر - بردسکن معرفی کرده‌اند (شکل 1). این کمر بند خاستگاه کانی‌سازی تیپ اکسید آهن در ایران شناخته شده است و از جمله کانسارهای اکسید آهن موجود در این ناحیه می‌توان به طلا - اسپیکولاریت کوه‌زر، تنورچه و معدن سنگان خواف اشاره کرد (Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2006).

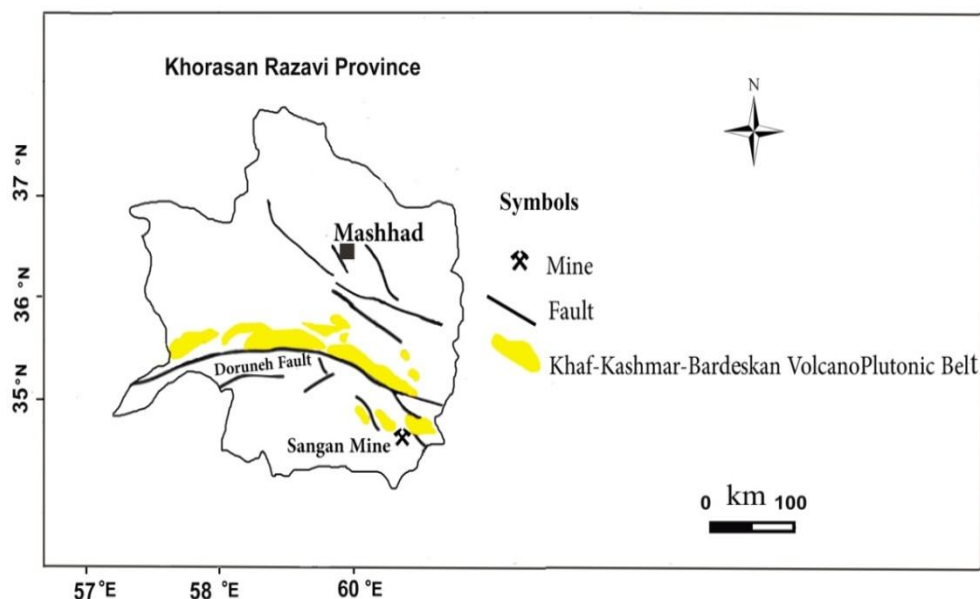
* مسؤول مکاتبات: shafaroudi@um.ac.ir

جنوب غربی روستای فرزنه بین طولهای جغرافیایی $34^{\circ} 27''$ - $60^{\circ} 36' 6''$ و عرضهای جغرافیایی $34^{\circ} 29' 46''$ - $34^{\circ} 30' 47''$ واقع شده است. در این منطقه تنها آثاری از چند ترانسه قدیمی مشاهده می‌شود. هدف این پژوهش، تهیه نقشه زمین‌شناسی به منظور تفکیک و شناسایی توده‌های نفوذی و بررسی ارتباط آنها با کانی‌سازی، بررسی نوع کانی‌سازی، کانی‌شناسی ماده معدنی و ژئوشیمی آن و در نهایت تعیین ارتباط آن با دیگر کانسارها در بخش اصلی مجموعه معادن سنگان می‌باشد.

روش مطالعه

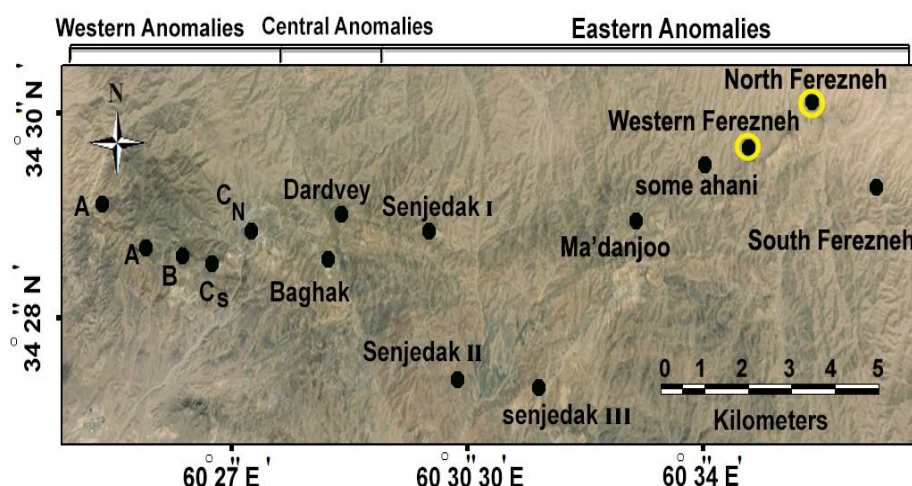
به منظور دستیابی به اهداف مطالعه، عملیات نمونه‌برداری از بخشهای مختلف شامل توده‌های نفوذی، سنگ آهک (میزبان کانی‌زایی) و کانی‌سازی آهن و منگنز انجام و در مجموع 300 نمونه در منطقه‌ای به وسعت $9/5$ کیلومتر مربع برداشت شد. 140 مقطع نازک از توده نفوذی، سنگهای آهکی مرمری و دولومیتی و 40 مقطع بلوک صیقلی از کانه‌ها جهت مطالعات پتروگرافی، کانی‌شناختی و کانی‌سازی تهیه گردید که مطالعات آن در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد.

مجموعه کانسارهای معدن سنگ‌آهن سنگان در محدوده‌ای مستطیل شکل به طول 26 کیلومتر و عرض 8 کیلومتر از غرب به شرق بین طولهای جغرافیایی $60^{\circ} 24' - 60^{\circ} 45'$ و عرضهای جغرافیایی $34^{\circ} 26' - 34^{\circ} 33'$ قرار دارد (شکل 2). این مجموعه به سه ناحیه شرقی، مرکزی و غربی تقسیم شده است و هر ناحیه خود شامل چند کانسار می‌شود. در ناحیه غربی 5 کانسار A, A', B, C شمالی و C جنوبی، در ناحیه مرکزی، دو کانسار مهم به نامهای دردوی و باغک و در بخش شرقی نیز 6 آنومالی رخنمون‌دار سنج‌دک 1، سنج‌دک 2، سنج‌دک 3، معدن جو، سم آهنی و فرزنه (فرزنه شمالی، غربی و جنوبی) به چشم می‌خورد. ناحیه مرکزی و غربی معدن هم اکنون فعال بوده و مطالعات گسترده‌ای در بخش کانی‌شناسی اسکارن، ژئوشیمی کانی‌سازی مگنتیت و اسکارن، ژئوشیمی سنگ منشأ و پترولوژی و سن‌سنجی توده‌های نفوذی صورت گرفته است اما آنومالی‌های بخش شرقی، مراحل اکتشاف مقدماتی را می‌گذرانند و اطلاعات بسیار اندکی از زمین‌شناسی و کانه‌زایی آنها موجود است. در این پژوهش محدوده اکتشافی فرزنه (شمالی و غربی) که از آنومالی‌های شرقی مجموعه معادن سنگ‌آهن سنگان است، مورد بحث قرار گرفته است. آنومالی فرزنه در 35 کیلومتری جنوب شهرستان تایباد و در 10 کیلومتری جنوب شرقی کرات و $1/5$ کیلومتری



شکل 1. کمربند ولکانیکی - پلوتونیک خواف - کاشمر - بردسکن، گسل درونه و موقعیت معدن سنگان.

Fig. 1. Khaf-Kashmar-Bardaskan volcano-plutonic belt, Doruneh fault and location of Sanghan mine.



شکل 2. موقعیت کانسارهای سه‌گانه مجموعه معادن سنگان (غربی، مرکزی و شرقی) که محدوده مطالعاتی فرزنه در آن مشخص شده است.

Fig. 2. Location of the three deposits of Sangam mines complex (western, central and eastern) and Ferezne study area.

به‌طرف شرق به‌صورت آهک بلورین یافت می‌شوند. سن این سنگها به ژوراسیک فوقانی و کرتاسه زیرین نسبت داده می‌شود و کانی‌سازی در آنها به‌صورت انواع اسکارن رخ داده است. فعالیت‌های آتشفشانی در این منطقه مربوط به کرتاسه تا اوایل ائوسن هستند (Karimpour, 1991). مجموعه سنگهای ولکانیکی در منطقه شامل داسیت، ریوداسیت، تراکیت، پیروکلاست‌های آندزیتی و سنگهای ولکانوکلاستیک می‌باشد. در قسمت شمالی معدن، گرانیت سرنوسر با سن ائوسن پسین - الیگوسن پیشین نفوذ کرده است. رخنمونهای کوچکی از سنگ منشأ کانی‌سازی به‌صورت دایک و سیل در بخش غربی در مجاورت اسکارن حرارت بالای گارنت‌دار شناسایی شد. این توده حدواسط، نیمه‌عمیق و از نوع سینیت پورفیری است (Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2008). توده‌های نیمه‌ژرف دیگری نیز به‌صورت دایک و سیل در منطقه نفوذ کرده و در برخی قسمت‌ها کانسنگ مگنتیتی را قطع کرده‌اند. منطقه مورد نظر در این مطالعه آنومالی فرزنه است که در منتهالیه شرقی مجموعه معادن سنگان، در مجاورت روستای فرزنه از توابع تایباد قرار دارد. شیل‌ها و ماسه‌سنگهای رسوبی قدیمی‌ترین سازندهای موجود در این منطقه هستند که به ژوراسیک نسبت داده شده‌اند (شکل 3). واحدهای کربناته شامل سنگهای آهکی و در بعضی مناطق و به‌صورت خیلی محدود دولومیتی تیره‌رنگ هستند که ورود سیالات گرمایی سبب دگرگونی خفیف و تبلور دوباره سنگهای کربناتی، تبدیل آنها به مرمر و دولومیت، دگرسانی پروپیلیتیک

پس از مطالعه مقاطع بلوک صیقلی، 4 نمونه به‌منظور شناسایی دقیق و حصول اطمینان از مطالعات کانی‌شناختی انتخاب و در آزمایشگاه کانساران بینالود تهران، مورد تجزیه پراش اشعه ایکس قرار گرفت. همچنین به‌منظور مطالعه ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی کانه‌ها نیز، 10 نمونه برای آنالیزهای XRF به آزمایشگاه آمیتیس شرق و آنالیز ICP-MS به آزمایشگاه S.G.S کانادا ارسال شد.

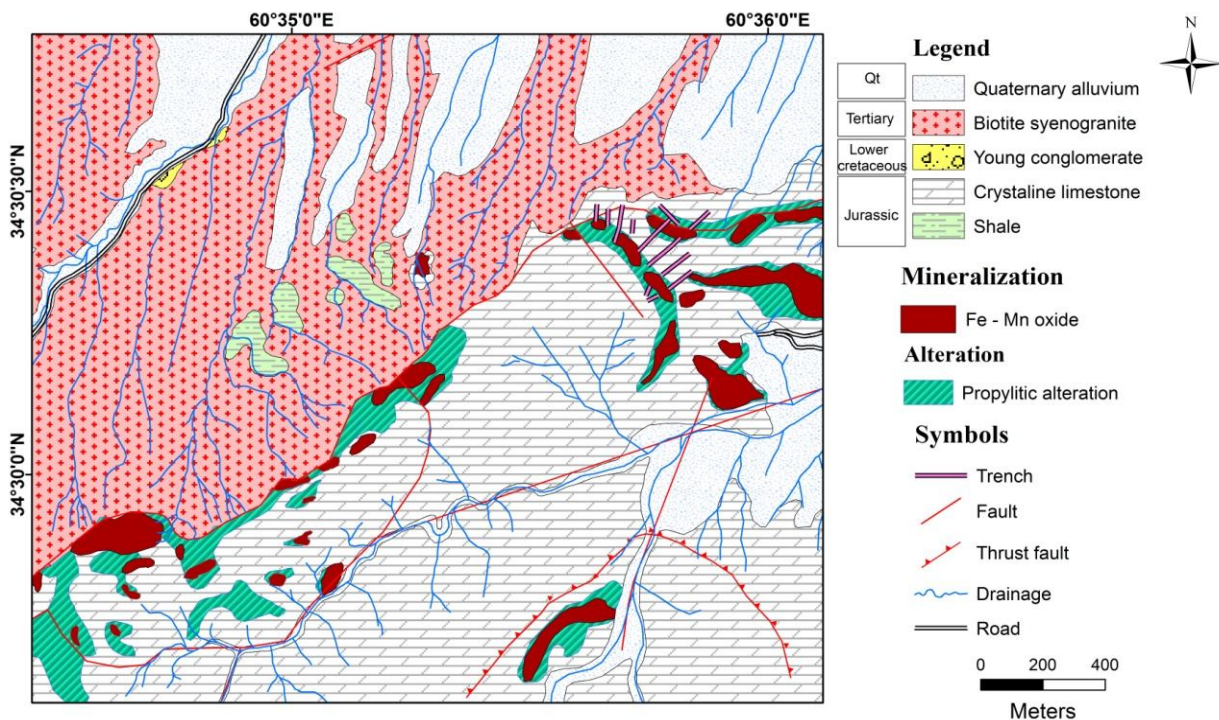
زمین‌شناسی

مجموعه معادن سنگان یک ذخیره بزرگ و با ارزش اسکارن آهن در کمربند آتشفشانی-پلوتونیک خواف-کاشمر-بردسکن است (شکل 1). این کمربند با طول بیش از 350 کیلومتر، پهنای متغیر از 15 تا 80 کیلومتر و امتداد شرقی-غربی در شمال گسل درونه قرار دارد و تا کشور افغانستان ادامه می‌یابد. این کمربند به‌طور عمده از سنگهای آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و گاه مافیک شامل داسیت، ریوداسیت، آندزیت، پیروکسن آندزیت، آندزیت - بازالت، لاتیت، تراکی آندزیت، توف، لاپیلی توف و آگلومرا با سن ترشیاری تشکیل شده است. توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیبی از گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و گرانیت فلدسپار قلیایی در این سنگهای آتشفشانی نفوذ کرده‌اند.

قدیمی‌ترین سازندهای موجود در منطقه معدنی سنگان شامل چرت، شیل‌های سیلیسی، سیلستون و آهک بلورین است. سنگهای کربناته بیشتر به اسکارن و مرمر دگرگون شده‌اند و

درصد و بیوتیت 5 تا 8 درصد می‌باشد. کانیه‌های فرعی زیرکن و اسفن و همچنین کانیه‌های کدر تا 5 درصد در زمینه سنگ قابل مشاهده است. عملکرد سیالهای گرمایی، موجب دگرسانی ارتوکلاز و پلاژیوکلاز به کانیه‌های رسی (10 درصد) و تشکیل کلسیت و کوارتز شده است. توده‌های نفوذی دارای آلتراسیون ضعیف تا متوسط سرسیتی، آرژیلیکی، و به میزان کمتر سیلیسی و کربناته هستند. در بعضی نقاط به صورت محدود بیوتیت‌ها به کلریت و اپیدوت تبدیل می‌شوند. مرز واحدهای کربناته با توده‌های نفوذی از الگوی گسل‌ها و تکتونیک منطقه پیروی می‌کند (شکل 3).

ضعیف و ظهور کانیه‌های اپیدوت و کلریت در آنها و کانه‌زایی آهن و منگنز به صورت دیرزاد شده است که این رخداد اکثراً منطبق بر مناطق گسلی می‌باشد. این واحد در جنوب منطقه قابل مشاهده است (شکل 3). رخداد سنگهای آذرین در این محدوده مربوط به ماگماتیسم ترشیاری است که موجب نفوذ توده‌های با ترکیب بیوتیت سینوگرانیت در منطقه شده است. بافت این توده غالباً گرانولار بوده و بعضاً بافت‌های پرتیتی و گرافیکی نیز قابل مشاهده است. کانی‌شناسی آن شامل آلکالی‌فلدسپار به میزان 50 تا 55 درصد، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آلبیت) به میزان 5 تا 10 درصد، کوارتز 20 تا 22



شکل 3. نقشه زمین‌شناسی، آلتراسیون و کانی‌زایی محدوده اکتشافی فرزانه.

Fig. 3. Geological, alteration and mineralization map of Ferezneh prospect area.

متر در تغییر است و شیب آنها از 20 تا 70 درجه به سمت جنوب‌شرقی و یا جنوب غربی تغییر می‌کند. امتداد اکثر توده‌ها منطبق بر روند گسل اصلی منطقه شمال شرقی- جنوب غربی است و بعضی از روند گسل کوچکتر با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی تبعیت می‌کنند.

گسل اصلی منطقه در مرز توده سینوگرانیت و واحد آهکی تبلور مجدد یافته واقع شده است. در اطراف توده‌های کانی‌سازی، دگرسانی پروپلیتیک ضعیف مشاهده و با حضور

کانی‌سازی

کانی‌سازی در محدوده اکتشافی فرزانه محدود به اکسیدهای آهن و منگنز است که به صورت توده‌ای و استراتی باند در سنگ میزبان آهکی تبلور مجدد یافته، که در مواردی به دولوستون تبدیل شده است، مشاهده می‌شود. کانی‌سازی منطبق بر گسلها و دارای کنترل ساختاری است. توده‌ها امتداد شمال شرقی- جنوب غربی و بعضی امتداد شمال غربی- جنوب شرقی نشان می‌دهند. عرض کانی‌سازیه‌ها از 10 تا 15

شده در این آنالیز کلسیت، کوارتز، هماتیت، گوتیت و پیرولوسیت می‌باشند که طیف آنها در شکل 5 ارائه شده است.

ژئوشیمی

از آن‌جا که هدف انجام آنالیزهای ژئوشیمی کانه بود، نمونه‌برداری از محلهای کانی‌زایی که دارای بیشترین مقدار ماده معدنی در سطح است، انجام شد. نمونه‌ها به روشهای ICP-MS و آنالیز XRF برای عناصر اصلی و فرعی آنالیز شدند که از این میان عناصری که اهمیت بیشتری داشته‌اند مورد بحث قرار می‌گیرند.

اکسید آهن: تغییرات اکسید آهن از 43/5 تا 68 درصد است (جدول 1). تغییرات اکسید آهن (TFeO) برای همه 10 نمونه، در سه دامنه از مقدار کمتر از 43/5، 43/6 تا 58/8 و 58/9 تا 68 درصد متغیر است (شکل 6) که 8 نمونه دارای مقادیر بیشتر از 63 درصد هستند و تنها دو نمونه در دو دامنه دیگر قرار می‌گیرند. مقدار بالای آهن به حضور اکسیدهای آهن ثانویه هماتیت و گوتیت در منطقه برمی‌گردد.

اکسید منگنز: مقدار اکسید منگنز از 1/9 تا 4/8 درصد در تغییر است (جدول 1). تغییرات در سه دامنه 1/9 تا 2/2، 2/3 تا 3/7 و 3/8 تا 4/8 درصد بررسی می‌شود (شکل 7) که 7 نمونه در دامنه مقادیر 2/3 تا 3/7 درصد قرار می‌گیرند و دو نمونه در دامنه 1/9 تا 2/2 درصد و یک نمونه در دامنه 3/8 تا 4/8 درصد دسته‌بندی می‌شوند. حضور کانیهای اکسید منگنز پیرولوسیت و پسیوملان و همچنین اکسیدهای آبدار منگنز همراه با اکسیدهای آهن مقادیر این عنصر را در منطقه توجیه می‌کند. آهن و منگنز دارای همبستگی هستند و رفتار ژئوشیمی مشابهی را نشان می‌دهند.

مس: تغییرات مس از 20 تا 1063 گرم در تن است (جدول 1). این تغییرات در سه دامنه 20 تا 40، 41-209 و 210 تا 1063 بررسی شده است که اکثر نمونه‌ها تغییراتی از 20 تا 40 گرم در تن نشان می‌دهند و تنها دو نمونه دارای مقدار 209 و 1063 گرم در تن هستند و دو دامنه دیگر قرار می‌گیرند (شکل 8). در بررسی و مطالعه مقاطع، هیچ کانی مرتبط با کانی‌سازی مس در منطقه مشاهده نشد و مقدار بالای این عنصر می‌تواند به‌صورت آنکلوزیون باقی‌مانده از سولفیدها در ساختمان دیگر اکسیدهای آهن و منگنز، مربوط

کانیهای کلریت و اپیدوت تأیید می‌شود. اکسیدهای آهن اغلب گوتیت و هماتیت و اکسیدهای منگنز شامل پیرولوسیت، پسیوملان و به میزان کمتر کریپتوملان است. به‌ندرت لکه‌های کوچکی از روتیل نیز مشاهده می‌شود و کانی اصلی گانگ کلسیت و در مواردی دولومیت و کوارتز کریپتوکریستالین می‌باشد. در نمونه‌برداریهای صحرایی مقدار بسیار اندک و سطحی از مالاکیت نیز مشاهده شد. اکسید منگنز به‌صورت ادخال در بین کانیهای اکسید آهن و یا بافت‌های پرکنندگی فضای خالی و همین‌طور به‌صورت لکه‌های بی‌شکل در بین کانیهای آهن‌دار در اندازه‌های مختلف قرار می‌گیرد. در ادامه به توصیف کانیها می‌پردازیم.

گوتیت: فراوان‌ترین اکسید آهن در منطقه است که میزان آن به 50 درصد می‌رسد. اغلب دارای بافت گل کلمی و بعضاً پرکننده فضای خالی است (شکل 4- A, B, D و E).

هماتیت: حداکثر مقدار آن به 15 تا 20 درصد می‌رسد. هماتیت‌ها همگی ثانویه بوده و آثاری از مگنتیت و آلتراسیون و تبدیل آن به هماتیت و یا دیگر اکسیدهای آهن ثانویه مشاهده نمی‌شود. شواهدی از پرشدگی کانی‌های اتومورف غیر فلزی و یا فلزی مثل پیریت و کوارتز، توسط اکسیدهای ثانویه آهن به چشم می‌خورد. بافت هماتیت‌ها به‌صورت پرکنندگی و لکه‌ای است (شکل 4- C).

پسیوملان: بلورهای ریز پسیوملان و گاهی کریپتوملان در حال تبلور و تبدیل به پیرولوسیت دیده می‌شوند. میزان آن در مقاطع به 4-5 درصد می‌رسد و بافت غالب آنها شکافه پرکن است و در مواردی شواهدی از پرشدگی کانیهای اتومورف غیر فلزی و یا فلزی مثل پیریت و قالب آن دیده می‌شود (شکل 4- B, D و E).

پیرولوزیت: بلورهای آن به شکل سوزنی و دوکی شکل فضای بین اکسیدهای آهن را پر می‌کند و غالباً از تبلور پسیوملان تشکیل می‌شوند و ثانویه هستند (شکل 4- B, D, E و F). حداکثر مقدار آن به 3 درصد می‌رسد.

روتیل: لکه‌های بسیار کوچکی از روتیل در میان اکسیدهای آهن ثانویه دیده شده که مقدار آن به یک درصد هم نمی‌رسد. به‌منظور حصول اطمینان از مطالعات میکروسکوپی و شناخت دقیق کانیها، آنالیز پراش پرتو ایکس بر روی 4 نمونه از کانه‌ها انجام شد. نتایج آنالیز نشان می‌دهد که اکسیدهای آهن و منگنز تنها کانیهای فلزی موجود هستند. کانیهای شناسایی

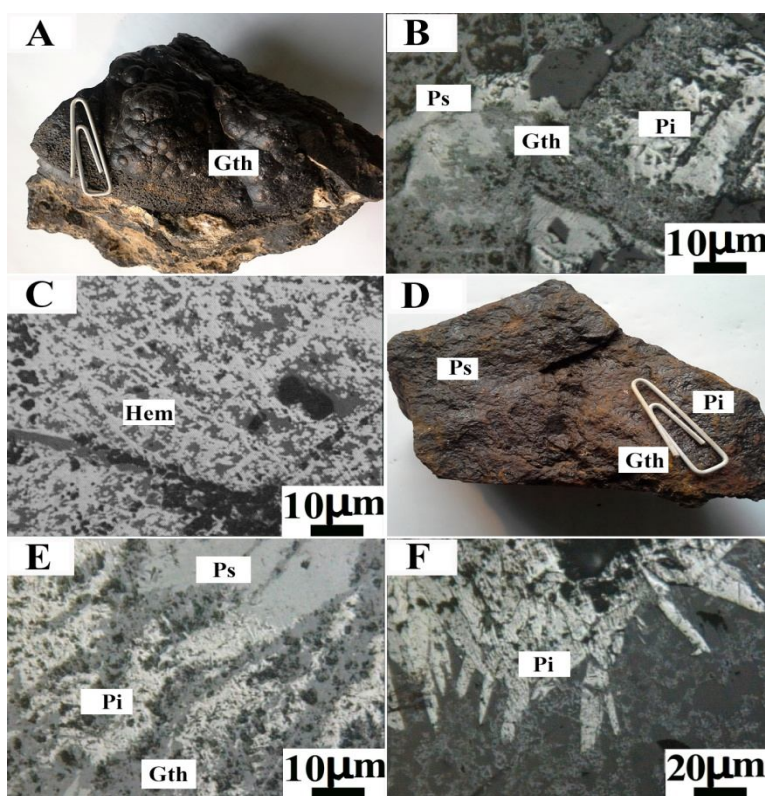
آنتیموان: مقدار تغییرات این عنصر از 3 تا 49 گرم در تن است (جدول 1) کانی مرتبط با این عنصر در منطقه مشاهده نشد. آرسنیک و آنتیموان رفتار مشابهی دارند و همبستگی مثبتی نشان می‌دهند.

سرب: تغییرات مقدار سرب از 10 تا 30 گرم در تن (جدول 1) و بیشتر نمونه‌ها دارای مقادیر متغیری از 21 تا 30 گرم در تن هستند اثری از کانیهای حاوی عنصر سرب در منطقه مشاهده نشد.

روی: میزان تغییرات از 5 تا 248 گرم در تن است (جدول 1). کانی مرتبط با این عنصر در منطقه مشاهده نشد.

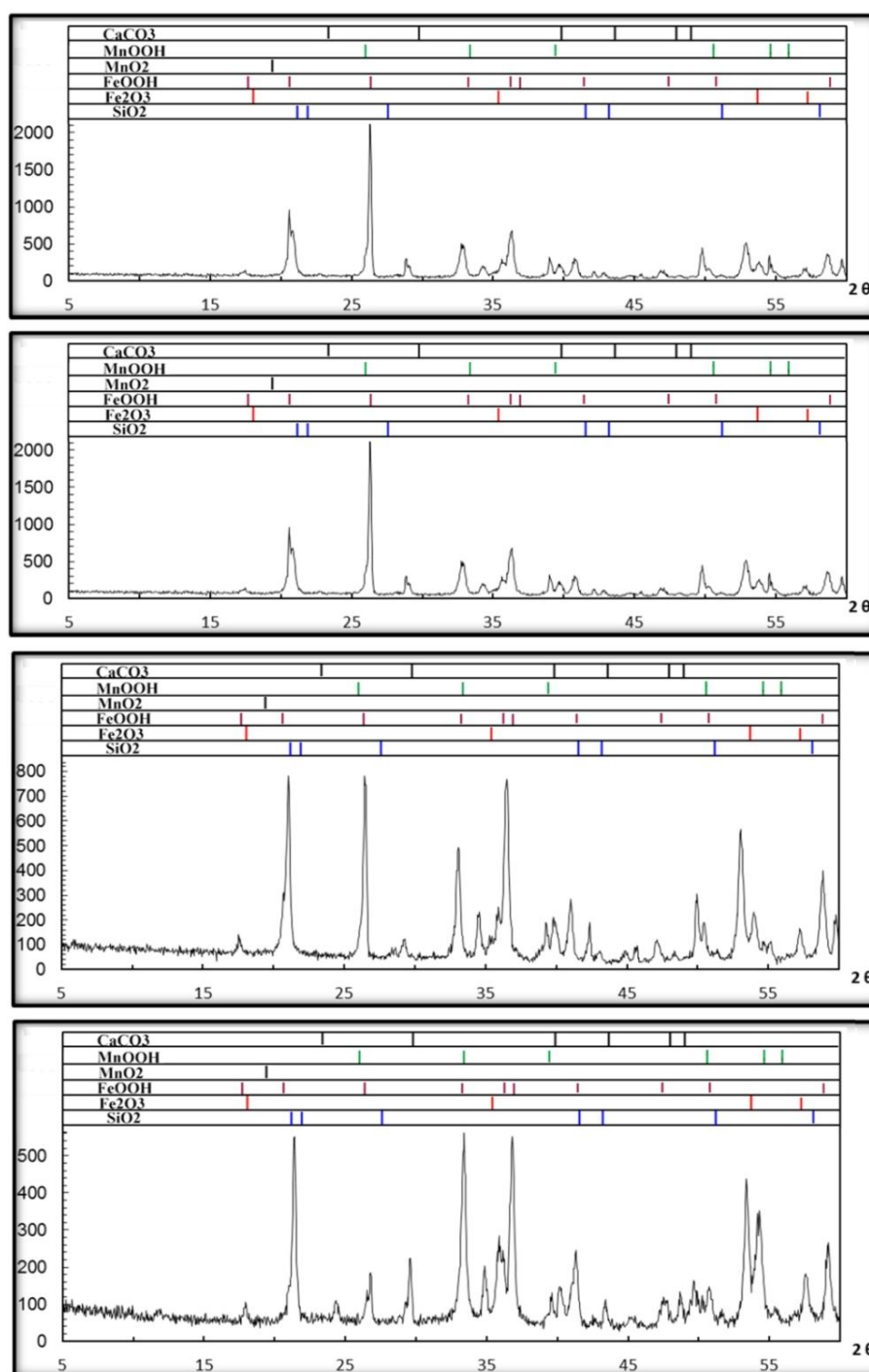
باشد. در مطالعات صحرایی مقادیری مالاکیت سطحی مشاهده شد.

آرسنیک: دامنه تغییرات برای آرسنیک از 20 تا 1269 گرم در تن است (جدول 1) که در سه دامنه 20 تا 245، 245 تا 682 و 682 تا 1269 پی‌پی‌ام طبقه‌بندی می‌شوند. فقط 2 نمونه دارای مقدار 1269 و 682 گرم در تن هستند و بقیه نمونه‌ها در دامنه 20 تا 245 قرار می‌گیرند (شکل 9). علی‌رغم آنومالی قابل توجه، کانی مرتبط با این عنصر در منطقه مشاهده نشد. از آن‌جا که اکسیدهای آهن و منگنز قدرت بالایی برای جذب عناصر کمیاب دارند، این‌گونه عناصر می‌توانند در ساختار اکسیدهای آهن و منگنز مشارکت نمایند.



شکل 4. تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی (PPL) از کانی‌زاییها در منطقه اکتشافی فرزنه. A: تصویر نمونه دستی از گوتیت‌های گل‌کلمی. B: کانیهای گوتیت، پیرولوسیت و پسیلوملان. کانیهای پسیلوملان در حال تبلور و تبدیل به پیرولوسیت‌های ثانویه هستند. قالب یک کانی اتومورف در شکل دیده می‌شود که با پسیلوملان پر شده‌است. C: هماتیت‌های ثانویه که در قالب یک کانی اتومورف تشکیل شده‌اند. D: تصویر نمونه دستی از گوتیت، پیرولوسیت و پسیلوملان. E: کانیهای گوتیت، پیرولوسیت و پسیلوملان. کانیهای پیرولوسیت از تبلور پسیلوملان‌ها به‌وجود می‌آیند. F: بلورهای دوکی شکل پیرولوسیت. Gth: گوتیت، Hem: هماتیت، Pi: پیرولوسیت، Ps: پسیلوملان (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 4. Image of hand and microscopic samples (PPL) from Ferezne. A: Hand specimen image of cauliflower goethite. B: Goethite, pyrolusite, and psilomelane. Psilomelane crystallizes to secondary pyrolusite. A form of automorph mineral filled with psilomelane. C: Secondary hematite crystallizes in a form of automorph mineral. D: A hand specimen of goethite, pyrolusite, and psilomelane. E: Goethite, pyrolusite, and psilomelane. Psilomelane crystallizes and forms pyrolusite. F: Spindle pyrolusite crystals. Gth: Goethite, Hem: Hematite, Pi: Pyrolusite, Ps: Psilomelane (Whitney and Evans, 2010).



شکل 5. الگوی پراش پرتو ایکس از نمونه‌های منطقه اکتشافی فرزانه. کانیهای کلسیت، کوارتز، هماتیت، گوتیت، پیرولوسیت و اکسید آبدار منگنز شناسایی شده‌اند.

Fig. 5. XRD pattern of Ferezh samples. Calcite, quartz, hematite, goethite, pyrolusite, psilomelane and Mn hydroxides were identified.

تفسیر داده‌های ژئوشیمی

مقادیر اکسیدهای اصلی و تغییرات مقدار عناصر فرعی و کمیاب و همچنین نسبت عناصر نادر خاکی، می‌تواند به‌منظور

ردیابی ژئوشیمیایی و توضیح محیط نهشت کانسار مورد استفاده قرار گیرد (Owen et al., 1999; Chen et al., 2006).

اشاره دارد (Nicholson et al., 1997). هرچند که این نسبت به‌طور مطلق نمی‌تواند بازگو کننده ژنز کانسار باشد به‌طور مثال کانسارهای جدید دیاژنزی منگنز، نسبت‌های بالایی از Mn/Fe را نشان می‌دهند (Jach and Dudek, 2005).

از نسبت Mn/Fe برای طبقه‌بندی ژنزی کانسارها استفاده می‌شود به طوری که ($Mn/Fe < 1$) به کانسارهای دریاچه‌ای، ($Mn/Fe = 1$) به کانسارهای هیپودروژنوس، ($0.1 < Mn/Fe < 10$) به کانسارهای سدکس و نسبت بسیار بالای Mn/Fe به کانسارهای گرمابی و یا گرمابی-هیدروژنوس

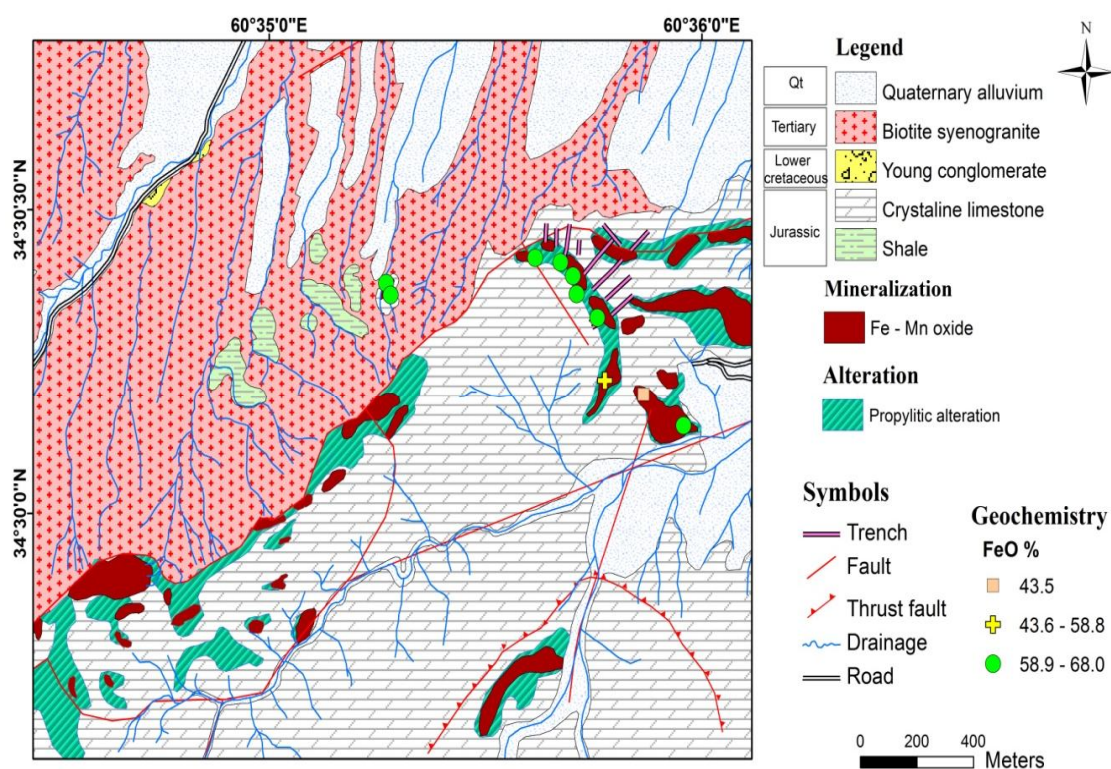
جدول 1. مقادیر اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی زون‌های کانی‌سازی محدوده اکتشافی فرزنه.

Table 1. Major oxides and trace elements of mineralization zones of Ferezneh prospect area.

Element (wt.%)	F-26	F-23	F-22	F-30	F-29	F-28	F-42	F-37	F-31	F-34
SiO ₂	10.6	6.21	3.8	11.34	5.89	5.23	37.45	6.36	6.52	19.69
TiO ₂	0.04	0.06	0.03	0.04	0.04	0.05	0.09	0.05	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	0.21	0.42	0.16	0.19	0.22	0.51	0.63	0.38	0.41	0.33
TFeO	66.21	67.64	66.55	64.72	68.03	67.29	43.53	65.28	64.87	58.81
MnO	3.59	2.99	3.25	1.86	4.81	2.97	3.12	3.67	2.18	2.98
MgO	0.25	0.39	0.23	0.04	0.38	0.21	0.17	0.57	0.2	0.12
CaO	2.47	3.75	6.49	4.67	3.04	5.04	3.01	4.03	7.37	2.89
Na ₂ O	0.02	0.06	0.04	0.03	0.03	0.04	0.08	0.06	0.06	0.04
K ₂ O	0.07	0.14	0.04	0.04	0.11	0.16	0.21	0.16	0.13	0.09
P ₂ O ₅	0.03	0.2	0.05	0.03	0.04	0.05	0.16	0.11	0.04	0.07
L.O.I	10.19	14.91	12	11.02	11.89	11.54	11	12.93	11.77	12.32
Total	93.7	96.8	92.7	94	94.5	93.1	99.4	93.6	93.6	97.4
Element (ppm)	F-26	F-23	F-22	F-30	F-29	F-28	F-42	F-37	F-31	F-34
Ba	803	530	384	45.1	221	582	672	1201	88.6	59.2
Rb	4.3	3.2	3.1	3.5	5.6	6.7	5.6	4.6	3.2	2.1
Sr	166	1054	144	313	192	356	180	111	337	405
Cu	25	150	1063	20	209	24	31	40	23	26
As	245	682	216	30	26	102	129	1269	20	33
Sb	18.2	18.5	49	11.9	7.4	5.4	4	18.5	5.3	3.4
Zn	87	5	42	17	52	5	10	248	5	5
Nb	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ni	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Co	7.1	9	6.6	4.2	9.2	5.2	8.6	9	7.1	8.1
Cr	10	10	10	10	10	10	10	10	10	31
Y	7.7	6.1	7.2	4.9	10.6	3.7	5.7	6.1	3	4
Cs	0.6	0.2	0.2	0.6	0.6	1.2	0.6	0.8	0.6	0.4
Ta	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Hf	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Mo	34	12	11	3	4	20	5	16	2	8
Pb	28	13	10	20	28	30	25	25	10	17
Sn	1	1	1	1	1	7	7	2	6	1
V	29	57	37	27	35	37	34	56	30	25

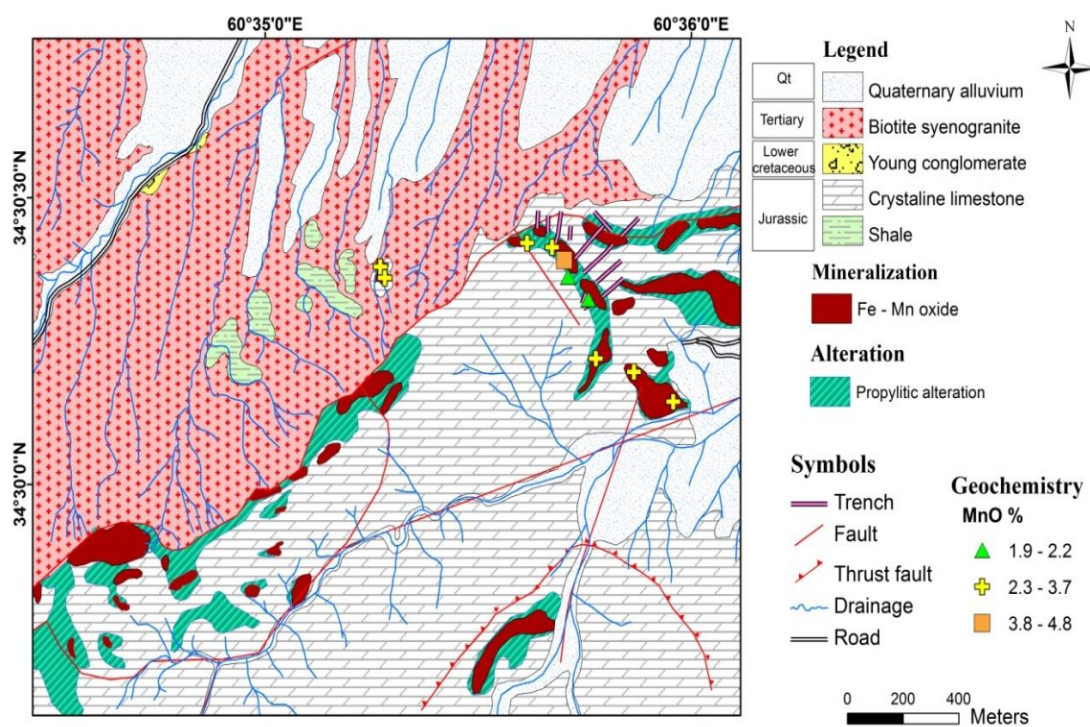
گرفت. میانگین مقدار FeO، 63/29 و بیشترین و کمترین مقدار آن به ترتیب 63/08 و 43/53 درصد است. همچنین مقدار میانگین MnO 3/1 و بیشترین مقدار آن 4/8 و کمترین مقدار 1/86 درصد می‌باشد. نسبت Fe/Mn در نمونه‌های این منطقه از 25 تا 15 در تغییر است.

مقادیر اکسیدهای اصلی و همچنین عناصر فرعی برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در جدول 1 ارائه شده‌است. از میان مقادیر اکسیدهای اصلی می‌توان از Fe، Mn و Si برای ترسیم نمونه‌ها در نمودار سه‌تایی طبقه‌بندی کانسارهای آهن – منگنز (Toth, 1980, Canet et al., 2008, Heshmatbehzadi and Shahabpour, 2010) کمک



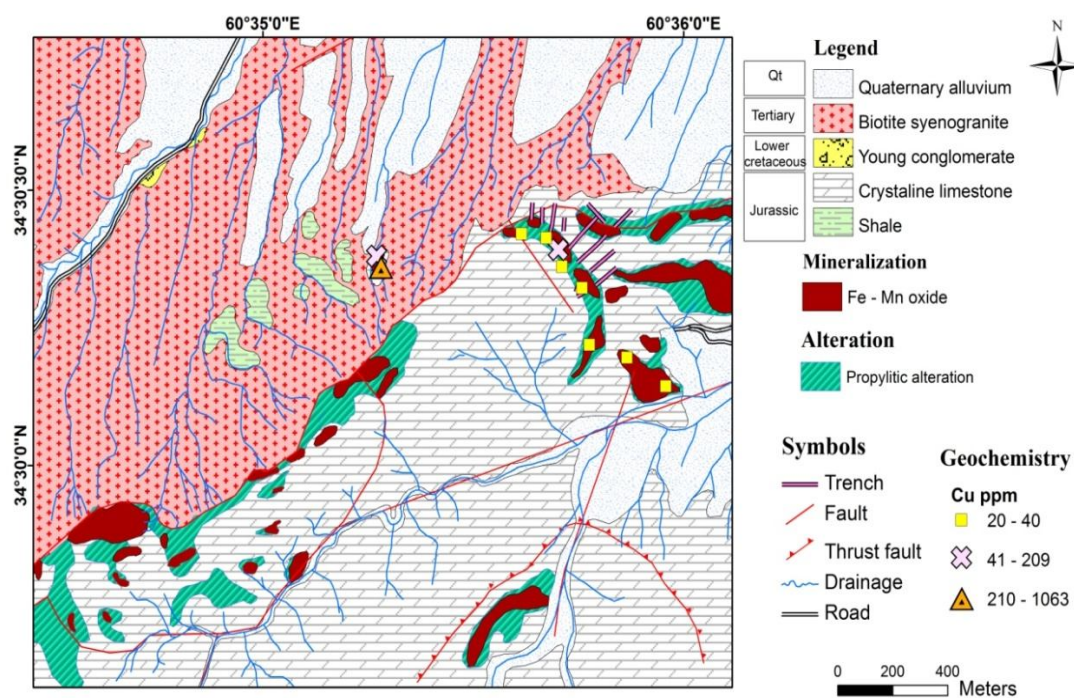
شکل 6. نقشه زمین‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی آهن منطقه اکتشافی فرزنه.

Fig. 6. Geological, alteration, mineralization and Fe geochemical map of Ferezneh prospect area.



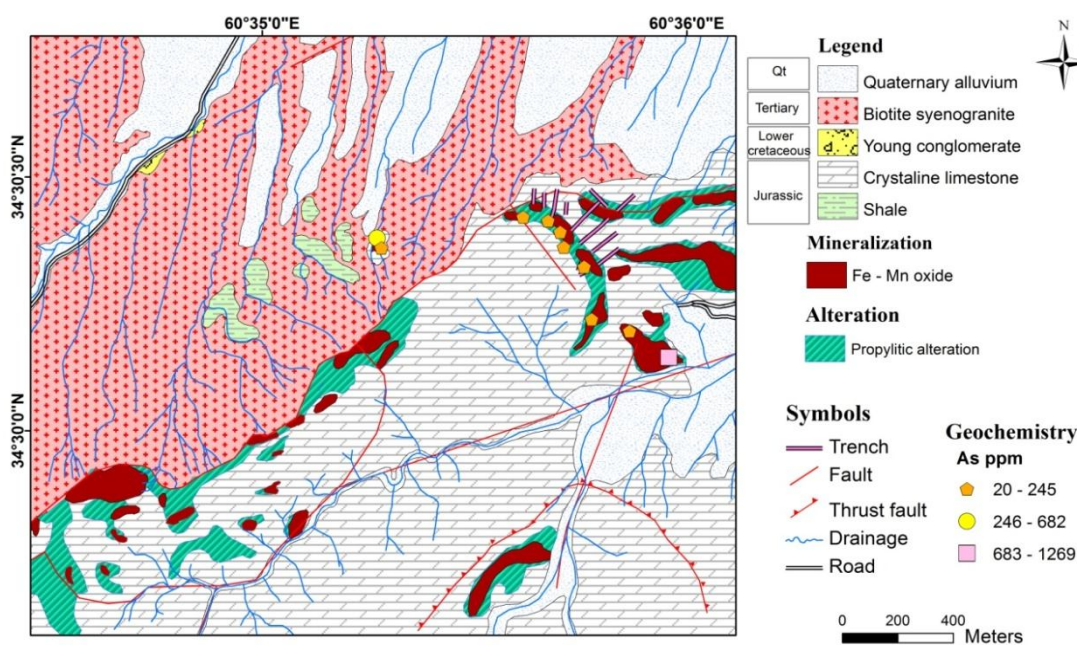
شکل 7. نقشه زمین‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی منگنز منطقه اکتشافی فرزنه.

Fig. 7. Geological, alteration, mineralization and Mn geochemical map of Ferezneh prospect area.



شکل 8. نقشه زمین‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی مس منطقه اکتشافی فرزانه.

Fig. 8. Geological, alteration, mineralization and Cu geochemical map of Ferezneh prospect area.



شکل 9. نقشه زمین‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی آرسنیک منطقه اکتشافی فرزانه.

Fig. 9. Geological, alteration, mineralization and As geochemical map of Ferezneh prospect area.

فرومگنز فرزانه را در محدوده کانسارهای گرمابی غنی از آهن نشان می‌دهد (شکل 10-A). اکسیدهای منگنز توانایی بسیار

میانگین مقدار SiO_2 11/3 و دامنه تغییرات از 38/45 تا 3/8 می‌باشد. ترسیم نمونه‌ها در این مثلث سه‌تایی، کانسار

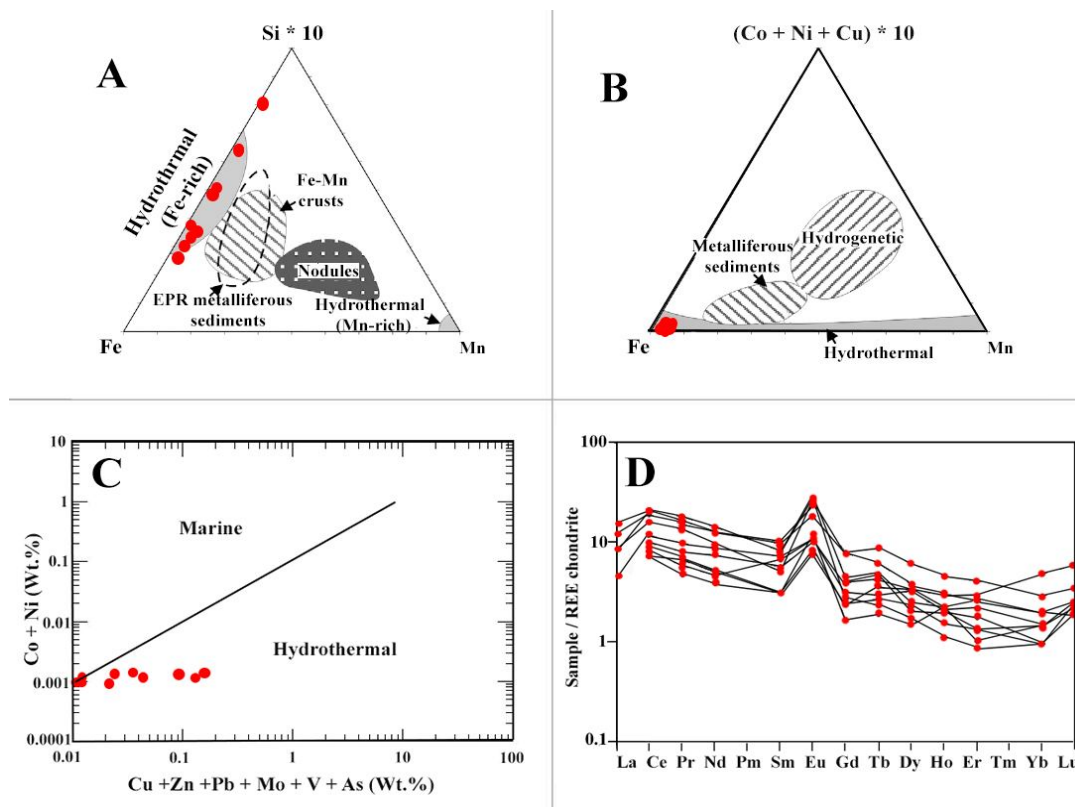
الگوی عناصر نادر خاکی (شکل 10-D) نشان می‌دهد که Eu دارای آنومالی مثبت است و نسبت Eu/Eu^* از 2 تا 7 در تغییر است. همچنین میانگین مقدار La_N/Ce_N 0/25 و میانگین مقدار La_N/Yb_N 10/8 است. مقدار La_N/Yb_N نیز از 3/5 تا 24 تغییر می‌کند. میانگین ΣREE برای منطقه مورد مطالعه 24/18 و مقدار آن از 13/36 تا 39/47 گرم در تن در تغییر است (جدول 2). نسبت $LREE/HREE$ از 2/25 تا 13/78 در تغییر است و میانگین آن 6/94 است. بررسی مقادیر عناصر نادر خاکی نشان می‌دهند که الگوی تفریق نسبتاً کم تا متوسط بوده، $LREE$ ها تغییراتی بیشتری داشته و مقادیر $HREE$ ثابت‌تر بوده‌اند (جدول 2 و شکل 10-D). غنی‌شدگی $LREE$ نسبت به $HREE$ و آنومالی مثبت Eu ، نشانه منشأ گرمابی در کانسار می‌باشد (Hongo and Nozaki, 2001). کانسارهای گرمابی است (Xu Bao et al., 2008). Eu نسبت به REE های سه ظرفیتی، در محلولهای گرمابی متحرک‌تر بوده و می‌تواند در نهایت به جای Sr ، در ترکیب کلسیت شرکت کند و به همین دلیل آنومالی مثبت Eu و آنومالی منفی REE های سنگین را در این نوع کانسارها سبب شود (Hongo and Nozaki, 2001).

بالایی برای جذب عناصر فرعی دارند (Stumm and Morgan, 1996; Anschutz et al., 2005) و کانسارهای منگنز هیدروژنوس دارای مقادیر بسیار بالایی از Ni ، Co و Cu هستند (Heshmatbehzadi and Shahabpour, 2010) و در عوض کانسارهای هیدروترمال دارای مقادیر بسیار پایینی از این عناصر ($Co + Ni + Cu < 0.01 \text{ wt.}\%$) هستند (Jachand Dudek, 2005). این مقدار برای منطقه مورد مطالعه از 0/1 تا 0/002 درصد در تغییر و میانگین آن 0/017 درصد وزنی است. نمودار سه تایی $Cu + Ni + Co$ (Bonatti et al., 1972; Crerar et al., 1982) به طور گسترده برای مطالعه منشأ کانسارهای فرومگنز مورد استفاده قرار گرفته است (Shah and Khan, 1999; Jach and Dudek, 2005; Shah and Moon, 2004, 2007; Heshmatbehzadi and Shahabpour, 2010; Karakus et al., 2010; Oksuz, 2011; Polgári et al., 2012; Zarasvandi et al., 2013; Canet et al., 2008). از ترسیم نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، فرزنه در محدوده کانسارهای گرمابی قرار می‌گیرد (شکل 10-B). ترسیم عناصر فرعی و کمیاب نیز در نمودار دوتایی $Ni+Co$ در مقابل $Cu+Zn+Pb+Mo+V+As$ (Crerar et al., 1982) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه را در محدوده کانسارهای گرمابی قرار می‌دهد (شکل 10-C).

جدول 2. مقادیر عناصر نادر خاکی زون‌های کانی سازی محدوده اکتشافی فرزنه.

Table 2. REE contents of mineralization zones of Ferezneh prospect area

Element (ppm)	F-26	F-23	F-22	F-30	F-29	F-28	F-42	F-37	F-31	F-34
La	1.4	-	3.9	4.8	2.6	-	-	-	2.7	-
Ce	9.6	8	15.6	16.9	17.1	7.4	5.8	6.5	12.9	6.1
Pr	1.21	0.98	1.88	2.2	2.01	0.85	0.58	0.71	1.66	0.8
Nd	5.3	4.5	7.7	8.6	7.7	3.1	2.3	2.8	5.7	3
Sm	1.4	1.1	1.9	1.6	2	0.6	0.6	1.3	1	0.6
Eu	0.78	0.77	1.37	2.09	1.75	0.89	0.56	0.79	1.94	0.62
Gd	1.02	1.01	2.03	1.15	2.04	0.43	0.61	0.82	0.7	0.62
Tb	0.22	0.2	0.29	0.23	0.41	0.09	0.17	0.14	0.11	0.13
Dy	0.82	1.04	1.19	0.66	1.97	0.48	1.07	1.03	0.55	0.74
Ho	0.16	0.15	0.22	0.14	0.33	0.16	0.21	0.14	0.08	0.11
Er	0.54	0.46	0.56	0.28	0.85	0.21	0.61	0.37	0.18	0.27
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0.4	0.3	0.4	0.2	0.6	0.3	1	0.2	0.2	0.3
Lu	0.08	0.07	0.06	0.06	0.11	0.08	0.19	0.08	0.06	0.07
ΣREE	22.93	18.58	37.1	38.91	39.47	14.59	13.7	14.88	27.78	13.36
$LREE/HREE$	6.08	4.75	6.81	13.3	5.25	7.34	2.55	4.35	13.78	4.96
La_N/Ce_N	0.15	-	0.25	0.28	0.43	0.15	-	-	-	0.21
La_N/Yb_N	3.5	-	9.75	24	9.8	4.33	-	-	-	13.5
Eu/Eu^*	2	2.23	2.13	4.71	2.65	5.36	2.83	2.34	7.09	3.11



شکل 10. A: نمودار سه‌تایی Fe-Mn-(Si*10) طبقه‌بندی کانسارهای آهن - منگنز (Toth, 1980; Nath et al. 1997). B: نمودار سه‌تایی (Cu + Ni + Co)*10-Fe-Mn طبقه‌بندی کانسارهای آهن - منگنز (Bonatti et al., 1972; Toth 1980). C: نمودار دوتایی Ni+Co در مقابل Cu+Zn+Pb+Mo+V+As طبقه‌بندی کانسارهای آهن - منگنز (Crerar et al., 1982). D: نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی محدوده اکتشافی فرزانه نرمالیزه شده به کندریت (Boynton 1984).

Fig. 10. A: Fe-Mn-(Si*10) for Fe-Mn ternary classification diagrams (Toth, 1980; Nath et al. 1997). B: Fe-Mn-(Cu + Ni + Co)*10 ternary classification diagrams for Fe-Mn deposits (Bonatti et al., 1972; Toth 1980). C: Ni+Co vs. Cu+Zn+Pb+Mo+V+As binary classification diagram for Fe-Mn deposits (Crerar et al., 1982). D: REE spider diagram of Ferezhneh prospect area, normalized to chondrite (Boynton 1984).

نتیجه‌گیری

است (Baïoumy et al., 2013) که در منطقه اکتشافی فرزانه نسبت آهن به منگنز حکایت از این دارد که حالت اول اتفاق افتاده است و تجمع آهن و منگنز باید مربوط به سیالات فرو (سوپرژن) باشد.

مجموعه کانیهای منگنز توسط پژوهشگران مختلفی برای تعیین ژنر کانسارهای منگنز استفاده شده‌اند. اگر چه یک کانی مشخص می‌تواند مربوط به هوازدگی از کانسار اولیه باشد یا تنوع کانی‌شناسی در دو کانسار مختلف با محیط تشکیل مشابه وجود داشته باشد (Nicholson, 1992; Ostwald, 1992; Fan and Yang, 1992; Rona, 1978) کانسارهای منگنز را به 6 نوع رسوبی، رسوبی آتشفشانی، دگرگونی، تغییر یافته گرمایی (اندوژنیک)، گرمایی و سوپرژن تقسیم‌بندی کردند. کانسارهای رسوبی با

نسبت آهن به منگنز در این منطقه بالاست و همان‌طور که نتایج XRF نشان می‌دهد همبستگی مثبتی بین این دو عنصر مشاهده می‌شود. تجمع کانیهای اکسید آهن و منگنز در کنار یکدیگر، که اکسید منگنز به صورت اذخال در بین کانیهای اکسید آهن و یا بافتهای پرکنندگی فضای خالی و همین‌طور به صورت لکه‌های بی‌شکل در بین کانیهای آهن‌دار در اندازه‌های مختلف قرار دارد، نشان می‌دهد که آهن و منگنز هر دو دارای یک منشأ هستند. در صورتی که تجمع آهن و منگنز مربوط به آبهای فرو (سوپرژن) باشد، در نتیجه انحلال بیشتر منگنز نسبت به آهن، آهن در قسمت‌های بالایی و منگنز در بخش‌های پایینی متمرکز می‌شود و در آبهای بالارونده عکس این موضوع رخ می‌دهد و آهن نزدیک‌تر به منشأ فلز

این عناصر به عنوان عناصر ردیاب فوق کانساری، اهمیت به‌سزایی در دستیابی به کانسار نهان اپی‌ترمال یا هیدروترمال سولفیدی در عمق دارند.

با توجه این‌که تیپ کانی‌سازی در بخشهای اصلی معدن سنگان از نوع اسکارن است و انواع کالک سیلیکات‌های آبدار و بی‌آب در آن حضور دارد (Boomeri, 1998; Karimpour, 1995; Karimpour, 1999; Karimpour, 2004; Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2006, 2008; Karimpour et al., 2006; Golmohammadi et al., 2015)، در منطقه اکتشافی فرزنه شاهدی از اسکارنی شدن واحد آهکی، کانیهای اسکارنی و کانی‌زایی مگنتیت مشاهده نمی‌شود. نتایج ارائه شده در این پژوهش (ازجمله بالا بودن نسبت آهن به منگنز و بالا بودن مقدار مس و آرسنیک) حاکی از این است که این آنومالی مرتبط با فعالیت سیالات فرو است و ناشی از شسته شدن کانی‌سازی اولیه سولفیدی گرمابی دیگری می‌باشد که احتمالاً جوانتر از کانی‌سازی اصلی اسکارن آهن در منطقه است و از طریق زون گسلی به اعماق کمتر و سطح زمین راه پیدا کرده‌اند. بر همین اساس و با تکیه بر داده‌ها و برداشت‌ها می‌توان گفت مدل کانی‌سازی و رخداد آنومالی فرومگنز فرزنه با کانی‌زایی اصلی اسکارن آهن در مجموعه معادن سنگان هیچ‌گونه شباهت و ارتباطی ندارد.

کربنات‌های منگنز و به مقدار کمتر اکسید و هیدروکسید منگنز شناخته می‌شوند. کانسارهای رسوبی آتشفشانی، دگرگونی، اندوژنیک و گرمابی اکثراً حاوی سیلیکات و اکسید منگنز هستند. تنها کانسارهای سوپرژن هستند که با حضور مقادیر فراوان پیروکسیت و پسیلوملان شناخته می‌شوند.

مطالعات اخیر در مورد کانسارهای فرومگنز نشان می‌دهند که ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، راهنمای بسیار خوبی برای حل معمای منشأ کانسار می‌تواند باشد (Shah and Khan, 1999; Polgári et al., 2012). مقادیر این عناصر و ترسیم آنها در نمودارهای مربوطه نیز، ما را به حل معمای منشأ کانی‌سازی فرومگنز در این منطقه رهنمون ساخت. همچنین غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE، نشانه منشأ گرمابی در کانسار بوده (Hongo and Nozaki, 2001) و پایین بودن مقادیر REE از خصوصیات کانسارهای هیدروترمال است (Xu, 2008; Bao et al., 2008).

حالت و شکل قرارگیری کانه در سنگ میزبان نیز نکته‌ای قابل توجه است. کانی‌سازی در سنگهای آهکی تبلور مجدد یافته، شکل استراتی‌بند و توده‌ای دارد و از الگوی تکتونیکی منطقه پیروی می‌کند که دلالت بر منشأ گرمابی است و همچنین آثار پرشدگی قالب کانیهای اتومورف (پیریت) توسط اکسیدهای منگنز و آهن مشاهده می‌شود.

از طرف دیگر ناهنجاری بالای عناصر آنتیموان و مس، و همچنین آنومالی سرب، روی و آرسنیک، قابل توجه هستند.

References

- Anschutz, P., Dedieu, K., Desmazes, F. and Chaillou, G., 2005. Speciation, oxidation state, and reactivity of particulate manganese in marine sediments. *Chemical Geology*, 218(3): 265–327.
- Baioumy, H.M., Khedr, M.Z. and Ahmed, A.H., 2013. Mineralogy, geochemistry and origin of Mn in the high-Mn iron ores, Bahariya Oasis, Egypt. *Ore Geology Reviews*, 53(2013): 63–76.
- Boomeri, M., 1998. Petrography and geochemistry of the Sangan iron skarn deposit and related igneous rocks, northeastern Iran. Unpublished Ph.D. thesis, Akita University, Japan, 226 pp.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
- Canet, C., Bandy, W.L., Prol-Ledesma, R.M., Schaaf, P., Linares, C., Tauler, E. and Mortera-Gutiérrez, C., 2008. Mineralogical and geochemical constraints on the origin of ferromanganese crusts from the Rivera Plate (western margin of Mexico). *Marine Geology*, 251(1-2):47–59.
- Chen, D., Qing, H., Yan, X. and Li, H., 2006. Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): Constraints from rare earth element geochemistry of chert. *Sedimentary Geology*, 183(3-4): 203–216.
- Crerar, D.A., Namson, J., Chyi, M.S., Williams, L. and Feigenson, M.D., 1982. Manganiferous

- cherts of the Franciscan Assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Economic Geology*, 77(3): 519-540.
- Fan, D. and Yang, P., 1999. Introduction to and classification of manganese deposits of China. *Ore Geology Reviews*, 15(1): 1-13.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri S.A., 2015. Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 65(2): 545-563.
- Heshmatbehzadi, K. and Shahabpour, J., 2010. Metallogeny of manganese and ferro-manganese ores in Baft ophiolitic Mélange, Kerman, Iran. *Australian Journal of Basic and Applied Sciences*, 4(2): 302-313.
- Hongo, Y. and Nozaki, Y., 2001. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits and Calyptogena shell from the Iheya Ridge vent field, Okinawa Trough. *Geochemical Journal*, 35(5): 347-354.
- Jach, R. and Dudek, T., 2005. Origin of a Toarcian manganese carbonate/silicate deposit from the Křížna unit, Tatra Mountains, Poland. *Chemical Geology*, 224(1-3): 136-152.
- Karakus, A., Yavuz, B. and Koc, S., 2010. Mineralogy and major trace element geochemistry of the Haymana manganese mineralizations, Ankara, Turkey. *Geochemistry International*, 48(10): 1014-1027.
- Karimpour, M.H., 1991. Source and formation of Sangan iron mine. Iron Stone Conference, Department of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran. (in Persian)
- Karimpour, M.H., 1995. Geochemistry and mineralogy of Sangan iron mine, Khorasan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 2(2): 145-156. (in Persian with English abstract)
- Karimpour, M.H., 1999. Temperature, formation, and magnetite paragenesis in different places of Sangan iron mine. 17th Symposium of the Geological Society of Iran, Tehran, Iran.
- Karimpour, M.H., 2004. Mineralogy, alteration, source rock, and tectonic setting of iron-oxides Cu-Au deposits and examples of Iran. 11th Conference of Iranian Society of Crystallography and Mineralogy, University of Yazd, Yazd, Iran.
- Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2006. Comparison of the geochemistry of source rocks at Tannurjeh Au-bearing magnetite and Sangan Au-free magnetite deposits, Khorasan Razavi, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 13(1): 3-26. (in Persian with English abstract)
- Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2008. Skarn geochemistry – mineralogy and petrology of source rock, Sangan iron mine, Khorasan Razavi, Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 17(65), 108-125. (in Persian with English abstract)
- Karimpour, M.H., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2006. Geochemistry, petrology and mineralization of Tannurjeh porphyry gold-copper. *Journal of Sciences, University of Tehran*, 32: 175-189. (in Persian with English abstract)
- Nath, B.N., Plüger, W.L. and Roelandts, I., 1997. Geochemical constraints on the hydrothermal origin of ferromanganese encrustation from the Rodriguez Triple Junction, Indian Ocean. K. Nicholson, J.R. Hein, B. Bühn and S. Dasgupta (Editors), *Manganese mineralization: geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits*. Geological Society Special Publication 119, pp. 199-211.
- Nicholson, K., 1992. Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides: guides to metallogenesis. *Economic Geology*, 87(5): 1253-1264.
- Nicholson, K., Nayak, V.K. and Nanda, J.K., 1997. Manganese ores of the Ghoriajhor-Monmunda area, Sundergarh District, Orissa, India: geochemical evidence for a mixed Mn source. *Geological Society of London Special Publication*, 119: 117-121.
- Oksuz, N., 2011. Geochemical characteristics of the Eymir (Sorgun-Yozgat) manganese deposit. *Journal of Rare Earths*, 29(2-3): 287-296.
- Ostwald, J., 1992. Genesis and paragenesis of the tetravalent manganese oxides of the Australian continent. *Economic Geology*, 87(5): 1237-1252.
- Owen, A.W., Armstrong, H.A. and Floyd, J.D., 1999. Rare earth elements in chert clasts as provenance indicators in the Ordovician and Silurian of the Southern Uplands of Scotland. *Sedimentary Geology*, 124(1): 185-195.

- Polgári, M., Hein, J.R., Vigh, T., Szabó-Drubina, M., Fórizs, I., Bíró, L., Müller, A. and Tóth, A.L., 2012. Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary. *Ore Geology Reviews*, 47: 87–109.
- Rona, P.A., 1978. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in Oceanic crust. *Economic Geology*, 73(2): 135–160.
- Shah, M.T. and Khan, A., 1999. Geochemistry and origin of Mn-deposits in the Waziristan ophiolite complex, north Waziristan, Pakistan. *Mineralium Deposita*, 34(7): 697–704.
- Shah, M.T. and Moon, C.J., 2004. Mineralogy, geochemistry and genesis of the ferromanganese ores from the Hazara area, NW Himalayas, northern Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(1), 1–15.
- Shah, M.T. and Moon, C.J., 2007. Manganese and ferromanganese ores from different tectonic settings in the NW Himalayas, Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(2-3): 455–465.
- Stumm, W. and Morgan, J.J., 1996. *Aquatic Chemistry*. John Wiley and Sons, New York, 1040 pp.
- Toth, J.R., 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geological Society of America Bulletin*, 91(1): 44–54.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Xu Bao, S., Yang Zhou, H., Tong Peng, X., Wu Ji, F. and Qiang Yao, H., 2008. Geochemistry of REE and yttrium in hydrothermal fluids from the Endeavour segment. *Juande Fuca Ridge. Geochemical Journal*, 42(4): 359–370.
- Zarasvandi, A., Lentz, D., Rezaei, M. and Pourkaseb, H., 2013. Genesis of the Nasirabad manganese occurrence, Fars province, Iran: Geochemical evidences. *Chemie der Erde*, 73(4):495– 508.



پهنه‌بندی و تعیین منشأ آلودگی منیزیم و فلزات سنگین آهن، روی و مس در آبخوانهای شمال و شمال غرب خوی (زورآباد) با استفاده از GIS

فریبرز خدادادی، عبدالناصر فضل‌نیا* و حسین پیرخراطی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

دریافت: 1392/2/1، پذیرش: 1393/2/28

چکیده

بررسی 42 منبع آبی مختلف (شامل چشمه‌ها، قنات‌ها، چاه‌های بهره‌برداری و چاههای مشاهده‌ای) از آبهای زیرزمینی شمال و شمال غرب شهرستان خوی (زورآباد) در مجاورت مجموعه افیولیتی سرپانتینی شده، به سن کرتاسه بالایی، نشان داد که در برخی مناطق، این آبها به شدت آلوده شده‌اند. پهنه‌بندی و تعیین منشأ آلودگی منیزیم و فلزات سنگین آهن، روی و مس در آبهای زیرزمینی منطقه و ارتباط آن با افیولیت خوی، همراه با ترسیم نمودارها و نقشه‌های هم‌آلایش، مقایسه این نمونه‌ها با شاخصهای استاندارد WHO¹ و EPA² و استاندارد ملی نشان داد که مقادیر عنصر Mg در شمال دشت خوی از 57-1668 mg/l و در دشت زورآباد از 303-83 mg/l در تغییر است که غلظت بسیار زیادی را دارا می‌باشد. عنصر آهن صرف نظر از مقادیر بالای آن در چاههای پیزومتری که تا 183 mg/l نیز می‌رسد و ناشی از خوردگی لوله‌های جدار چاه است، دارای مقادیری بیش از حد مجاز شاخصهای استاندارد WHO و EPA و استاندارد ملی می‌باشد. مقدار میانگین عنصر آهن به ترتیب 23/96 mg/l و 4/50 mg/l برای دشت خوی و زورآباد محاسبه گردید. دامنه تغییرات عنصر مس به ترتیب 1/20 mg/l - 0/58 و 1/10 mg/l - 0/42 به ترتیب برای دشت خوی و زورآباد به دست آمد. عنصر مس در بعضی از نقاط نمونه‌برداری (یاروم قیه)، از شاخصهای استاندارد WHO و استاندارد ملی مقادیری بیشتر، ولی از شاخص EPA مقدار کمتری را داراست. عنصر روی به جز در یک مورد (روستای قزقلعه: 3/20 mg/l) مقدار کمتری از هر سه شاخص فوق دارد. با توجه به وجود کمپلکس افیولیتی خوی و سنگهای مافیک و اولترامافیک موجود در منطقه، منشأ مقادیر غیرمجاز آهن و منیزیم، مربوط به هوازدگی و آبشویی این دو فلز از کانیهای سنگ‌ساز (الیوین، پیروکسن‌ها، سرپانتین‌ها و ...) سنگهای فوق می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: فلزات سنگین، مجموعه افیولیتی خوی، آلودگی، زورآباد

مقدمه

فلزهای سنگین عناصری هستند که چگالی آنها بیشتر از 5 گرم بر سانتی‌متر مکعب است. فلزات سنگین از مهمترین آلاینده‌های سمی در اکوسیستم‌های آبی محسوب می‌شوند. محتوای عناصر شیمیایی موجود در آبها، بازتابی از شیمی سنگهاست که آب در درون یا روی آنها جریان دارد. این آلودگی‌ها می‌تواند نتیجه‌ای از آزادسازی عناصر فلزی سنگین در طی دگرسانی و هوازدگی سنگهای اولترامافیک و مافیک (مناطق افیولیتی) باشد. از جمله فلزات مهم و آلاینده در مناطق افیولیتی می‌توان به کروم، کبالت، نیکل، آهن، منیزیم،

منگنز، روی و مس اشاره کرد. اصولاً یک توده سرپانتینی شامل کانیهای سرپانتین، آمفیبول، تالک، کلریت، مگنتیت و باقی‌مانده‌هایی از الیوین، پیروکسن و اسپینل است (Kil et al., 2010). اگر در چنین مناطقی، اقلیم سرد حاکم باشد، فعالیت کمپلکس‌های حلالی مانند کلرورها، فلوئورورها، کربنات‌ها، سولفیدها، سولفوسالت‌ها، ... می‌توانند در حین سرپانتینی شدن، کلریتی‌شدن و اپیدوتیتی‌شدن، مقادیر معتناهایی از عناصری مانند منیزیم و به‌طور فرعی آهن، مس و روی را وارد خاک و آبهای زیرزمینی نمایند. علاوه بر این خاکهای مناطق اطراف مجموعه‌های افیولیتی غنی از

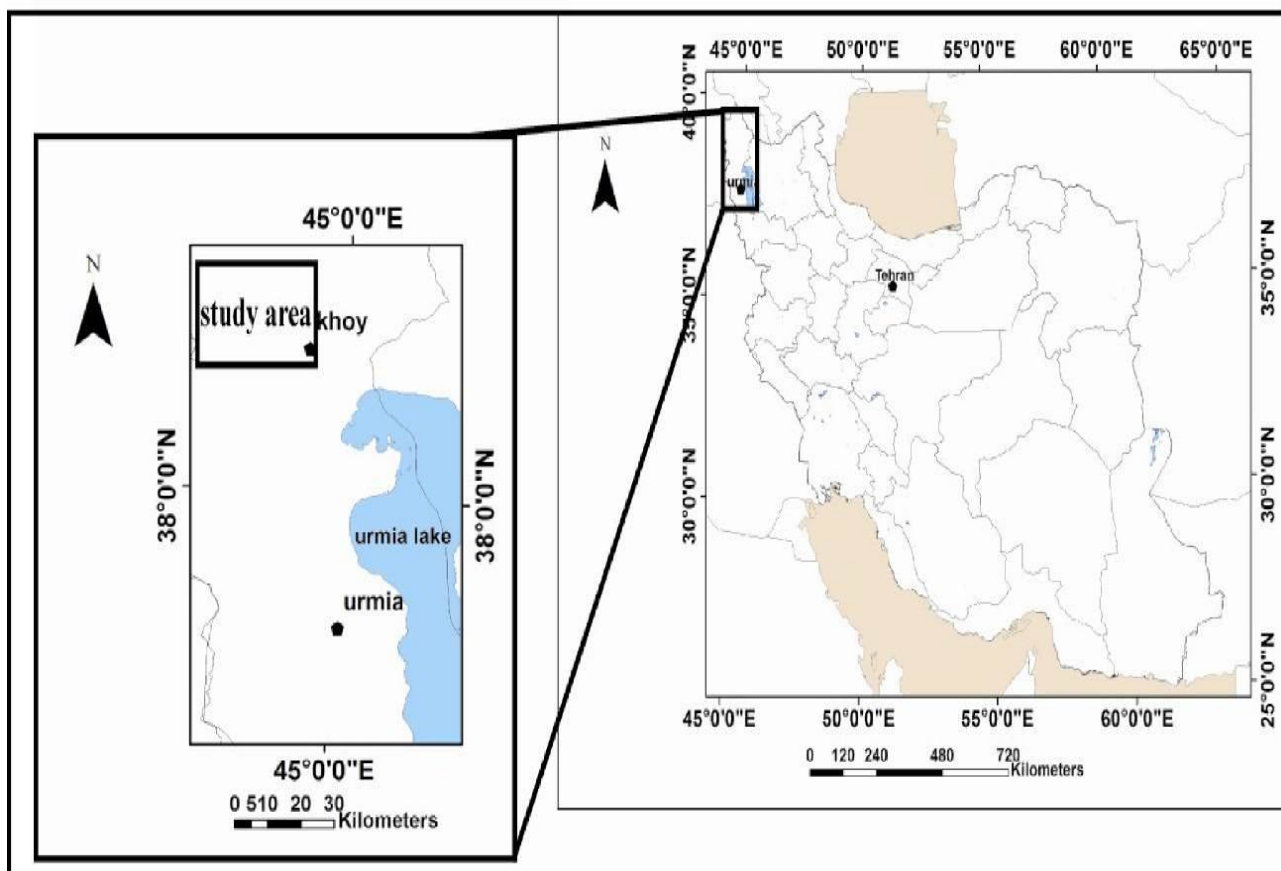
1. World Health Organization

2. Environmental Protection Agency

*مسئول مکاتبات: a.fazlnia@urmia.ac.ir

منطقه احتمالاً می‌تواند پتانسیل بالایی از آلودگی با عناصر فلزی سنگین را نشان دهند، با توجه به سمی بودن و بیماری‌زا بودن عیارهای غیر مجاز این عناصر در آبهای زیرزمینی، در این پژوهش به بررسی بخشهای آلوده‌تر آبهای زیرزمینی منطقه اطراف خوی خواهیم پرداخت. یکی از ویژگیهای بارز خاکهای مناطق افیولیتی، داشتن MgO بالاست (Paul et al., 2008). ورود طولانی مدت فلزاتی (مانند Mg) در محیط زیست، غلظت فلزهای سمی را در جانوران افزایش داده و باعث بیماری و مرگ و میر آنها می‌شود، از طرف دیگر کمبود یک فلز سنگین ریزمغذی اصلی (مانند Cu و Zn) نیز باعث بیماری و مرگ و میر موجودات می‌شود. در مکانهای مشکوک به آلودگی فلزات سنگین، جرم، حالت، غلظت و میزان دسترس‌پذیری آنها، به‌دلیل احتمال ورود آنها به محیط آبی باید مشخص شود.

سرپانتین و کلریت هستند. این کانیهای ثانویه می‌توانند عیار عناصر یاد شده را در خاک افزایش دهند. جایگاه منطقه مورد مطالعه در پهنه ایران زمین نشان داده شده است (شکل 1). منطقه مورد مطالعه در شمال‌غرب ایران و در شمال و شمال-غرب (زورآباد) شهرستان خوی، در محدوده ورقه 1/100000 خوی (Radfar et al., 2005)، بین طولهای جغرافیایی 44' و 45° و 30' و 38° و عرضهای جغرافیایی 38° 39' و 38° 30' و (شکل 1) با میانگین ارتفاع 1145 متر در استان آذربایجان غربی واقع شده است. شهرستان خوی به عنوان مهم‌ترین مرکز جمعیتی منطقه محسوب می‌شود. بر اساس نقشه تکتونیکی ایران (Stöcklin and Nabavi, 1973) این منطقه بین بلوک البرز - آذربایجان در شمال‌شرق و صفحه عربی در جنوب‌غرب واقع شده است (Aghanabati, 2001). به‌دلیل مجاورت دشتهای شمال و شمال‌غرب شهرستان خوی با مجموعه سنگهای افیولیتی خوی (شکل 2)، خاکهای این



شکل 1. جایگاه منطقه شمال - شمال‌غرب خوی در پهنه ایران زمین

Fig. 1. Location of the study area (north-northwest Khoy) in Iran

روش کار

روش نمونه برداری و مطالعه

در این پژوهش، طی یک دوره 5 روزه از 42 منبع آبی شامل چشمه، قنات، چاه پیژومتری و چاههای در حال بهره‌برداری، نمونه‌برداری شد. برای نمونه‌برداری از ظروف پلی‌اتیلن 1/5 لیتری استفاده گردید. ابتدا ظرف توسط اسید شسته و سپس 3 مرتبه توسط نمونه آبی مورد نظر شست‌وشو داده شد، بعد از برداشت نمونه pH و دمای آب در محل، اندازه‌گیری شد، و سپس به هر کدام از نمونه‌های برداشتی بین 2 تا 5 میلی‌لیتر اسید نیتریک غلیظ اضافه شد (این عمل موجب می‌شود که فلزات توسط این ذرات جذب سطحی نشوند و رسوب‌گذاری نکنند) و با کاغذ تورنسل pH نمونه سنجیده شد تا میزان آن به 2 برسد. این عمل به منظور اطمینان از تثبیت نمونه‌های برداشت شده انجام گردید. سپس موقعیت جغرافیایی مکانهای نمونه‌برداری توسط GPS¹ تحت سیستم متریک ثبت گردید. نمونه‌های برداشت شده جهت تجزیه به آزمایشگاه شیمی تجزیه تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه ارسال شدند. کلیه مراحل نمونه‌برداری بر اساس دستورالعملهای استاندارد متد (SMEWW, 2010)² بوده است. سپس بیشینه غلظت آلاینده فلزات سنگین در آب آشامیدنی با EPA، WHO و استاندارد ملی (جدول 1)

مقایسه گردیدند. در این مطالعه، برای تجزیه شیمیایی فلزات سنگین، از دستگاه جذب اتمی کوره گرافیتی در حد ppb برای عناصر Cu، Mg، Fe و Zn استفاده شد (جدولهای 2 و 3). میزان فلزات سنگین موجود در نمونه های آب اسیدی شده (مقدار pH معادل 2)، با استفاده از دستگاه اسپکتروفتومتری جذب اتمی شعله‌ای مورد تجزیه قرار گرفتند. به منظور بالا بردن ضریب اطمینان تجزیه‌های صورت گرفته، هر نمونه آب دو مرتبه مورد تجزیه قرار گرفت و بعد از هر ده تجزیه، یک نمونه شاهد و دو نمونه استاندارد (1 mg/l و 2 mg/l) از فلزات آهن، روی، مس و منیزیم توسط جذب اتمی تجزیه شدند. بنابراین میزان میانگین هر نمونه آب، برای تفسیر مورد استفاده قرار گرفت. استانداردسازی محلول فلزات مورد بررسی توسط رقیق‌سازی و تهیه محلول استاندارد 1000mg/l فلزات مورد نظر با آب دوبار یونیزه شده³ انجام گردید. همه اسیدها و معرف‌های استفاده شده دارای خلوص واکنش‌گری بودند. همچنین برای حصول اطمینان بیشتر، توسط آمونیوم پیرولیدین دی تیو کاربامات⁴ و متیل ایزو بوتیل کتون⁵، در دکانتور، فاز فلز از فاز آبی استخراج و توسط دستگاه جذب اتمی مورد تجزیه قرار گرفت. تغلیظ‌سازی فلزات در سه مرحله، از 10، 25 و 50 برابر انجام شد.

جدول 1. بیشینه غلظت آلاینده فلزات سنگین در آب آشامیدنی (EPA، WHO و استاندارد ملی) (EPA, 1999؛ Esmaili Sari, 2001؛ WHO, 2006؛ Kar Amoz and Kerachiyan, 2007)

Table 1. Maximum concentrations of heavy metals in drinking water (EPA, WHO and national standards) (EPA, 1999; Esmaili Sari, 2001; WHO, 2006; Kar Amoz and Kerachiyan, 2007).

Element	national standard (mg/l)	EPA(mg/l)	WHO(mg/l)
Fe	1	0.3	0.3
Mg	150	50	50
Cu	1	1.3	1
Zn	15	5	3

عنصر آهن

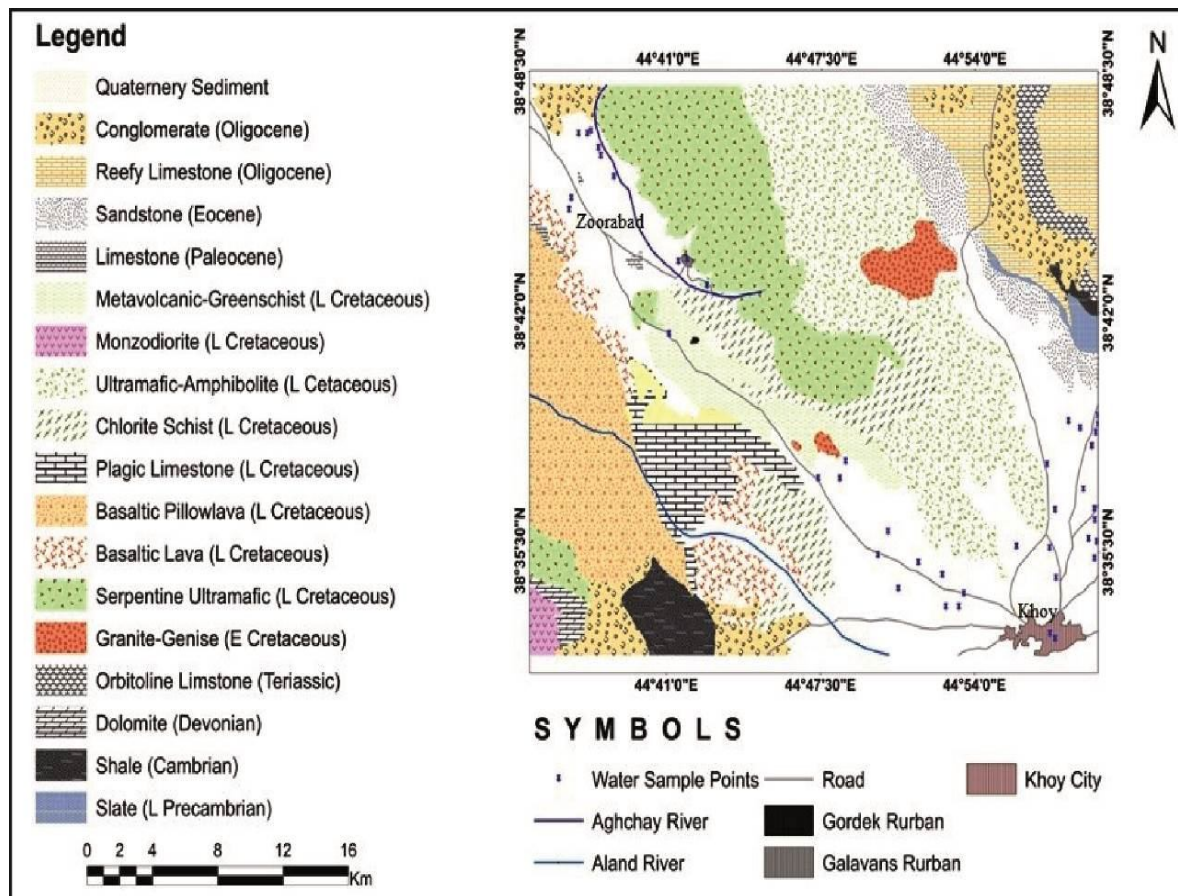
بعد از منیزیم عنصر آهن دارای بیشترین غلظت است. به علت این که جدار چاهها از لوله‌های فلزی آهنی ساخته شده است و به مرور زمان دچار خوردگی شده‌اند، نمونه‌های برداشت شده از چاههای پایش سطح آب زیرزمینی، میزان آهن تا ppm 180 آلودگی را نشان می‌دهد (شکل 5).

بحث و بررسی

نقشه‌های هم‌غلظت (شکلهای 3 و 4) عناصر مورد مطالعه، توسط نرم‌افزار Arc GIS ترسیم شدند. همان‌طور که در نقشه‌ها و نمودارهای شکلهای 3 و 4 مشخص است، غلظت برخی عناصر در بعضی از نقاط بیشتر از حد مجاز آب آشامیدنی می‌باشند. از جمله این عناصر می‌توان به Fe و Mg اشاره کرد.

1. Global Positioning System
2. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater
3. Dionized

4. APDC
5. MIBK



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی خوی و زورآباد (بر اساس برگه زمین‌شناسی 1/100000 خوی (Radfar et al., 2005)) همراه با نقاط نمونه‌برداری آب

Fig. 2. Geological map of Khoy and Zourabad (based on the Khoy geological sheet 1:100,000; Radfar et al., 2005) along with water sampling points

جدول 2. مقادیر غلظت فلزات مورد بررسی در نمونه‌های آب دشت زورآباد (غلظت عناصر بر حسب ppm)

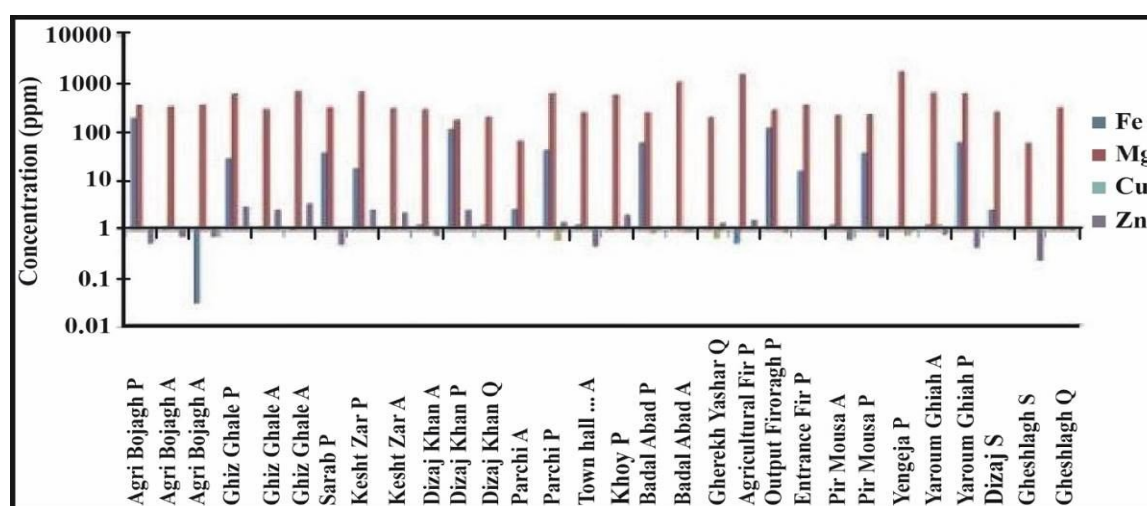
Table 2. The concentrations of heavy metals in water samples from the plain Zurabad (concentrations are in ppm)

Location	Type of sampling	Zn	Cu	Mg	Fe	Y	X
Gerdik	Water fountain	2.5	1.04	260	0.8	4282402	472561
Galavans dam	Aqueduct	1.98	0.9	283	1	4286131	473672
Galavans	Water fountain	1.5	1	303	1.1	4284280	474815
Galavans	Water fountain of dam	1.22	1.09	275	1.1	4286033	473132
Galdour	Piezometer	2.8	0.42	1.3	18	4290280	469178
Ghinar Bala	Aqueduct	1.51	1.06	83	1.1	4291742	468244
Ghinar Bala	Piezometer	0.92	0.98	215	1.2	4291278	467554
Ghinar Bala	Well in operation	0.87	0.55	130	1	4291348	468389
Ghinar Pain	Piezometer	1.6	1	301	24	4293299	380155
Ghinar Pain	Aqueduct	0.92	1	155	0.92	4292571	467772
Mamash Khan	Water fountain	1.6	1.1	196	0.67	4289568	380807
Mamash Khan	Piezometer	1.3	0.7	121	3.2	4289915	379895

جدول 3. مقادیر غلظت فلزات مورد بررسی در نمونه‌های آب دشت شمالی خوی (غلظت عناصر بر حسب ppm)

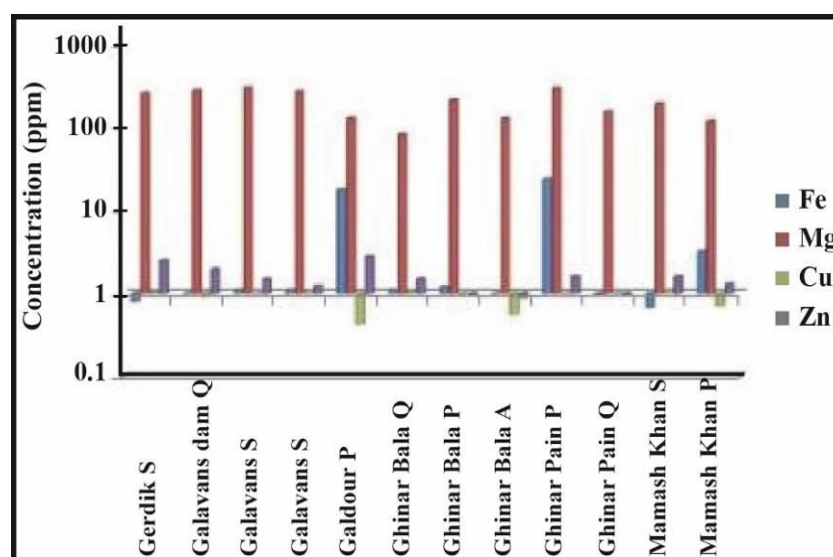
Table 3. Concentration of some metals in water samples investigated in northern plain of Khoy (concentrations are in ppm)

Location	Type of sampling	Zn	Cu	Mg	Fe	Y	X
Agri Bojagh	Piezometer	0.5	1.1	336	183	4276762	498467
Agri Bojagh	Well in operation	0.7	1	320	1.1	4277668	497748
Agri Bojagh	Well in operation	0.7	1	341	0.03	4278016	497038
Ghiz Ghale	Piezometer	2.8	0.9	587	27	4277441	499301
Ghiz Ghale	Well in operation	2.4	1.02	283	1.1	4277855	488904
Ghiz Ghale	Well in operation	3.2	10.2	658	0.9	4278280	499048
Sarab	Piezometer	0.47	0.9	309	36	4273043	498652
Kesht Zar	Piezometer	2.4	1.1	633	17	4271955	499764
Kesht Zar	Well in operation	1.2	1.06	298	1.1	4271117	500433
Dizaj Khan	Well in operation	0.74	0.96	280	1.2	4273559	496220
Dizaj Khan	Piezometer	2.38	1.1	169	109	4274599	497955
Dizaj Khan	Aqueduct	0.9	0.94	193	1.2	4275842	495722
Parchi	Well in operation	0.96	1.05	63	2.5	4273613	498627
Parchi	Piezometer	1.36	0.58	605	41	4272112	498271
Town hall of Khoy	Well in operation	0.44	1	245	1.2	4267112	478808
Khoy	Piezometer	1.9	1.03	563	0.9	4267357	495892
Badal Abad	Piezometer	1.08	0.81	242	58	4270146	496273
Badal Abad	Well in operation	0.87	0.86	1030	1.1	4271650	495877
Gherekh Yashar	Aqueduct	1.3	0.64	190	1.1	4271674	493385
Agricultural land of Firoragh	Piezometer	1.5	1.05	1463	0.5	4270920	487837
Output in Firoragh	Piezometer	0.86	0.9	277	116	4271290	485365
Entrance of Firoragh	Piezometer	0.98	0.98	342	15	4269609	486613
Pir Mousa	Well in operation	0.6	0.9	213	1.2	4270289	489313
Pir Mousa	Piezometer	0.68	0.96	221	36	4269351	490625
Yengeja	Piezometer	0.92	0.74	1668	1.1	4272475	485974
Yaroum Ghiah	Well in operation	0.78	1.2	616	1.2	4268692	490330
Yaroum Ghiah	Piezometer	0.42	1	603	59	4268693	489524
Dizaj	Water fountain	0.95	1.03	248	2.4	4275141	481702
Gheshlagh	Water fountain	0.23	1.04	57	1	4276008	483392
Gheshlagh	Aqueduct	0.95	1	305	1	4275133	483028



شکل 3. نمودار لگاریتمی میزان عناصر آهن، منیزیم، مس و روی در شمال خوی (بر حسب ppm) (p: چاه پیزومتری، A: چاه کشاورزی، Q: قنات و S: چشمه)

Fig. 3. Logarithmic plot of iron, magnesium, zinc, and copper in the north Khoy (in ppm) (p: piezometric well, A: agriculture well, Q: Aqueduct, and S: water fountain)



شکل 4. نمودار لگاریتمی میزان عناصر آهن، منیزیم، مس و روی در شمال غرب خوی (زورآباد) (بر حسب ppm)

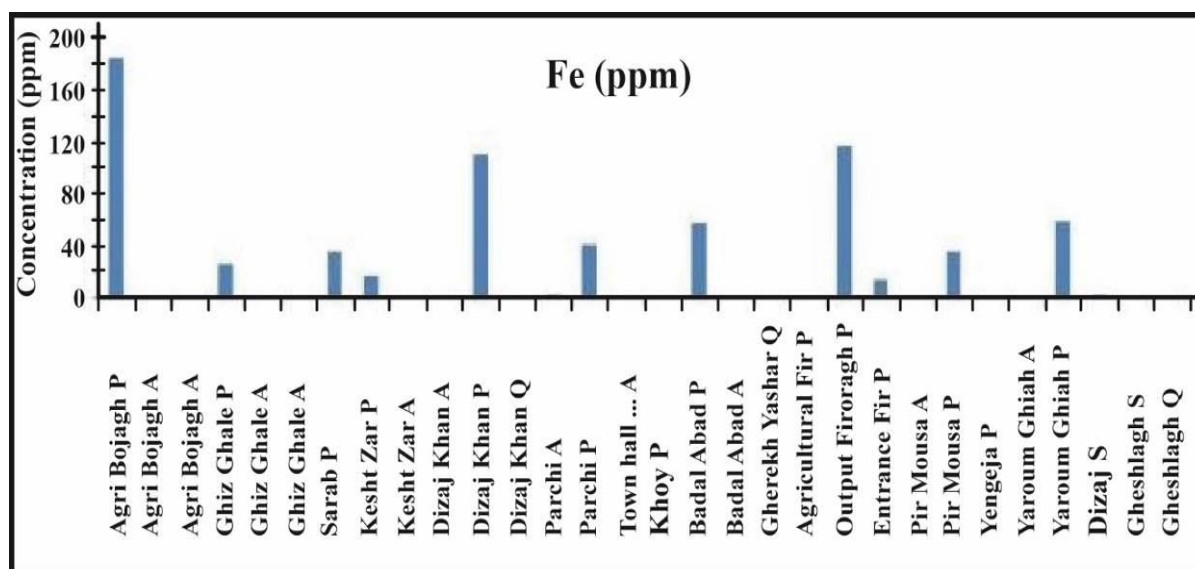
Fig. 4. Logarithmic plot of the concentrations of iron, magnesium, copper, and zinc in the northwest Khoys (Zourabad area) (in ppm)

زیرسطحی، مانند آب برخی چاهها، دارای آهن فروی محلول است. بشر در روند تکاملی خود از فراوانی آهن در پوسته بهره‌مند شده و آهن جزء اصلی هموگلوبین خون شده است. آهن یکی از اجزای آنزیم‌های درگیر در متابولیسم انرژی است و کمبود این عنصر در بدن، مقاومت در مقابل عفونت را کاهش داده، منجر به کم‌خونی می‌شود. علی‌رغم فواید این عنصر، وجود آهن اضافی باعث ایجاد رسوباتی می‌شود که رگهای خون را مسدود کرده و خطر بیماریهای قلبی را افزایش می‌دهد (Altman, 1992).

عنصر منیزیم

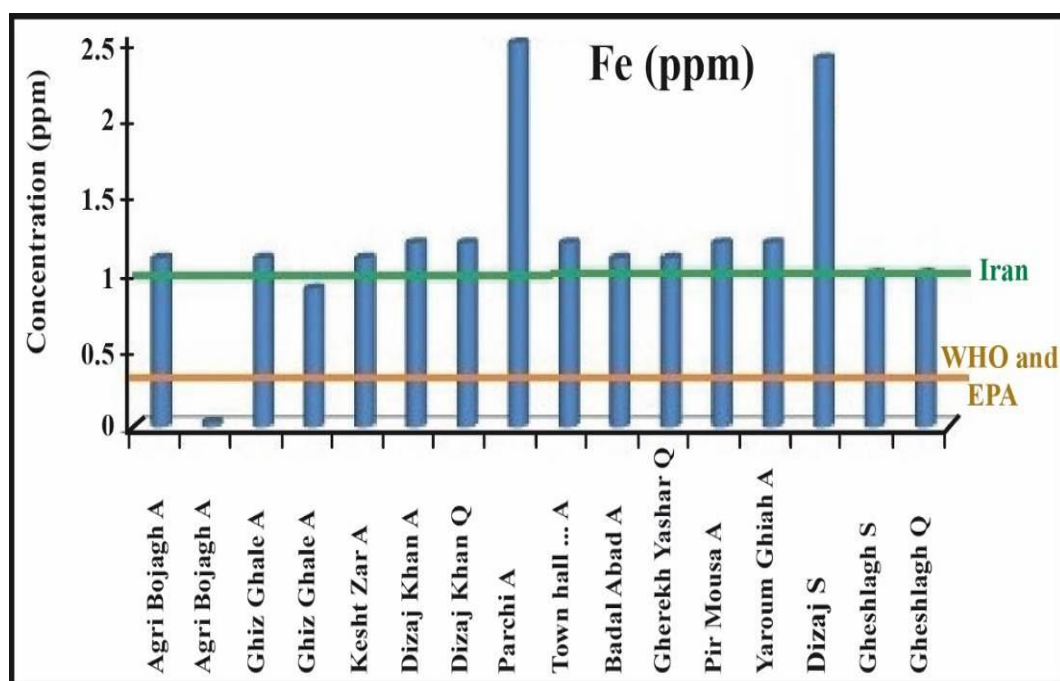
در منطقه مورد مطالعه عنصر منیزیم دارای مقادیر بسیار بالایی بوده که از شاخصهای استاندارد ملی، WHO و EPA بیشتر است. بیشترین مقدار منیزیم مربوط به چاههای پیژومتری روستای ینگجه و اراضی فیروزق در شمال دشت خوی می‌باشد (شکل 8). این عنصر تا 1700 ppm آلودگی را نشان می‌دهند. میزان منیزیم در نمونه‌های برداشت شده از منابع آبی مختلف از روند خاصی تبعیت نمی‌کند. در دشت زورآباد بیشترین مقدار منیزیم مربوط به روستای گلوانس، روستای قینر و پایین دست روستای گردیک می‌باشد. این میزان در این روستاها تا 300 ppm آلودگی را نشان می‌دهند (شکل 9).

در نمونه‌های برداشت شده از سایر منابع آبی در شمال دشت خوی، تمامی نمونه‌های، به جز یک حلقه چاه کشاورزی در حاشیه روستای اگری بوجاق، میزان آلودگی تا 2/5 ppm را بر اساس شاخصهای WHO (WHO, 2006) و EPA (EPA, 2006) نشان می‌دهند (شکل 6). این مقدار بیشترین میزان آهن در این منطقه است که مربوط به روستای پارچی و دیزج هستند. میزان عنصر آهن در دشت زورآباد، صرف نظر از چاههای پیژومتری موجود (برای مثال در روستای گلدور تا 18000 ppb آلودگی را نشان می‌دهند)، واقع در شمال غرب شهرستان خوی بالا بوده و مقدار آن تا 1050 ppb نیز می‌رسد (شکل 7). میزان بالای آهن در منطقه زورآباد نشان‌دهنده فرسایش و هوازدگی وسیع سنگهای اولترامافیک در قسمت شرقی دشت زورآباد و گدازه‌های بازالتی و لاوهای بالشی در قسمت غربی این دشت می‌باشند. به‌طور کلی هنگامی که کانیهای آهن‌دار دچار هوازدگی شوند، در صورتی که آهن موجود در آن فرو باشد به‌صورت محلول منتقل می‌شود، اگر در حالت فریک باشد به‌صورت کانی گوئیت رسوب می‌کند (Kalin, 2007). بنابراین در محیطهای غنی از اکسیژن سطح زمین، در اثر هوازدگی کانیهای آهن‌دار، تشکیل رخنمونهای زرد رنگ غنی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن فریک را می‌دهند. این مواد در منطقه مورد مطالعه از فراوانی بالایی برخوردارند. در مقابل محلولهای احیاء کننده



شکل 5. نمودار میزان عنصر آهن در شمال خوی (بر حسب ppm)

Fig. 5. Concentration diagram of iron in the north Khoy (in ppm)



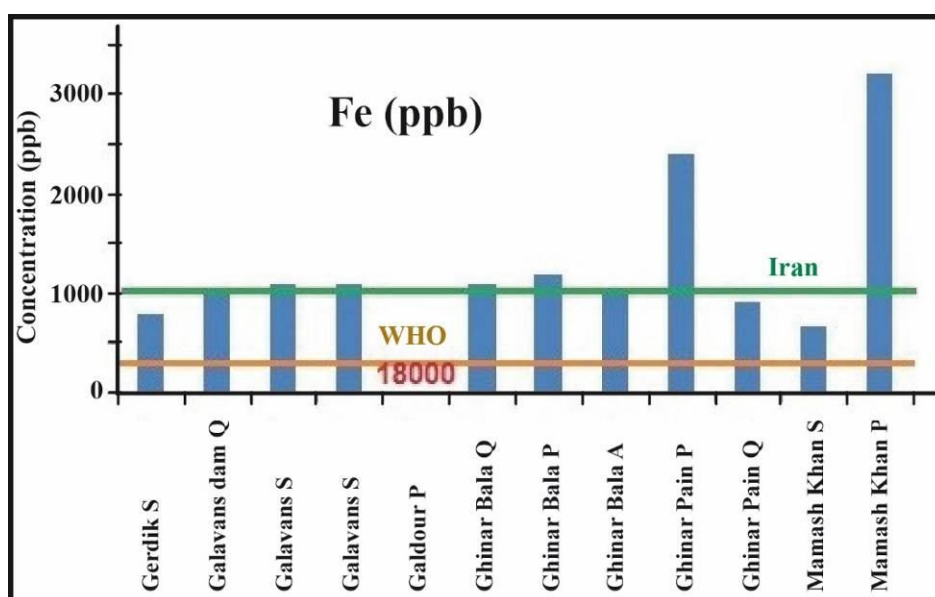
شکل 6. نمودار میزان عنصر آهن در شمال خوی (بر حسب ppm) (با حذف چاههای پیزومتر (P))

Fig. 6. Concentration diagram of iron in the north Khoy (in ppm) (by removing the piezometric wells P)

برای فعال کردن آنزیم‌ها و تسهیل واکنشهای سنتز پروتئین توسط انسان مصرف می‌شود (Itokavva and Durlach, 1988). کمبود این عنصر در بدن منجر به کاهش رشد و مشکلات رفتاری می‌شود. همچنین منیزیم به عنوان جزء

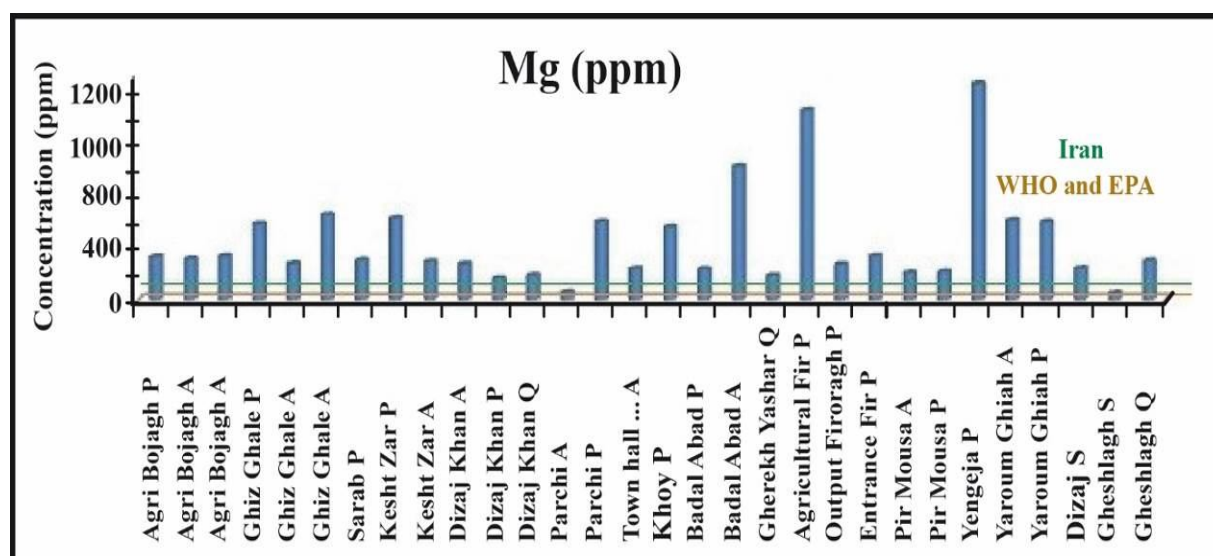
الیومین یک کانی رایج در سنگهای اولترامافیک است. منیزیم می‌تواند از کانیه‌های آزیستی که در سنگهای اولترامافیک دگرسان شده یافت می‌شوند تولید گردد، همچنین منیزیم می‌تواند در اثر هوازدگی بازالت‌ها شسته شده و وارد خاک و آب شود. منیزیم برای حیات عنصری ضروری است و عمدتاً

اساسی تشکیل‌دهنده کلروفیل برای رشد گیاهان حایز اهمیت است.



شکل 7. نمودار میزان عنصر آهن در شمال غرب خوی (زورآباد) (بر حسب ppb)

Fig. 7. Concentration diagram of iron in the northwest Khoy (Zourabad area) (in ppb)



شکل 8. نمودار میزان عنصر منیزیم در شمال خوی (بر حسب ppm)

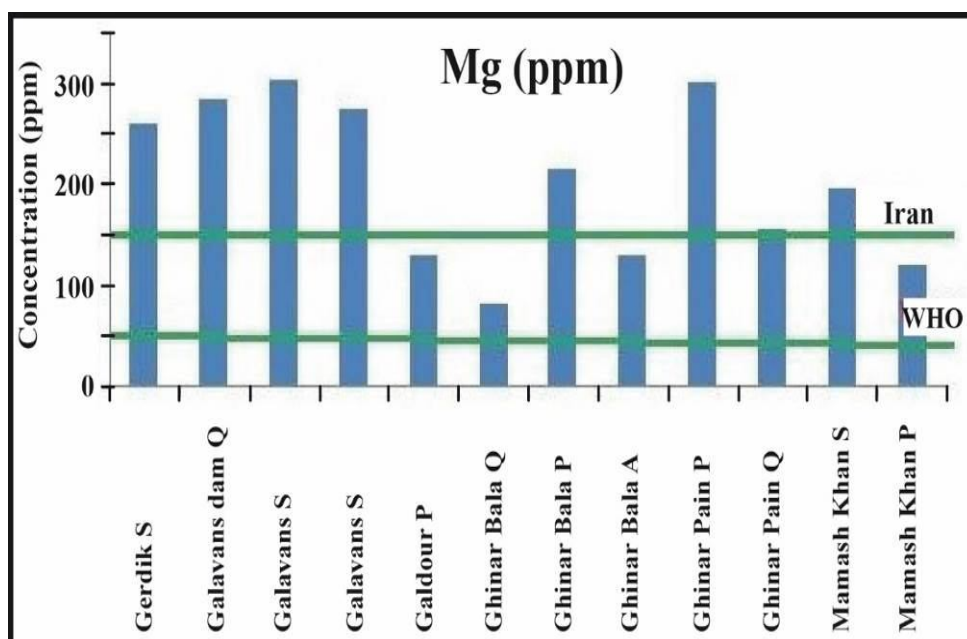
Fig. 8. Concentration diagram of magnesium in the north Khoy (in ppm)

عنصر مس

میزان عنصر مس از نظر EPA هیچ‌گونه آلودگی را نشان نمی‌دهد، ولی بر اساس شاخص استاندارد ملی و WHO، کمی آلودگی نشان می‌دهد (شکلهای 10 و 11). با توجه به این که مس یک عنصر ضروری برای سوخت و ساز و رشد و نمو است،

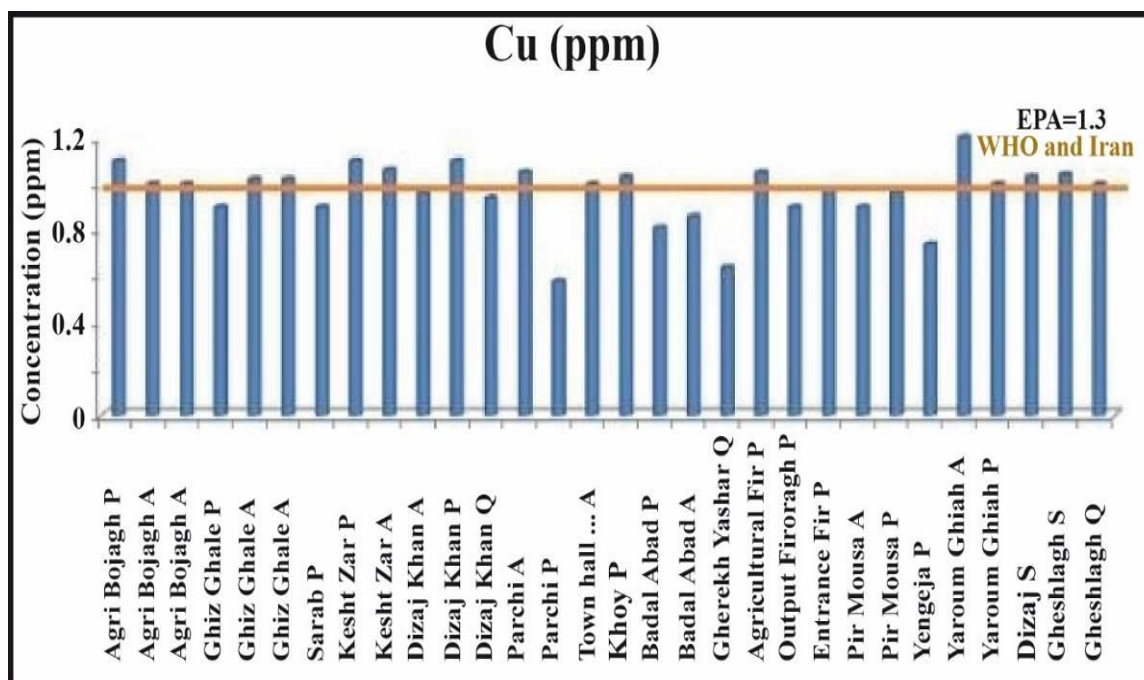
مقدار آن برای مصارف شرب تقریباً عادی بوده و به میزان شاخص EPA که برابر 1/3 ppm می‌باشد، نمی‌رسد. همچنین این عنصر برای گیاهان و حیوانات ضروری به نظر می‌رسد (Perk, 2007). کمترین میزان مس (0/4 ppm) مربوط به

روستای گلدور و بیشترین مقدار آن (1/2 ppm) مربوط به روستای یاریم قیه می‌باشد (شکل 10).



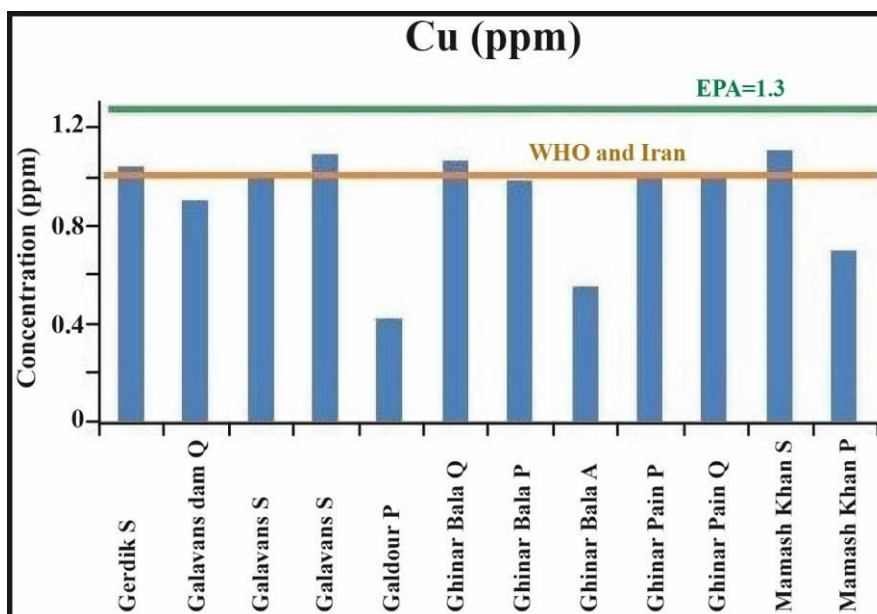
شکل 9. نمودار میزان عنصر منیزیم در شمال غرب خوی (زورآباد) (بر حسب ppm)

Fig. 9. Concentration diagram of magnesium in the northwest Khoi (Zourabad area) (in ppm)



شکل 10. نمودار میزان عنصر مس در شمال خوی (بر حسب ppm)

Fig. 10. Concentration diagram of copper in the north Khoi (in ppm)



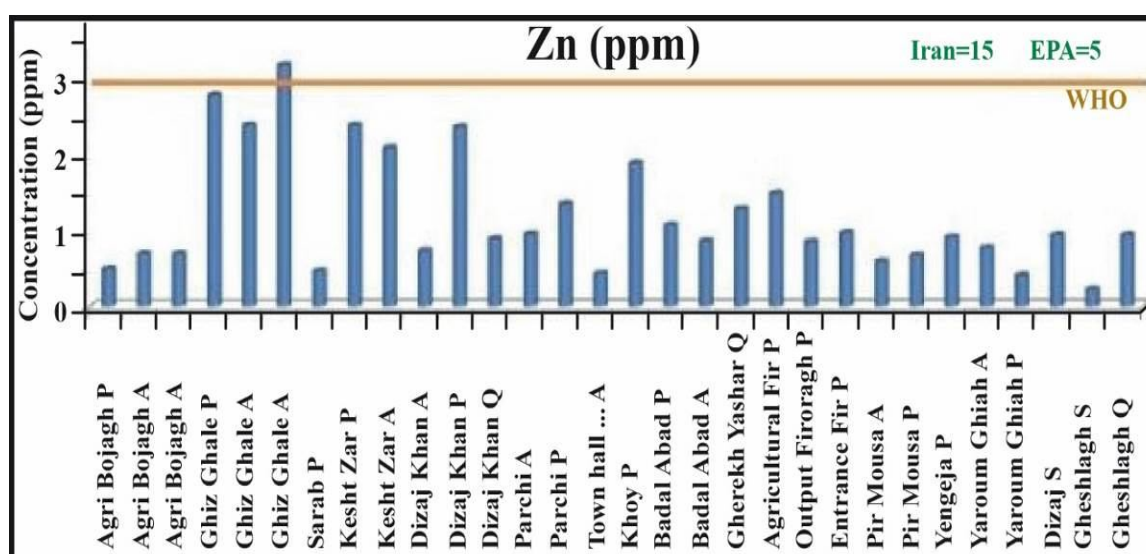
شکل 11. نمودار میزان عنصر مس در شمال غرب خوی (زورآباد) (بر حسب ppm)

Fig. 11. Concentration diagram of copper in the northwest Khoi (Zourabad area) (in ppm)

عنصر روی

غلظت عنصر روی تنها در روستای قزقلعه بیشتر از شاخص WHO بوده و در دیگر نقاط هیچ‌گونه غلظت غیر مجازی مشاهده نمی‌شود (شکلهای 12 و 13). در مجموع بر اساس سه شاخص موجود، تمام نقاط نمونه‌برداری شده هیچ‌گونه آلودگی را نشان نمی‌دهند. روی در بدن انسان، در غلظت بالا، در پروستات، استخوان، عضله و کبد پیدا شده است

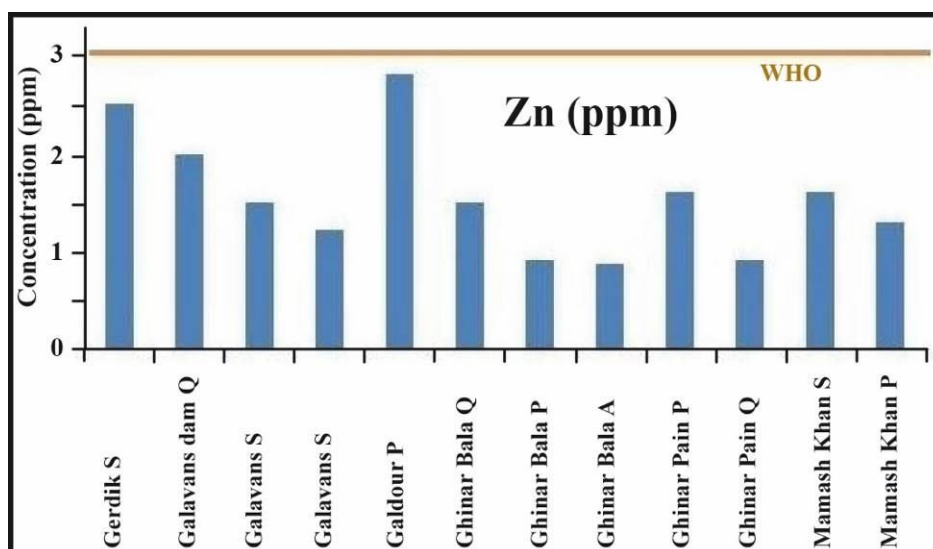
(Koplan, 1999 ;Nordberg et al., 1985). نیم‌عمر روی باقی‌مانده در بدن انسان، یک سال است (Bryan et al., 1999). روی عنصری حیاتی برای تمامی ارگانیسم‌های زنده است و برای سنتز DNA¹ ضروری می‌باشد (Koplan, 1999). بعضی از عوارض نامطلوب آن عبارتند از مسمومیت، تب، تهوع، استفراغ.



شکل 12. نمودار میزان عنصر روی در شمال خوی (بر حسب ppm)

Fig. 12. Concentration diagram of zinc in the north Khoi (in ppm)

1. Deoxyribonucleic Acid



شکل 13. نمودار میزان عنصر روی در شمال غرب خوی (زورآباد) (بر حسب ppm)

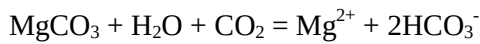
Fig. 13. Concentration diagram of zinc in the northwest Khoi (Zourabad area) (in ppm)

فلزات سنگین و منشأ آنها

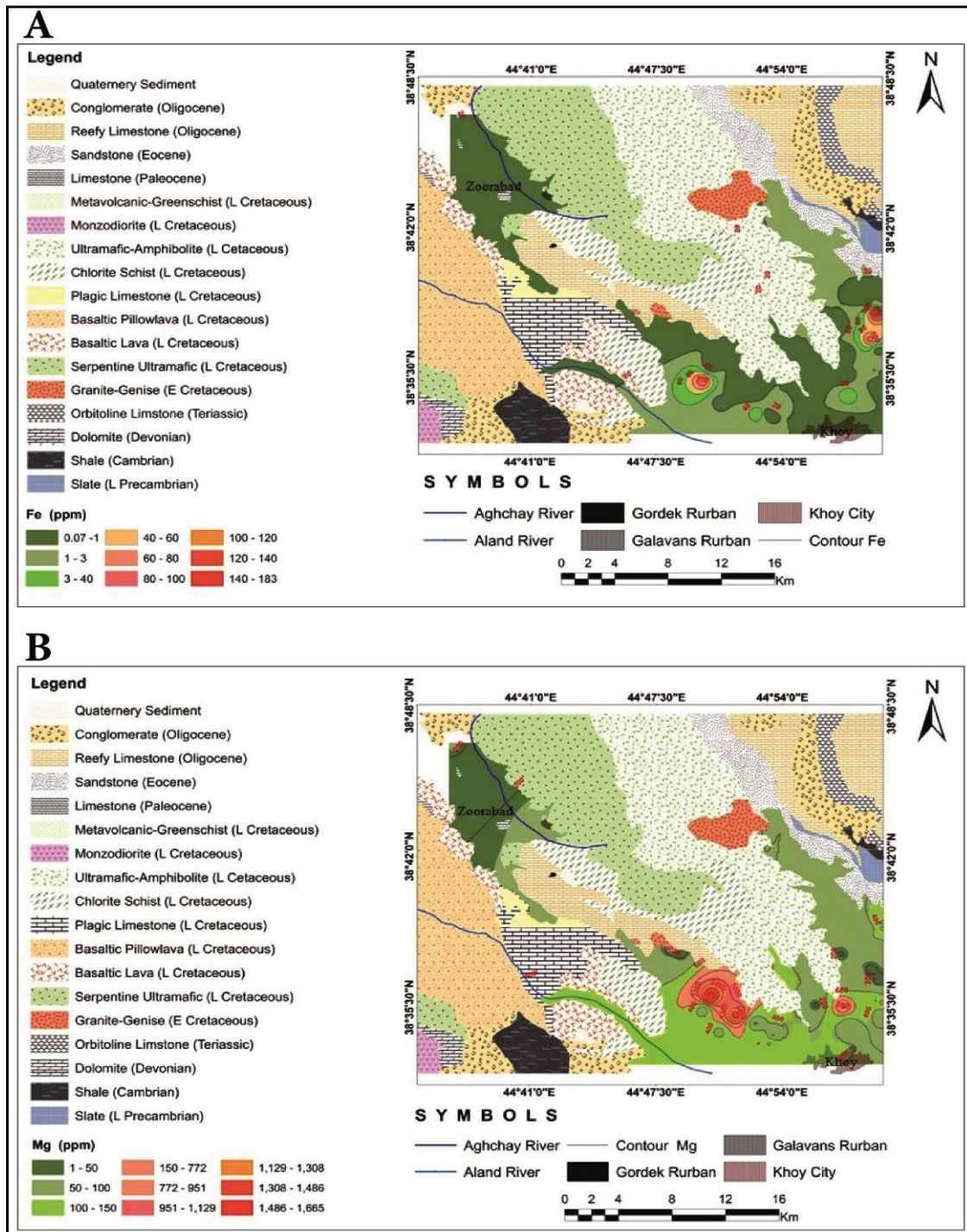
در شمال و شمال غرب دشت خوی مقادیر بسیار زیادی از عناصر آهن (شکل 14-A) و منیزیم (شکل 14-B) در آبهای زیرزمینی وجود دارد و مقادیر عناصر مس (شکل 15-A) و روی (شکل 15-B) در حد طبیعی می‌باشد. منشأ آهن و منیزیم در آبهای زیرزمینی منطقه مورد مطالعه سنگهای مافیک و اولترامافیک موجود در کمپلکس افیولیتی خوی است. در اثر هوازدگی سنگهای آذرین مافیک و اولترامافیک مانند پریدوتیت، الیوین بازالت، گابرو و پیلولاوا و تشکیل خاک، غلظتهای بالایی از عناصر Mg و Fe به خاک منتقل شده است. این فلزها در کانیهای تشکیل دهنده سنگهای آذرین فوق و معادلهای دگرگونی آنها (به‌طور عمده سرپانتینیت: دما و فشار پایین دگرگونی) حضور دارند. خاکهای سرپانتینی در نتیجه هوازدگی پریدوتیت‌ها و سرپانتینیت‌ها ایجاد می‌شوند. الیوین و پیروکسن و کانی ثانویه سرپانتین، کانیهای معمول در سنگهای اولترامافیک هستند. این کانیها در خاکهای با زه‌کشی خوب بسیار ناپایدارند، زیرا با عبور آب از میان این خاکها هوازده و شسته می‌شوند (Kierczak et al., 2007). الیوین فرومنیزین از سیلیکون تتراهدرال و یونهای Mg^{2+} و Fe^{2+} تشکیل شده است. الیوین در محیط اسیدی حل شده و جابه‌جایی یونی Mg^{2+} و Fe^{2+} و حمل این یونها (منیزیم به مقدار کمتر) باعث هوازدگی آن می‌شود. الیوین با از دست دادن کاتیونهای مافیک، دارای

ساختمان ضعیف‌تر شده و سیلیکون بیشتری را از دست می‌دهد. اگر مقدار کافی از یونهای Mg^{2+} و Fe^{3+} با سیلیکون و اکسیژن ترکیب شوند، سیلیکون وارده به خاک، اسید سیلیسیک (H_4SiO_4)، یا فرمهای اسمکتیت منیزیم یا آهن (کانی رسی) را می‌سازد (Alexander et al., 2007). شست‌وشوی سریع خاکهای سرپانتینی ممکن است باعث تهی‌سازی یونهای Fe^{3+} و Mg^{2+} در خاک و آزادسازی سیلیکون و در نتیجه مصرف آن، تولید کانیهای اسمکتیت شود. پیروکسن‌ها که چندین نوع هستند، بیشتر از الیوین پایدار می‌مانند (Alexander et al., 2007). ارتوپروکسن‌ها $(Mg,Fe)SiO_3$ ، در سیستم ارتوروامبیک متبلور هستند. ارتوپروکسن‌ها در طول هوازدگی به ترکیبات تالک و اسمکتیت تجزیه می‌شوند. پیروکسن‌ها شامل یون Ca^{2+} (که نسبت به یونهای Fe^{3+} و Mg^{2+} بزرگ‌تر است) بین زنجیره بلورین در سیستم مونوکلینیک هستند. بنابراین آنها کلینوپروکسن $(Ca,Mg,Fe)SiO_3$ نامیده می‌شوند. کلینوپروکسن‌ها معمولاً فراوانی کمتری نسبت به ارتوپروکسن‌ها در سنگهای اولترامافیک دارند. کانیهای سرپانتین $(Mg_3Si_2O_5(OH)_4)$ از صفحات متناوب تتراهدرال سیلیکون و اکتاهدرال منیزیم تشکیل شده‌اند. کرومیت $(FeCr_2O_4)$ ، یک کانی فرعی اما مهم در پریدوتیت‌هاست. همچنین مگنتیت $(FeFe_2O_4)$ که خود نوعی از کانیهای اسپینلی است، در طی سرپانتینی شدن پریدوتیت تشکیل

منیزیت (MgCO_3) در مواد مادر بعضی از خاکهای سرپانتینی وجود دارد، اما در خاکهای اسیدی بسیار مستعد هوازدگی است (طبق رابطه زیر).

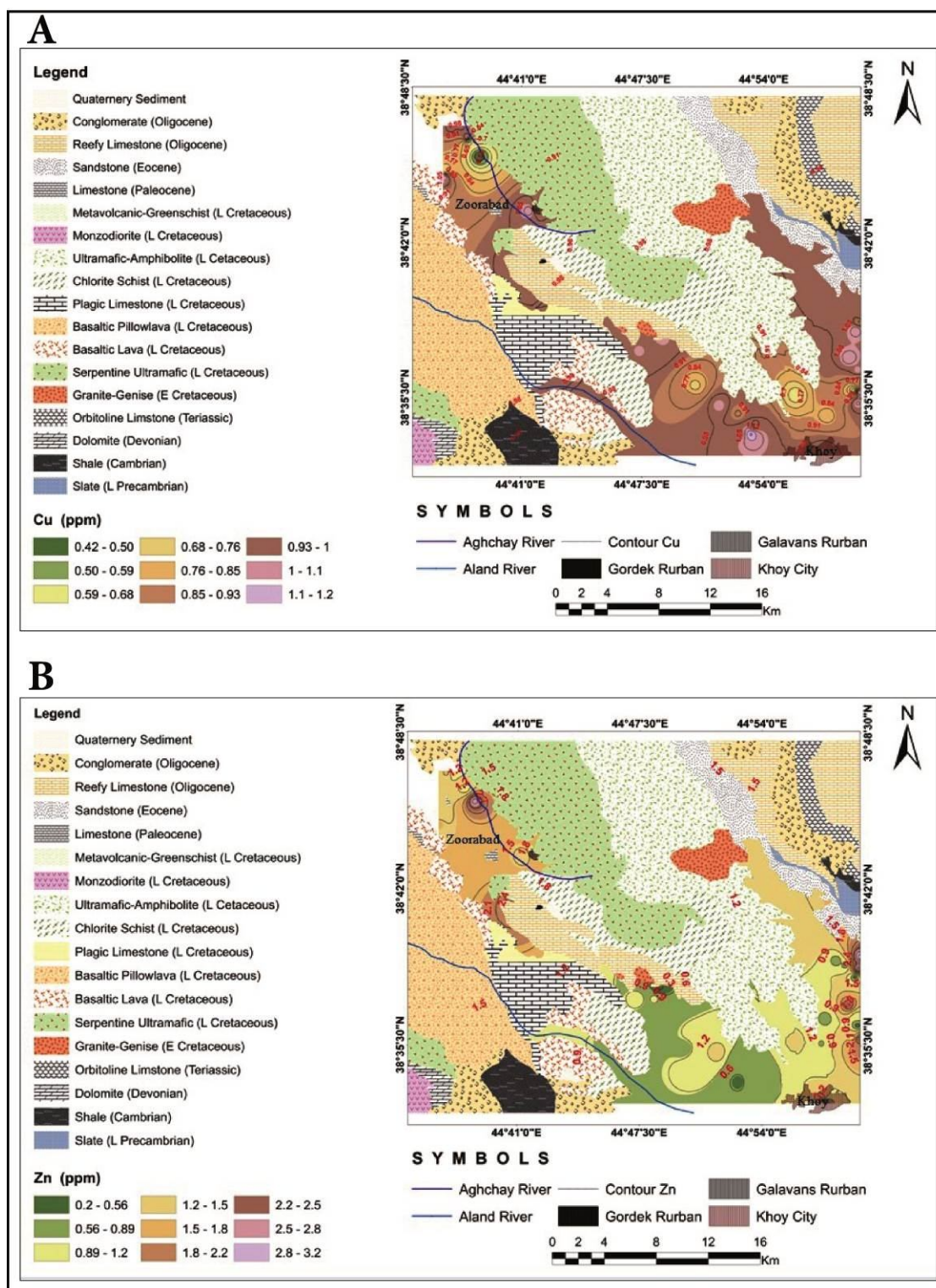


می‌شود. هر دو کانی در مقایسه با الیوین و پیروکسن‌ها پایدارترند. با این‌که این دو کانی دارای ترکیبات آهن هستند، اما در محیط‌های اکسیداسیون چندان مستعد هوازدگی نیستند و در محیط‌های احیا نیز پایداری بیشتری دارند.



شکل 14. نقشه‌های هم‌میزان تمرکز عناصر (بر حسب ppm). A: آهن، B: منیزیم

Fig. 14. Co-amount maps of element concentrations (in ppm). A: Iron, B: Magnesium



شکل 15. نقشه‌های هم‌میزان عناصر (بر حسب ppm). A: مس، B: روی

Fig. 15. Co-amount maps of element concentrations (in ppm). A: Copper, B: Zinc

به غیر از روستای قزقلعه، بر اساس هر سه شاخص EPA، WHO و استاندارد ملی کمتر از حد مجاز است. کربناته بودن غالب سنگ مخزن و وجود مقادیر بالایی از اکسیدهای آهن و منگنز به دلیل نقش جذب‌کنندگی آنها در خاک منطقه می‌تواند دلیلی بر تمرکز کمتر این فلزات در آب باشد. با توجه به نقشه زمین‌شناسی، وجود کمپلکس افیولیتی خوی که شامل سنگهای مافیک (گدازه‌های بازالتی و پیلولاواها) تا اولترامافیک (شامل پریدوتیت به طور عمده هارزورژیت و دونیت و سرپانتینیت) می‌باشد، منشأ عناصر آهن و منیزیم در آبهای زیرزمینی هستند. این سنگها در منطقه مورد بررسی، هوازگی و آبشویی را تحمل کرده و باعث آزادسازی دو عنصر فوق از سازندهای موردنظر می‌شود.

قدردانی

بدین‌وسیله از پروفیسور خلیل فرهادی که شرایط لازم برای انجام آزمایشهای مختلف را در گروه شیمی دانشگاه ارومیه برای نویسندگان فراهم نمودند تشکر می‌شود. از سردبیر محترم مجله زمین‌شناسی اقتصادی جناب آقای پروفیسور محمدحسن کریم‌پور و داوران محترم این مقاله به‌واسطه کمکهای بی‌دریغ‌شان تشکر می‌شود. از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه ارومیه که مساعدتهای لازم را برای این تحقیق مبذول داشتند، تشکر می‌گردد.

طبق رابطه تجربی (تقسیم‌بندی بر اساس Kierczak et al., 2007)، بر اساس دما و مقدار بارش، منطقه مورد مطالعه با متوسط ضریب خشکی 12/48، در رده اقلیم نیمه خشک - سرد با ضریب خشکی بین 10 تا 19/9 قرار دارد (داده‌های اداره هواشناسی خوی). در این شرایط آب و هوایی، تغییرات دمایی، باعث هوازگی و شست‌وشو در خاکهای سرپانتینی می‌شود و متعاقباً می‌تواند مقدار زیادی منیزیم را بزداید (Kierczak et al., 2007). هوازگی و شست‌وشوی خاکهای سرپانتینی منیزیم را سریعاً آزاد و تمرکز منیزیم در خاک را کاهش و آن را در آب افزایش می‌دهد (Lee et al., 2004). دیگر فلزات به‌طور بسیار وسیع می‌توانند توسط گیاهان انباشته شوند (مانند نیکل)، عناصری مانند آلومینیم، کروم و آهن نیز به مقدار بسیار کمتری نسبت به منیزیم شسته می‌شوند.

نتیجه‌گیری

بر اساس نمودارها و نقشه‌های هم‌آلایش عناصر آهن، منیزیم، روی و مس مشخص شد که غلظت عناصر Fe و Mg در شمال و شمال‌غرب دشت خوی زیادتر از حد مجاز آب آشامیدنی می‌باشند. در بعضی از نقاط نمونه‌برداری شده، غلظتهای Cu و Zn بیشتر از حد مجاز WHO می‌باشند. اما میزان عنصر مس بر اساس شاخص EPA کمتر از حد مجاز بوده و عنصر روی،

References

- Aghanabati, A., 2001. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 708 pp.
- Alexander, E.B., Coleman, R.G., Keeler-Wolf, T. and Harrison, S., 2007. Serpentine Geoecology of Western North America, Geology, Soils, and Vegetation. Oxford University Press, London, United Kingdom, 512 pp.
- Altman, L.K., 1992. High levels of iron are tied increased risk of heart disease. The New York Times, sept.8.
- <http://www.nytimes.com/1992/09/08/us/high-level-of-iron-tied-to-heart-risk.html>.
- Bryan, B., Timothy, C. and Marrs, T.S., 1999. General and Applied Toxicology. John-Wiley, Boston, USA, 3940 pp.
- EPA, 1999. U.S. Environmental Protection Agency, Standard Method (EPA). American Public Health Association, American Water Works Association, Water Environment Federation, USA, 2671 pp.
- Esmaili Sari, A., 2001. Health and environmental emissions standards. Tarbiat Modares University, Tehran, 798 pp.
- Itokavva, Y. and Durlach, J., 1988. Magnesium in health and disease. John Libby & Company, London, 432 pp.
- Kalin, B. (translated by Abedini, M.), 2007. Environmental Chemistry. University Publication Center, Tehran, 464 pp.
- Kar Amoz, M. and Kerachian, R. 2007. Planning and quality management of water resources. Amir Kabir Technology University, Tehran, 44 pp.
- Kierczak, J., Neel, C., Bril, H. and Puziewicz, J., 2007. Effect of mineralogy and pedoclimatic variations on Ni and Cr distribution in

- serpentine soils under temperate climate. *Geoderma*, 142(2): 165–177.
- Kil, Y., Lee, S.H., Park, M.H. and Wendlandt, R.F., 2010. Nature of serpentinization of ultramafic rocks from Hero Fracture Zone, Antarctic: Constraints from stable isotopes. *Marine Geology*, 274(1): 43–49.
- Koplan, J.P. 1999. Agency for Toxic Substances and Disease Registry (ATSDR), Toxicological Profile for Mercury. GA: U.S. Department of Health and Human Services, Public Health Service, Atlanta-Georgia, USA, 676 pp
- Lee, B.D., Graham R.C., Laurent T.E. and Amrhein C., 2004. Pedogenesis in a wetland meadow and surrounding serpentinitic landslide terrain, northern California, USA. *Geoderma*, 118(2): 303–320.
- Nordberg, G.F., Fowler, B.A., Nordberg, M. and Friberg, L., 1985. Handbook on the Toxicology of Metals. Elsevier, Friberg, 992 pp.
- Paul, D.N., Paul, B.D.B. and Dia, A., 2008. Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomie' ultramafic complex, South-East Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 50(2): 305–328.
- Perk, V.D.M., 2007. Soil and Water Contamination from molecular to catchment scale. Taylor and Francis, Leiden, 404 pp.
- Radfar, J., Amini, B., Bahrudi, A., Khalatbari, M., Emami, M.H. and Bahremand, M., 2005. Geological map of Khoy, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- SMEWW, 2010. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater (SMEWW). American Public Health Association (20th Edition), New York, 2671 pp.
- Stöcklin, J. and Nabavi, M.H., 1973. Tectonic map of Iran, scale 1:2,500,000. Geological Survey of Iran.
- WHO, 2006. Guidelines for drinking water quality (3rd Edition), Geneva, Switzerland, 2856 pp.



استفاده از روش تصمیم‌گیری شباهت به گزینه ایده‌آل (TOPSIS) جهت یافتن نقاط بهینه نمونه‌گیری زمین‌شناسی در کلسیت‌های قره‌قشلاق

منصور رضایی عزیزی^{1*}، صمد علیپور¹ و جعفر عبدالهی شریف²

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(2) گروه معدن، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

دریافت: 1392/6/26، پذیرش: 1393/3/25

چکیده

آنالیز ذخایر کلسیت (مرمر) به رنگهای سبز، سفید و صورتی در منطقه قره‌قشلاق واقع در جنوب حوضه رسوبی دریاچه ارومیه نشان می‌دهد که مقادیر منفی ناهنجاری Eu مربوط به دمای بسیار پایین محلولهای آهک‌ساز جوی و قلیایی‌بودن محیط و ناهنجاری منفی Ce بیانگر احیایی‌بودن شرایط تشکیل بوده است. کم‌بودن میزان Sr^{2+} محلولهای آهک‌ساز از دیگر مؤلفه کنترل‌کننده زمین‌شیمیایی در تشکیل این تیپ ذخایر می‌باشند.

مدل تصمیم‌گیری شباهت به گزینه ایده‌آل نشان می‌دهد که شاخص ناهنجاری Eu با 43 درصد وزنی بیشترین اهمیت و شاخصهای میزان Sr^{2+} و ناهنجاری Ce به ترتیب با وزن‌های 11/6 و 6/4 درصد در اولویت‌های بعدی در تفسیر واقعی‌تر نتایج آنالیزهای زمین‌شیمیایی منطقه دارند. بر اساس این مدل شاخصهای زمین‌شیمیایی برای کلسیت‌های صورتی 0/837، کلسیت سبز 0/445 و کلسیت سفید 0/157 به دست آمد. نتایج نشان می‌دهد که بهترین واحدهای سنگ‌شناختی برای نمونه‌گیری و انجام آنالیز جهت بررسی و تعیین ژنز، کلسیت‌های صورتی و سبز می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: مدل تصمیم‌گیری چندمعیاره، زمین‌شیمیایی، کلسیت، نقاط بهینه نمونه‌گیری، قره‌قشلاق، زون سندانج-سیرجان.

مقدمه

منطقه شامل کلسیت‌های صورتی، سبز و سفید رنگی است که ضخامت آنها از حدود 10 سانتی‌متر تا 6 متر و گسترش آنها از چندین ده متر تا چندین صد متر در تغییر است. ارزش اقتصادی بسیار زیاد آنها سبب شده که تاکنون از نظر ابعاد علمی و چگونگی تشکیل و اکتشاف مورد مطالعه قرار نگرفته و صرفاً از نظر استخراج و فروش مورد توجه قرار بگیرند. لذا در این پژوهش ضمن انجام مطالعه زمین‌شیمیایی این ذخایر و دلایل تشکیل و نهشته‌شدن کلسیت‌ها، با استفاده از یکی از مدل‌های تصمیم‌گیری چند معیاره میزان اهمیت نسبی هر کدام از عوامل مؤثر بر ترسیب کلسیت در آنها بررسی و نتایج آن جهت استفاده در بهترین نقاط نمونه‌گیری از واحدهای کلسیتی مورد استفاده قرار گرفته است.

تعدادی ذخیره بسیار تیپیک و ارزشمند کلسیت (با نام تجاری مرمر) در 78 کیلومتری جنوب شهرستان ارومیه و 26 کیلومتری شمال مهاباد در مناطق قره‌قشلاق، کوسه‌کهریز، کوپکلو و مملو با مختصات جغرافیایی $45^{\circ} 30' 00''$ تا $45^{\circ} 31' 00''$ و 42° طول شرقی و $36^{\circ} 53' 43''$ تا $37^{\circ} 00' 00''$ عرض شمالی در حال بهره‌برداری می‌باشند (شکل 1). همین امر موجب جلب توجه بهره‌برداران معادن سنگهای تزئینی در اکتشاف ذخایر احتمالی دیگر شده است.

قسمت عمده این ذخایر در یک توپوگرافی ملایم در زیر رسوبات آبرفتی و آلوویوم‌های کواترنری تشکیل شده و عموماً توسط تراورتن‌های تیره و متخلخل پوشیده شده‌اند. ذخایر



شکل 1. موقعیت جغرافیایی نهشته‌های کلسیتی حوضه جنوب دریاچه ارومیه (قره‌قشلاق).

Fig. 1. Location of calcite deposits of Urmia lake south basin (Ghare-Gheshlagh).

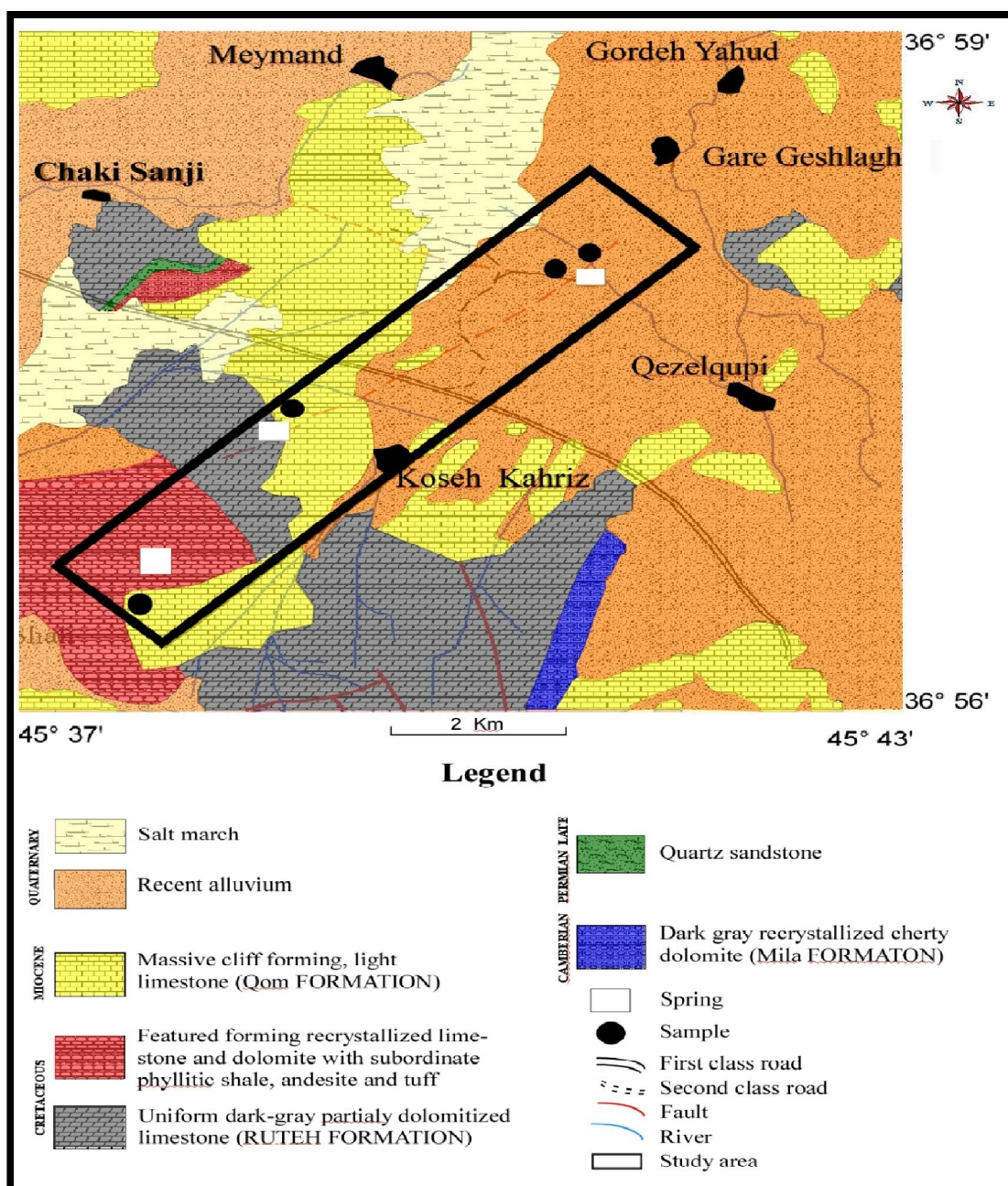
روش مطالعه

فاز مطالعاتی این پژوهش در سال 1390 در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفت. در بخش صحرایی پیمایشهای صحرایی متعددی از مناطق دارای ذخیره کلسیت به منظور بررسی واحدهای سنگ‌شناختی، هندسه کانسار و ارتباط آن با سازندهای موجود در منطقه صورت گرفت. همچنین به منظور بررسی زمین‌شیمیایی، منشأ و عوامل زمین‌ساختی مؤثر بر تشکیل ذخایر، در امتداد یک پروفیل با روند شمال شرق - جنوب غرب (شکل 2) از هر کدام از سینه‌کارهای استخراجی هر واحد کلسیتی موجود در منطقه تعداد 5 نمونه به فواصل 4 متر از یکدیگر و همچنین به منظور بررسی ارتباط میان این کلسیت‌ها و سنگهای میزبان تعداد 5 نمونه از سنگ میزبان و در مجموع کلاً تعداد 20 نمونه برداشت گردید.

سپس به منظور تعیین نقطه بهینه نمونه‌گیری جهت انجام آزمایشها نمونه‌های برداشت‌شده در آزمایشگاه زمین‌شیمیایی گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه تا 80- مش پودر شده و پودرهای هر واحد با یکدیگر مخلوط گردید و سپس از هر کدام از چهار مخلوط به‌دست آمده یک نمونه به‌عنوان نمونه میانگین جهت انجام آزمایشها برداشت گردید.

در بخش آزمایشگاهی به‌منظور تعیین فازهای کانیایی نهشته‌ها، نمونه‌ها جهت آنالیز با روش پراش اشعه ایکس (XRD) به آزمایشگاه گروه فیزیک دانشگاه ارومیه ارسال شد. میزان اکسیدهای اصلی با روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) و میزان عناصر فرعی، جزئی و نادرخاکی با روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) توسط دستگاه Varian مدل 735 در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی اندازه‌گیری شدند. همچنین مقادیر L.O.I نمونه‌های مذکور به‌روش اندازه‌گیری وزن نمونه‌ها قبل و بعد از حرارت‌دادن تا 1000 درجه سانتی‌گراد در مدت یک ساعت توسط سازمان مذکور تعیین شده است.

در این پژوهش پس از تعیین عناصر، عوامل زمین‌شیمیایی و زمین‌شناسی مؤثر در ژنز آنها، شاخصهای زمین‌شیمیایی برای هر کدام از واحدهای کلسیتی در قالب ماتریس‌های تصمیم‌گیری چندشاخصه تعریف و با استفاده از روابط ریاضی در مدل TOPSIS میزان اوزان نسبی هر کدام از شاخصها در ژنز کلسیت‌های مورد مطالعه تعیین شده و بر اساس آن بهترین واحدهای کلسیتی برای نمونه‌گیری جهت مطالعات زمین‌شیمیایی و تعیین دقیق‌تر منشأ آنها به‌دست آمد.



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی 1:100000 و موقعیت محل نمونه‌گیری از کلسیت‌های قره‌قشلاق با تغییراتی از (Eftekharnejad, 1973).

Fig. 2. 1:100,000 geological map and sampling sites in Ghare-Gheshlagh calcites, modified after Eftekharnejad (1973).

زمین‌شناسی منطقه

از نظر زمین‌شناسی ناحیه‌ای، این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری در شمال واحد زمین‌ساختی سهندج - سیرجان قرار گرفته است (Stocklin and Nabavi, 1972). نقشه زمین‌شناسی 1:100000 منطقه (شکل 2) نشان می‌دهد که بخش عمده این منطقه توسط رسوبات آبرفتی کواترنری پوشیده

شده است. عمده‌ترین سازندی که در منطقه رخمون دارد سازند قم با سن میوسن متشکل از آهک با رنگ روشن است که در بخش شمال، غرب، جنوب و جنوب شرق منطقه گسترش دارد. در بخشهایی از غرب و جنوب غرب منطقه سنگ آهکهای نسبتاً دولومیتی شده مربوط به سازند روته به رنگ خاکستری تیره ارتفاعات بلند منطقه را تشکیل داده‌اند. در

زمین‌شیمی عناصر اصلی، جزئی و نادر خاکی در کلسیت‌ها

زمین‌شیمی عناصر اصلی

نتایج آنالیز عناصر اصلی نمونه‌های میانگین در جدول 1 و نمودار عنکبوتی آنها در شکل 5 آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود SiO_2 تغییرات بسیار اندکی از خود نشان می‌دهد ولی افزایش مقدار SO_3 در کلسیت‌ها نسبت به دولومیت‌های میزبان نشان می‌دهد که محلول‌های آهک‌ساز نهشته‌ها در قسمت‌های عمیق‌تر یا با آب‌های زیرزمینی حاوی SO_3 اختلاط یافته و یا احتمالاً از لایه‌های ژئوسپار عبور نموده‌اند. مقدار Fe_2O_3 از 0/45٪ در دولومیت به 2/33٪ و 2/29٪ در کلسیت‌های سفید و سبز افزایش یافته که به‌صورت لایه‌های قهوه‌ای رنگ در این واحدها قابل شناسایی است (شکل 4) ولی در کلسیت صورتی افزایشی از خود نشان نمی‌دهد. افزایش نسبتاً زیاد مقدار CaO از 35/19٪ در دولومیت به حدود 53/4 – 54/45٪ در کلسیت‌ها و نیز کاهش مقدار MgO از 17/5٪ در دولومیت‌ها به 0/29 – 0/55٪ در کلسیت‌ها نشان می‌دهد که آب‌های جوی به‌دلیل داشتن pH نسبتاً اسیدی می‌توانند در دی‌آزنز سنگ‌های دولومیتی میزبان و در نتیجه افزایش میزان CaO و کاهش MgO در این نهشته‌ها نقش داشته باشند.

کانی کلسیت می‌تواند یون‌های فلزی مختلفی از جمله Fe^{2+} , Mn^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} و Cd^{2+} را در شبکه بلوری خود جای دهد (Ortega et al., 2005). از آنجایی که شعاع یونی این یون‌های فلزی کمتر از شعاع یونی کلسیم است به‌راحتی می‌توانند در شبکه بلوری رومبوئدرال کلسیت وارد شوند و یون‌های Fe^{2+} و Mn^{2+} به‌دلیل داشتن ثابت انحلال پذیری بیشتر از 1 بر اثر پدیده روبش به‌همراه کلسیت رسوب می‌نمایند (Ortega et al., 2005). افزایش مقدار MnO به 0/67٪ در کلسیت صورتی و رسوب ترکیبات منگن‌دار به صورت کربنات منگنز در نهشته‌ها می‌تواند عامل ایجاد رنگ صورتی در این کلسیت شده باشد (Biets, 1990).

زمین‌شیمی عناصر جزئی

نتایج آنالیز عناصر جزئی نمونه‌های میانگین در جدول 2 و نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده (Taylor and McLennan, 1981) آنها در شکل 6 آمده است.

بخشهایی از جنوب غرب منطقه رخمون‌هایی از فیلیت هموزن با میان لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده، ماسه-سنگ و توف به‌همراه ماسه‌سنگ کوارتزی پرمین بالایی دیده می‌شود. قدیمی‌ترین واحدی که در بخشی از جنوب شرقی منطقه رخمون دارد دولومیت‌های چرت‌دار سازند میلا با سن کامبرین است (Eftekharnnejhad, 1973; Aghanabati, 2004).

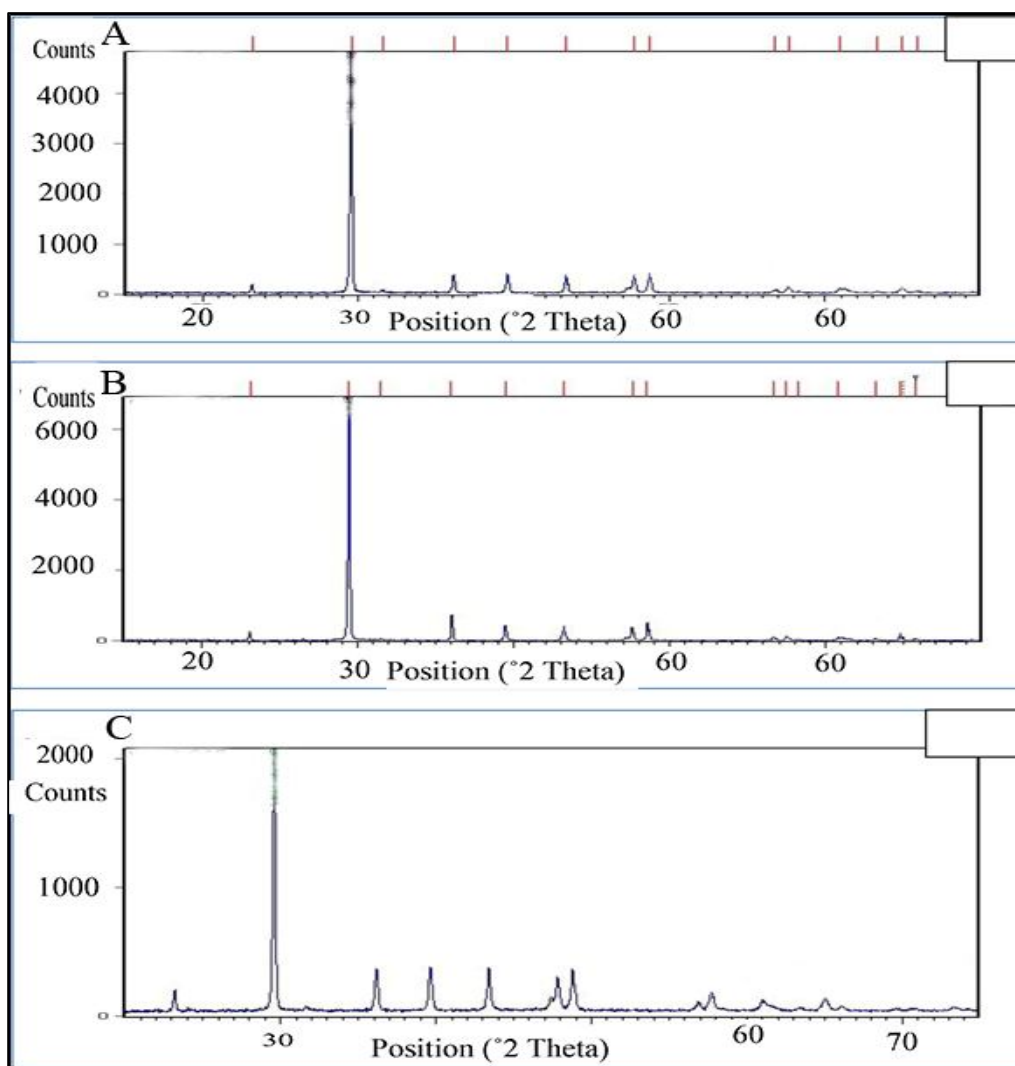
کانی‌سازی در این منطقه شامل نهشته شدن مجدد کلسیت‌های بلورین به رنگ‌های سبز، سفید و صورتی است که در اثر انحلال سنگ‌های آهکی و دولومیتی میزبان و نهشته‌شدن مجدد آنها توسط چشمه‌های آهک‌ساز فعال و یا خشک‌شده‌ای است که توسط رسوبات آبرفتی کواترنری پوشیده شده‌اند. این نهشته‌ها کنتاکت قابل رویت با سنگ میزبان آهکی و دولومیتی ندارند. همچنین با توجه به انحلال و ترسیب مجدد کلسیت در این نهشته‌ها آثار دگرگونی در مطالعه میکروسکوپی و صحرایی مشاهده نمی‌شود.

بحث و بررسی

مطالعه کانی‌شناسی

به‌منظور بررسی و پی‌بردن به فازهای کانیایی تشکیل‌دهنده ذخایر از روش پراش اشعه ایکس (XRD) استفاده گردید. نمودارهای نتایج حاصل از آنالیز نشان می‌دهند که کانی‌شناسی افق‌های تحت بررسی بسیار ساده بوده و کانی اصلی تشکیل‌دهنده ذخایر سبز (شکل 3-A)، صورتی (شکل 3-B) و سفید (شکل 3-C) از نوع کلسیت می‌باشند.

بلورهای کلسیت به‌صورت لایه‌های متوالی با رنگ‌های یکنواخت و بعضاً به رنگ‌های مختلف به‌دلیل همراهی با اکسیدها با ضخامت‌های در حد میلی‌متر تا سانتی‌متر بر روی هم رسوب نموده‌اند (شکل 4). تغییرات رنگی در لایه‌ها بیانگر فعالیت محلول‌های مختلف با ترکیب شیمیایی متفاوت از هم و تغییرات اکسیدهایی مانند اکسید آهن در آنها می‌باشند. با توجه به این نمودارها معلوم می‌شود که همراهی فازهای کانیایی نامشخص در نهشته‌های کلسیتی، نادر بوده و کانیهای پیگمنت موجود در انواعی از ذخیره‌ها کمتر از حد آشکارسازی دستگاه هستند، اما اثرات رنگی‌های آنها موجب تمایز نهشته‌ها از هم گردیده است.



شکل 3. نمودارهای پراش پرتو ایکس برای نمونه‌های میانگین منطقه قره‌قشلاق. A: کلسیت سبز. B: کلسیت صورتی. C: کلسیت سفید.

Fig. 3. XRD diagrams of samples of Ghare-Gheshlagh A: Green calcite, B: Pink calcite, C: White calcite.



شکل 4. لایه‌های متوالی کلسیت به رنگهای سفید و قهوه‌ای (در همراهی با اکسیدهای آهن) در مرمر سفید قره‌قشلاق.

Fig. 4. White and brown (Iron oxides included) color calcite layers in white marble of Ghareh-gheshlagh.

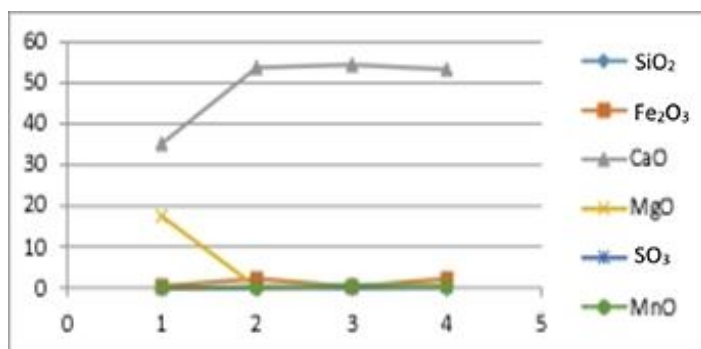
سفید و سبز بوده و بیانگر محیط احيایي زمان تشكيل اين کلسیت‌هاست. از طرف دیگر این نمودار تهی‌شدگی مشخصی برای عناصر Ba، Th، Nb و P را در کلسیت‌ها نشان می‌دهد.

نتایج نشان می‌دهند که Rb و Sr در کلسیت سبز و U در کلسیت سبز و سفید غنی‌شدگی دارند که این غنی‌شدگی به‌دلیل تشکیل کمپلکس با یونهای کربناته در کلسیت‌های

جدول 1. میزان اکسیدهای اصلی در نمونه‌های میانگین کلسیتی و دولومیت میزبان منطقه قره‌قشلاق.

Table 1. XRD diagrams of samples of the Ghare-Gheshlagh: Green calcite, B: Pink calcite, C: White calcite.

	%	%	%	%
Formula	Dolomite	White Calcite	Pink Calcite	Green Calcite
SiO ₂	0.16	0.25	0.11	0.16
Fe ₂ O ₃	0.45	2.33	0.3	2.29
MnO	0.05	0.05	0.67	0.15
MgO	17.5	0.29	0.55	0.53
CaO	35.19	53.89	54.45	53.4
SO ₃	0.05	0.3	0.2	0.36
L.O.I	46.52	42.8	43.6	42.96



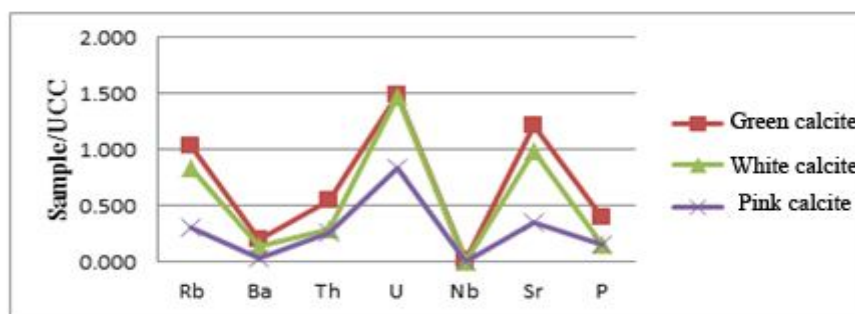
شکل 5. نمودار عنکبوتی اکسیدهای موجود در کلسیت‌ها و سنگ میزبان منطقه قره‌قشلاق. در محور افقی شماره 1، 2، 3 و 4 به‌ترتیب مربوط به دولومیت، کلسیت سفید، کلسیت صورتی و کلسیت سبز می‌باشند.

Fig. 5. Spider diagram of major oxides in calcites and host rock of the Ghare-Gheshlagh. 1, 2, 3, 4 and 5 in horizontal axe indicate Dolomite, White calcite, Pink calcite and Green calcite respectively.

جدول 2. مقادیر به‌هنجار شده عناصر جزئی نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای در دولومیت و کلسیت‌های قره‌قشلاق (بر حسب ppm).

Table 2. Average continental crust normalized of trace elements in dolomite and calcites of the Ghare-Gheshlagh (ppm).

Elements	Dolomite	Green calcite	White calcite	Pink calcite
Rb	0.237	1.036	0.838	0.303
Ba	0.022	0.191	0.132	0.034
Th	0.225	0.55	0.281	0.257
U	0.904	1.492	1.48	0.84
Nb	0.002	0.008	0.002	0.002
Sr	0.283	1.22	0.989	0.351
P	0.076	0.397	0.151	0.15



شکل 6. نمودار عنکبوتی توزیع عناصر جزئی در کلسیت‌های منطقه قره‌قشلاق.

Fig. 6. Spider diagram of trace elements distribution in calcites of the Ghare-Gheshlagh.

آراگونیت به صورت هگزاگونال است. لذا Sr^{2+} برای تشکیل دادن کئوردینانس 9 مقدار CO_3^{2-} بیشتری را به خود جذب می‌نماید و در نتیجه شکل هگزاگونال ایجاد و در ساختمان آراگونیت وارد می‌شود. این جای‌گزینی تا زمانی ادامه پیدا می‌کند که میزان Sr و دمای محیط تشکیل ثابت بماند. چنانچه در غلظت Sr و یا دمای محیط تغییری حاصل شود در آن صورت کلسیت به‌عنوان فاز پایدار شروع به رسوب‌گذاری خواهد کرد (Sunagawa et al., 2007). مقدار استرانسیوم در نمونه‌های کلسیتی منطقه مورد مطالعه در دامنه 123-427 ppm در تغییر است و لذا شرایط برای تشکیل کلسیت از محلولهای کربنات کلسیم‌دار مناسب بوده است.

ناهنجاری Eu

از دیگر عواملی که در تعیین منشأ ذخایر مفید می‌باشد محاسبه ناهنجاری Eu است. استفاده از این عامل می‌تواند در شناسایی نوع محیط تشکیل از نظر قلیایی-اسیدی و میزان دمای محیط تشکیل در سیستم‌های آب-کربناته کمک شایانی داشته باشد (Bau and Moller, 1992; Sverjensky, 1984). با استفاده از آنالیز نمونه‌های میانگین میزان ناهنجاری Eu هر کدام از واحدهای کلسیتی سبز، سفید و صورتی به ترتیب برابر 0/087، 0/247 و 0/997 به دست آمد (جدول 3).

استفاده از نسبت Sr/Ba برای تشخیص نوع محیط رسوبی از نظر قاره‌ای و یا اقیانوسی و فعالیت آبهای ماگمایی گوشته به کار گرفته شده و مشخص شده که بالابودن این نسبت در حد 42/6 با فعالیت آبهای ماگمایی گوشته در پوسته اقیانوسی ارتباط دارد (Cheng et al., 2013). تغییر مقدار نسبت Sr/Ba در کلسیت‌های منطقه مورد مطالعه در دامنه 3/18 تا 5/21 درصد بیانگر محیط رسوبی قاره‌ای و عدم تأثیر آبهای ماگمایی در آنها است.

نقش استرانسیوم در رسوب کلسیت و آراگونیت

استرانسیوم از جمله عناصری است که در محیط‌های آبی کربناته می‌تواند باعث نهشته‌شدن کلسیت و یا آراگونیت گردد. نهشته‌شدن آراگونیت به میزان Sr^{2+} به مقدار بیش از حد بحرانی (Sunagawa et al., 2007) در محیط‌های آبگین بستگی دارد که مقدار حد بحرانی استرانسیوم در کلسیت 1100-440 ppm بوده ولی این مقدار در آراگونیت با افزایش چشمگیری در دامنه 18500-4900 ppm در تغییر است (Ortega et al., 2005). علت افزایش استرانسیوم در آراگونیت نسبت به کلسیت به عدد کئوردینانس کلسیم مربوط می‌شود. عدد کئوردینانس Ca^{2+} در آراگونیت 9 و در کلسیت 6 بوده و از طرفی شعاع یونی Sr بزرگتر از Ca است، لذا توزیع Ca^{2+} در ساختمان بلوری کلسیت به شکل مکعبی و در

جدول 3. میزان ناهنجاری Eu در نمونه‌های میانگین منطقه قره‌قشلاق.

Table 3. Eu anomalies in average samples of the Ghare-Gheshlagh.

Green calcite	White calcite	Pink calcite
0.087	0.247	0.997

با توجه به این مقادیر می‌توان نتیجه گرفت که در نهشته‌های کلسیتی سبز و سفید نسبت سیال به سنگ پایین (Nesbitt et al., 1990) و محلولهای آهک‌ساز نهشته‌ها pH بیشتری داشته‌اند (Cheng et al., 2013) ولی در نهشته‌های کلسیتی صورتی نسبت سیال به سنگ بیشتر و pH محلولها کمتر بوده است.

ناهنجاری Ce

یکی دیگر از مؤلفه‌های مهم محاسبه ناهنجاری Ce است. ناهنجاری Ce می‌تواند شرایط اکسیداسیون و احیا محیط تشکیل کانسارها را مشخص نماید (Nesbitt et al., 1990).

در صورتی که این مقدار منفی باشد محیط احيایی و چنانچه مثبت باشد محیط تشکیل اسیدی است. در این پژوهش برای پی‌بردن به شرایط اکسیداسیون و احیاء محیط تشکیل نهشته‌های کلسیتی میزان ناهنجاری Ce برای هر واحد سنگ‌شناختی محاسبه شده است (جدول 4). داده‌های جدول 4 نشان می‌دهد که مقادیر ناهنجاری Ce در کلسیت صورتی، سفید و سبز به ترتیب برابر 0/0241، 0/0113 و 0/0131 است. بر این اساس ناهنجاری Ce در هر سه واحد کلسیتی شدیداً منفی بوده و لذا محیط تشکیل نهشته‌های کلسیتی منطقه مورد مطالعه، محیطی احيایی بوده است.

جدول 4. میزان ناهنجاریهای Ce در نمونه‌های میانگین منطقه قره‌قشلاق.

Table 4. Ce anomalies in average samples of the Ghare-Gheshlagh.

Green calcite	White calcite	Pink calcite
0.0131	0.0113	0.0241

مدل‌سازی تصمیم‌گیری چند معیاره

در سالهای اخیر استفاده از روشهای مدل‌سازی تصمیم‌گیری چند معیاره به‌منظور حل مسائل علوم مختلف از جمله علوم زمین گسترش چشم‌گیری یافته است (Zhijun et al., 2013). استفاده از این مدل‌سازیها در شاخه‌های مختلف علوم زمین توسط محققان این رشته از جمله مدل‌سازی سه‌بعدی جریان آب زیرزمینی (Qingchun et al., 2011)، رفتارسنجی زمین لغزش (Marcato et al., 2012)، پترولوژی (Griera et al., 2013) و اکتشافات زمین‌شیمیایی (Barnard et al., 2013) به‌کار گرفته شده است. مدل‌سازی تصمیم‌گیری چند معیاره نه تنها توانایی شبیه‌سازی عکس‌العمل ساختارهای زمین‌شناسی سازندها با جریان آب را دارد، بلکه در اکتشاف تعداد زیادی از زمینه‌های ساختاری در مدت زمان کوتاه انعطاف‌پذیری دارد و به همین دلایل می‌تواند نیاز برنامه‌های اکتشافی را نیز برطرف سازد (Abdollahi et al., 2010; Yanhua et al., 2011; Rezaei et al., 2011; Azizi, 2011; Rezaei Azizi et al., 2011). یکی از انواع این مدل‌های تصمیم‌گیری چند معیاره، مدل TOPSIS می‌باشد که در این پژوهش به‌کار گرفته شده است.

مدل تصمیم‌گیری شباهت به گزینه ایده‌آل (TOPSIS)

این مدل یکی از بهترین مدل‌های تصمیم‌گیری چند معیاره است که بر اساس وزن‌دهی کمی به‌کار رفته و استفاده بسیار زیادی دارد (Momenei, 2006; Shakor Shahabi et al., 2011; Sayyadi et al., 2007). در این مدل برای به‌دست آوردن بهترین انتخاب بر اساس شاخصهایی که مد نظر طراح می‌باشد، ابتدا ماتریس تصمیم تعریف می‌شود. این ماتریس از تعدادی ستون که هر ستون شاخص مورد نیاز در تصمیم‌گیری می‌باشند، تشکیل یافته است. سطرهای این ماتریس از گزینه‌هایی که می‌بایست از بین آنها بهترین گزینه، که بیشترین تطابق را با شاخصها داشته باشد، تشکیل یافته است. اساس این تکنیک بر این مفهوم استوار است که بهترین نتیجه باید، کمترین فاصله را با راه‌حل ایده‌آل مثبت (بهترین حالت ممکن) و بیشترین فاصله را با راه‌حل ایده‌آل منفی (بدترین حالت ممکن) داشته باشد. مراحل اجرای مدل‌سازی تصمیم‌گیری چند معیاره به صورت زیر انجام گرفت.

انتخاب شاخصهای زمین‌شیمیایی و زمین‌شناسی

همان‌طور که قبلاً اشاره گردید عوامل ساختاری زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی مؤثر بر ژنز این تیپ ذخایر شامل مقدار CaO محلول در چشمه‌های آهک‌ساز (شاخص C1)، ناهنجاری Eu جهت تعیین قلیایی - اسیدی بودن محیط تشکیل و تشخیص حدود میزان دمای محیط تشکیل (شاخص C2)، ناهنجاری Ce جهت تعیین اکسیداسیون و احیا بودن محیط تشکیل

(شاخص C3) و میزان Sr به‌عنوان عامل کنترل‌کننده تشکیل آراگونیت و یا کلسیت در محلولهای آبی کربناته است (شاخص C4). همچنین برای بررسی ارتباط بین میزان حجم ذخایر (شاخص C5) و نقش آن در تفاسیر زمین‌شیمیایی از این شاخص نیز در مدل‌سازی تصمیم‌گیری چند معیاره استفاده گردید (جدول 5).

جدول 5. میزان ذخایر کلسیت در منطقه قره‌قشلاق (بر حسب تن).

Table 5. Volume of the calcite deposits in the Ghare-Gheshlagh.

White calcite	Green calcite	Pink calcite
1703	79679	63778

تشکیل ماتریس شاخص - سنگ

ماتریس تصمیم شاخص - سنگ ماتریسی است به ابعاد 3×5 که ستونهای آن شاخصهای زمین‌شیمیایی و زمین‌شناسی بررسی شده در منطقه و ردیفهای ماتریس نیز نوع واحدهای کلسیتی است که از آنها نمونه‌گیری انجام گرفته است. در این

ماتریس A1 کلسیت صورتی، A2 کلسیت سبز و A3 کلسیت سفید در نظر گرفته شده‌اند. هر کدام از آرایه‌های این ماتریس اعداد متناظر شاخص در مقابل نوع کلسیت را نشان می‌دهد (جدول 6).

جدول 6. ماتریس تصمیم شاخص - سنگ در منطقه قره‌قشلاق.

Table 6. Index-Rock decision matrix in the Ghare-Gheshlagh.

A _i \C _j	CaO	Eu Anomaly	Ce anomaly	Sr	Volume
Pink calcite	54.45	0.997	0.0241	0.35	63778
Green calcite	53.4	0.087	0.0131	1.22	79679
White calcite	53.89	0.247	0.0113	0.99	1703

ماتریس بی‌مقیاس

هر کدام از ستونهای ماتریس تصمیم شاخص - سنگ با شاخصهای مختلف و دارای واحدهای اندازه‌گیری متفاوتی می‌باشند. برای مقایسه آرایه‌های ماتریس و اعمال روابط ریاضی در آنها لازم است کل ماتریس به یک ماتریس بی‌مقیاس تبدیل گردد. با این تبدیل می‌توان ماتریسی ساخت که در آن تمام آرایه‌ها دارای واحدهای یکسانی برای مقایسه و اجرای مراحل بعدی باشند. از بین روشهای مختلف موجود در بی‌مقیاس‌سازی، روش نورم یکی از بهترین روشهاست که در

آن اوزان هر عنصر جداگانه محاسبه می‌شود (Momenei, 2006). در این روش برای بی‌مقیاس‌سازی هر آرایه از رابطه 1 استفاده می‌شود.

$$nij = \frac{aij}{\sqrt{\sum_{i=1}^m aij^2}} \quad \text{رابطه (1)}$$

در این رابطه nij مقدار بی‌مقیاس شده کلسیت i از نظر شاخص j و aij آرایه مربوط به شاخص زمین‌شیمیایی i در واحد کلسیتی j است. با اعمال رابطه 1 ماتریس بی‌مقیاس مربوط به منطقه به‌دست می‌آید (جدول 7).

جدول 7. ماتریس بی‌مقیاس‌شده شاخص - سنگ در منطقه قره‌قشلاق.

Table 7. Index-Rock normalized weighted matrix in the Ghare-Gheshlagh.

Ai\Cj	CaO	Eu anomaly	Ce anomaly	Sr	Volume
Pink calcite	0.583	0.967	0.812	0.218	0.625
Green calcite	0.572	0.084	0.442	0.758	0.781
White calcite	0.577	0.24	0.381	0.615	0.017

در این رابطه a_{ij} آرایه‌های ماتریس شاخص - سنگ به‌دست آمده است. با استفاده از رابطه 2 مقدار آنتروپی شاخص J ام (E_j) از رابطه 3 محاسبه می‌گردد. مقدار K ثابت است و به‌منظور این که E_j بین صفر و یک باشد اعمال می‌شود که مقدار K در این منطقه از رابطه 4 که در آن مقدار m برابر تعداد واحدهای کلسیتی ($m=3$) در نظر گرفته و برابر 0/91 به‌دست می‌آید.

$$E_j = -K \sum_{i=1}^m [p_{ij} \ln p_{ij}] \quad \text{رابطه (3)}$$

$$K = \frac{1}{\ln(m)} \quad \text{رابطه (4)}$$

در این مرحله مقدار اوزان (W_j) شاخصهای زمین‌شیمیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد پژوهش با استفاده از رابطه 5 به‌دست می‌آید.

$$W_j = \frac{1-E_j}{\sum_{j=1}^n (1-E_j)} \quad \text{رابطه (5)}$$

بر اساس نتایج محاسبات (جدول 8) مشاهده می‌شود وزن شاخصهای ناهنجاری Eu و حجم ذخایر کلسیت به‌ترتیب 43٪ و 39/1٪ می‌باشند.

ارزیابی اوزان شاخصها

در ماتریس تصمیم باید اهمیت نسبی هر شاخص را مشخص کرد، از این رو به هر شاخص یک وزن داده می‌شود. این وزن‌ها اهمیت (ارجحیت) هر شاخص را نسبت به بقیه نشان می‌دهد. برای وزن‌دار نمودن هر شاخص روشهای مختلفی وجود دارد. یکی از روشهای بسیار مرسوم و کارآمد روش آنتروپی است. در این روش با استفاده از معادلات ریاضی و بر اساس توزیع احتمال و سازوکارهای آماری هر شاخص وزن‌دار می‌گردد. در این پژوهش برای وزن‌دار نمودن شاخصهای زمین‌شیمیایی و زمین‌شناسی ذخایر تحت بررسی کلسیت از روش آنتروپی استفاده شده است. ماتریس تصمیم شاخص - سنگ حاوی اطلاعاتی است از ترکیب شاخصهای زمین‌شیمیایی برای هر واحد کلسیتی که آنتروپی می‌تواند به‌عنوان معیاری برای ارزیابی آن به‌کار رود.

در این مرحله ابتدا با استفاده از ماتریس شاخص - سنگ مقادیر توزیع احتمال P_{ij} بر اساس سازوکار آماری با استفاده از رابطه 2 محاسبه می‌شود.

$$P_{ij} = \frac{a_{ij}}{\sum_{i=1}^n a_{ij}} \quad \text{رابطه (2)}$$

جدول 8. اوزان شاخصهای زمین‌شیمیایی و زمین‌شناسی قره‌قشلاق.

Table 8. Geological and geochemical index weights in the Ghare-Gheshlagh.

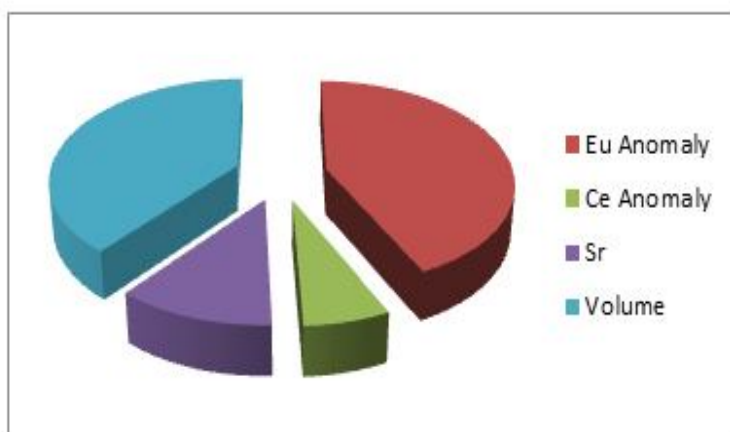
CaO	Eu anomaly	Ce anomaly	Sr	Volume
0%	43%	6.4%	11.6%	39.1%

این واقعیت است که اگر نمونه از کلسیت‌های با حجم ذخیره بیشتر انتخاب گردد تفسیر نتایج زمین‌شیمیایی به واقعیت

این اعداد نشان می‌دهند که ناهنجاری Eu بیشترین اهمیت را در بررسی زمین‌شیمیایی دارد. تأثیر حجم ذخیره نیز بی‌انگر

مقدار CaO به ترتیب با وزنهای 6/4٪ و صفر درصد اهمیت کمتری در تفسیر نتایج زمین‌شیمیایی دارند (شکل 7).

نزدیکتر خواهد بود، اندازه‌گیری میزان Sr با وزنی برابر 11/6٪ نشان می‌دهد که در بین سایر عناصر و عوامل زمین‌شیمیایی و زمین‌شناسی از اهمیت کم و ناهنجاری Ce و



شکل 7. نمودار گرافیکی اوزان شاخصهای زمین‌شیمیایی و زمین‌شناسی قره‌قشلاق.

Fig. 7. Diagram of geological and geochemical index weights in the Ghare-Gheshlagh.

$$d_i^{(-)} = \sqrt{\sum_{j=1}^n (v_{ij} - v_j^-)^2} \quad \text{رابطه (7)}$$

رابطه (8) $CL^* = \frac{di(-)}{di(-) - di(+)}$ در این روابط V_j^+ بردار بهترین مقادیر هر شاخص زمین‌شیمیایی ماتریس و V_j^- بردار بدترین مقادیر هر شاخص زمین‌شیمیایی ماتریس می‌باشند، میزان فاصله هر واحد کلسیتی تا ایده‌آلهای مثبت (d_j^+) و منفی (d_j^-) به صورت فاصله اقلیدسی محاسبه می‌گردد، نتایج حاصل از این محاسبات در این پژوهش در جدول 9 و نمودار گرافیکی آن در شکل 8 ارائه شده است.

تعیین میزان نزدیکی نسبی CL^*

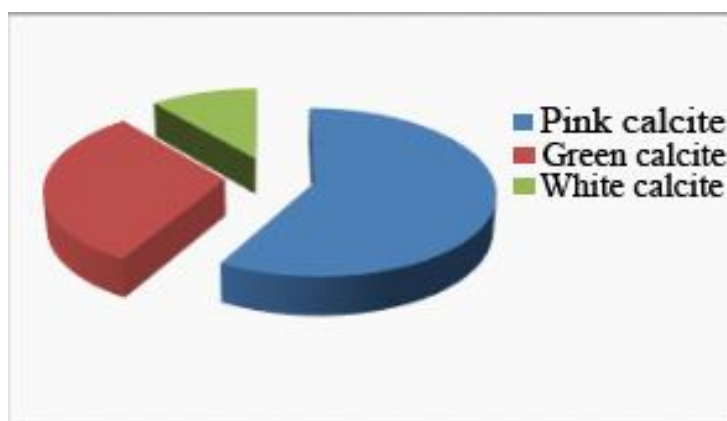
استفاده از این مدل می‌تواند میزان نزدیکی نسبی تطبیق نمونه‌های واحدهای کلسیتی بر اساس شاخصهای زمین‌شیمیایی به ایده‌آلهای مثبت و منفی را نشان دهد، برای محاسبه این مقادیر در واحدهای کلسیتی منطقه ابتدا باید ماتریس بی‌مقیاس شده شاخص زمین‌شیمیایی - واحدهای کلسیتی را در ماتریس مربعی اوزان که در آن قطر اصلی این ماتریس اوزان شاخصهای زمین‌شیمیایی است ضرب شود تا ماتریس بی‌مقیاس شده موزون V به دست آید، سپس با استفاده روابط 6، 7 و 8 میزان CL^* محاسبه شود.

$$d_i^{(+)} = \sqrt{\sum_{j=1}^n (v_{ij} - v_j^+)^2} \quad \text{رابطه (6)}$$

جدول 9. مقادیر CL^* واحدهای کلسیتی در منطقه قره‌قشلاق.

Table 9. CL^* values for calcitic units in the Ghare-Gheshlagh.

CL^* (Pink calcite)	0.837
CL^* (Green calcite)	0.445
CL^* (White calcite)	0.157



شکل 8. نمودار گرافیکی بهترین واحدهای سنگ‌شناختی برای نمونه‌گیری در مطالعات زمین‌شیمیایی منطقه قره‌قشلاق.

Fig. 8. Graphic diagram of the optimum sampling formations for geochemical investigations in the Ghare-Gheshlagh.

Sr و ناهنجاری Ce به‌ترتیب وزنی برابر $39/43, 11/6$ و $6/4$ درصد می‌باشند، بالا بودن میزان درصد وزنی ناهنجاری Eu نشان می‌دهد که قلیایی بودن محیط تشکیل بیشترین تأثیر را در کنترل رسوب کلسیت‌ها داشته و مقدار Sr محلولها و احیایی بودن محیط تشکیل عوامل نسبتاً مؤثر دیگری در رسوب کلسیت می‌باشند.

3- نتایج محاسبه نزدیکی نسبی کلسیت‌های منطقه بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که واحد کلسیتی صورتی، سبز و سفید به‌ترتیب دارای مقادیری برابر با $0/837$ ، $0/445$ و $0/157$ می‌باشند، با توجه به اعداد به‌دست آمده واحدهای کلسیتی صورتی و سبز بیشترین نزدیکی و تطابق را با شاخصهای زمین‌شیمیایی مؤثر در منشأ دارند و واحد کلسیتی سفید در بین سایر واحدها کمترین مقدار تطابق را با این شاخصها داراست، لذا می‌توان استنباط کرد که بهترین واحدهای کلسیتی جهت نمونه‌گیری و انجام آنالیز برای تفسیر و تعیین دقیق‌تر منشأ واحدها به‌ترتیب کلسیت‌های صورتی و سبز می‌باشند، استفاده از این مدل باعث کاهش هزینه نمونه‌گیری و آنالیزهای شیمیایی اولیه شده لذا در این منطقه در مطالعات بعدی بهتر است بیشتر نمونه‌ها از واحدهای کلسیتی صورتی و سبز انتخاب گردد.

مقدار نزدیکی نسبی کلسیت صورتی، سبز و سفید به ترتیب برابر $0/837$ ، $0/445$ و $0/157$ به‌دست می‌آید، هرچه این اعداد به یک نزدیکتر باشند نشان می‌دهند که نتایج استفاده از آن واحد کلسیتی در تفاسیر زمین‌شیمیایی با در نظر گرفتن شاخصهای زمین‌شیمیایی فرض شده در مدل بهتر است.

نتیجه‌گیری

1- مقادیر منفی ناهنجاری Eu بر اساس نتایج به‌دست آمده از آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهد که محلولهای آهک‌ساز تشکیل‌دهنده کلسیت‌ها دمای بسیار پایینی داشته و همچنین نسبت سیال به سنگ در نهشته‌های کلسیتی سبز و سفید پایین ولی در نهشته‌های کلسیتی صورتی نسبت سیال به سنگ نسبتاً بیشتر و محیط تشکیل قلیایی بوده است، لذا پایین بودن دمای محلولهای چشمه‌های آهک‌ساز و کم بودن میزان Sr در محلولها از عوامل کنترل‌کننده رسوب کلسیت به جای آراگونیت بوده است، از طرفی مقادیر ناهنجاریهای شدیداً منفی Ce در این نهشته‌ها نشان می‌دهد که محیط رسوبی تشکیل این ذخایر محیطی احیایی بوده است.

2- بررسی اوزان شاخصهای زمین‌شیمیایی کلسیت‌های منطقه بر اساس مدل تصمیم‌گیری چند معیاره نشان می‌دهد که اهمیت و ارجحیت داده‌های زمین‌شیمیایی در تفسیر واحدهای کلسیتی منطقه مورد مطالعه برای ناهنجاری Eu، حجم، مقدار

References

Abdollahi Sharif, J., Emamalipour, A., Alipour, A., and Mokhtarian Asl, M., 2010. Position of 3-D modelling for investigating geological, economical, reserve calculation and genesis of

them. Journal of Economic Geology, 2(1): 51-59. (in Persian with English abstract)
Aghanabati, S.A., 2004. Geology of Iran. Amir Kabir Press, Tehran, 434 pp. (in Persian)

- Barnard, P.L., Foxgrover, A.C., Elias, E.P.L., Erikson, L.H., Hein, J.R., McGann, M., Mizell, K., Rosenbauer, R.J., Swarzenski, P.W., Takesue, R.K., Wong, F.L. and Woodrow, D.L., 2013. Integration of bed characteristics, geochemical tracers, current measurements, and numerical modeling for assessing the provenance of beach sand in the San Francisco Bay Coastal System. *Marine Geology*, 336 (1): 120-145.
- Bau, M. and Moller, P., 1992. Rare-earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Journal of Mineralogical and Petrological Science*, 45(2): 231-246.
- Biets, L., (translated by Alipour, S.), 1990. *Geology of Industrial Minerals and Rocks*. Urmia Jahade-Daneshgahi Press, Urmia, 365 pp. (in Persian)
- Cheng, D.L., Jiang-haob, L., Shou-pengc, Z., Lianga, L., Zhao-bina, Y., Guo-lina, G. and Tinga, L., 2013. Geochemical characteristics of calcite and dolomite in sandstone of Dongying Sinking, Shandong Province, China. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7(4): 504 – 507.
- Eftekharneshad, J., 1973. Geological map of Mahabad, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Griera, A., Liorens, M., Gomez-Rivas, E., Bon, P.D., Jessell, M.W., Evans, L.A. and Lebensohn, R., 2013. Numerical modelling of porphyroblast and porphyroblast rotation in anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 587(1): 4-29.
- Marcato, G., Mantovani, M., Pasuto, A., Zabuski, L. and Borgatti, L., 2012. Monitoring, numerical modelling and hazard mitigation of the Moscardo landslide (Eastern Italian Alps). *Engineering Geology*, 128(1): 95-107.
- Momenei, M., 2006. New aspects of operation research. Tehran University Press, Tehran, 326 pp. (in Persian)
- Nesbitt, H.W., MacRae, N.D. and Kronberg, B.I., 1990. Amazon deep-sea fan muds: light REE enriched products of extreme chemical weathering. *Earth Planet Science Letters*, 100(1): 118-123.
- Ortega, R., Maire, R., Deves, G. and Quinif, Y., 2005. High-resolution mapping of uranium and other trace elements in recrystallized aragonite-calcite speleothems from caves in the Pyrenees (France): Implication for U-series dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(8): 911– 923.
- Qingchun, Y., Wenxi, L. and Yanna, F., 2011. Numerical Modeling of Three Dimension Groundwater Flow in Tongliao (China). *Procedia Engineering*, 24(5): 638 – 642.
- Rezaei Azizi, M., 2011. Modeling of geology and blocks at Ghare-Gheshlagh marble mine and investigation of affecting parameters in forming and genesis of deposit. M.Sc. Thesis, Urmia University, Urmia, Iran, 128 pp. (in Persian with English abstract)
- Rezaei Azizi, M., Alipour, S., and Abdollahi sharif, J., 2011. 3-D modeling and it's role in Geological investigation of Ornamental Stone Deposits (with a case study on Gare-gheshlagh mine). 3th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Shahid Chamran University of Ahwaz, Ahwaz, Iran. (in Persian with English abstract)
- Sayyadi, A., Hayati, M. and Monzaji, M., 2011. Risk management of tunneling using MADM techniques. *Journal of Industrial Management*, 3(7): 99-116. (in Persian with English abstract)
- Shakor Shahabi, R., Kakaei, R. and Basiri, M.H., 2007. Mineral classification by using TOPSIS method. *Journal of Mining engineering*, 2(4) 1-10. (in Persian with English abstract)
- Stocklin, J. and Nabavi, M., 1972. Tectonic Map of Iran, scale: 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Sunagawa, I., Takahashi, Y. and Imai, H., 2007. Strontium and aragonite – calcite precipitation. *Journal of Mineralogical and Petrological Science*, 102(1): 174-181.
- Sverjensky, D.A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth Planet Science Letters*, 67(1): 70–78.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth elements evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 301(3): 381-399.
- Yanhua, Z., Robinson, J. and Schaubs, P.M., 2011. Numerical modeling of structural controls on fluid flow and mineralization. *Geoscience Frontiers*, 2(3): 449-461.
- Zhijun, W., Louis N. and Yuen, W., 2013. Modelling cracking behavior of rock mass containing inclusions using the enriched numerical manifold method. *Engineering Geology*, 5(1): 1-52.



زمین‌شناسی، کانی‌سازی، سن‌سنجی U-Pb و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd توده‌های نفوذی شمال شرق کاشمر

علیرضا الماسی¹، محمدحسن کریم‌پور^{1*}، خسرو ابراهیمی نصرآبادی¹، بهنام رحیمی¹، اورس کلوتزلی² و ژوزه فرانسیسکو سانتوز³

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(2) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه وین، اتریش

(3) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آویرو، پرتغال

دریافت: 1393/10/2، پذیرش: 1394/2/19

چکیده

محدوده مطالعاتی در 30 کیلومتری شمال شرق کاشمر قرار دارد. براساس سن‌سنجی زیرکن توده‌های نفوذی نوع I (سن 40 میلیون سال)، در زمان ائوسن و در پاسخ به فشارش ناحیه‌ای، حرکات امتدادلغز چپ‌گرد گسل‌های درونه و تکنار سبب رخداد زون برشی، حوضه pull-apart و شکستگی‌های ریدل شده که شرایط را برای صعود ماگما و محلول گرمایی مهیا کرده است. طی تکامل ساختاری منطقه، چند ضربان ماگمایی کالکوالکالن تا آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی نوع I و یک پالس نوع A در منطقه نفوذ کرده است. مقادیر اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0/705-0/706) و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0/5125-0/5126) برای سری I، منشأ پوسته قاره‌ای با دخالت گوشته (فرورانش) را نشان می‌دهد. ماگمای عامل دسته دایک‌های کوارتزمونزونیتی جدید نوع I، سبب دگرسانی‌ها و کانی‌سازی IOCG در منطقه شده است. دو مرحله چرخش محلول گرمایی اکسیدان آهن‌دار سبب دگرسانی‌های آرژیلیک پیشرفته، سرسیتی، سیلیسی، اکسید آهن، کربناتی، اپیدوتی و کلریتی و کانی‌سازی رگه‌ای سولفید فلزات پایه و رگه‌های IOCG غنی از اسپیکولاریت در منطقه شده است.

واژه‌های کلیدی: زون برشی، ماگماتیسم نوع I و A، سن‌سنجی U-Pb زیرکن، ایزوتوپ‌های Sr-Nd، IOCG، فرورانش.

مقدمه

(Alaminia et al., 2013). شمال لوت تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی چرخش لوت و فرورانش شرق ایران قرار گرفته است (Tirrul et al., 1983; Camp and Griffis, 1983;) (Tarkian et al., 1983). ماگماتیسم لوت از ژوراسیک به بعد آغاز شده و در ترشیاری (ائوسن) به اوج خود رسیده است (Aghanabati, 1995). در شمال لوت، راست‌گرد بودن گسل تکنار در شمال و چپ‌گرد بودن گسل درونه در جنوب، سبب رخداد سامانه زون برشی ساده بین آنها شده است (Muller and Walter, 1983). پژوهشهای اخیر بر روی ماگماتیسم و کانی‌سازیهای پورفیری شمال، شمال شرق و شرق ایران (Malekzadeh shafaroudi and Karimpour, 2011;)

محدوده مطالعاتی در 30 کیلومتری شمال شرق شهرستان کاشمر در استان خراسان رضوی، در بین طولهای جغرافیایی $35^{\circ} 15'$ تا $58^{\circ} 32'$ شرقی و عرضهای جغرافیایی $35^{\circ} 23'$ شمالی قرار دارد. براساس نقشه زمین‌شناسی کلی شمال شرق ایران (شکل 1)، منطقه در مرکز کمربند آتشفشانی - نفوذی خواف - کاشمر - بردسکن شمال بلوک لوت (Karimpour, 2006)، در جنوب زون‌های ساختاری البرز و سبزواری واقع شده است. با توجه به ویژگی‌های ماگماتیسم زون‌های البرز و سبزواری به‌عنوان حوضه‌های پشت کمان نفوتتیس معرفی شده‌اند (Asiabanha and Foden, 2012;)

گرفت. ترکیبات ایزوتوپی با محاسبه خطای میانگین 2σ به‌دست آمد.

5- تجزیه 5 نمونه از توده‌های نفوذی کم دگرسان نوع I منطقه برای ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd، ترکیبات ایزوتوپی Sr و Nd برای این نمونه‌ها در آزمایشگاه ایزوتوپی آویرو کشور پرتغال تشخیص داده شد. نمونه‌ها در هاون آگاتی پودر شدند. نمونه‌های پودر شده در محلول HF/HNO_3 در مخزنهای اسید Teflon Parr در دمای 200 درجه سانتی‌گراد به مدت 3 روز حل شدند. پس از تبخیر محلول نهایی، نمونه‌ها در HCl (6 نرمال) حل و خشک شدند. عناصر برای تجزیه با استفاده از تکنیک کروماتوگرافی یون متعارف در دو مرحله خالص شد؛ جدایش Sr و عناصر REE در ستون تبادل یونی با رزین تبادل کاتیونی AG8 50 W Bio-Rad و خالص‌سازی Nd از دیگر لاتانیدها در ستونها با رزین تبادل کاتیون Ln Resin (تکنولوژی‌های ElChrom) صورت گرفت. همه واکنشگرها (معرف‌ها)یی که در جدایش نمونه‌ها استفاده شد از تقطیر زیر نقطه جوش به‌دست آمده و آب توسط یک دستگاه عنصر Milli-Q (Millipore) حاصل شد. Sr در یک تکرشته Ta با H_3PO_4 ذخیره شد، اما Nd در بخش خارجی رشته Ta با HCl در یک آرایش رشته سه‌گانه ذخیره شد. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ با استفاده از یک دستگاه Multi-collector Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS) VG Sector 54 تشخیص داده شد. داده‌ها به شیوه دینامیک با اندازه‌گیریهای نوک (peak) در 1-2 V برای ^{88}Sr و 0/8-1/5 V برای ^{144}Nd به‌دست آمد. نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd برای تفکیک جرمی نسبت به $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ و $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ تصحیح شدند. در طی این مطالعه، استاندارد SRM-987 یک مقدار میانگین $(N = 12; \text{conf. lim} = 95\%)$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710256(16)$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121057(61)$ و $\text{conf. lim} = 95\%$ (JNdi-1) در استاندارد $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ با استاندارد La Jolla نرمالیزه شدند) را داد. غلظت‌های عنصری سنگها با اضافه کردن Spike های مضاعف در نمونه‌ها با روش طیف‌سنجی جرمی دقیق‌سازی ایزوتوپ (IDMS) تشخیص داده شد. در نهایت ترکیبات ایزوتوپ Rb-Sr و Sm-Nd (با محاسبه خطای میانگین 2σ) به‌دست آمد.

Arjmandzadeh et al., 2011; Karimpour et al., 2012, Salati et al., 2012; Golmohammadi et al., 2013; Karimpour et al., 2013; Abdi and Karimpour, 2012) نشان داده که این ناحیه از کشورمان از زمان ژوراسیک تا الیگومیوسن دستخوش رخدادهای فرورانش و تصادم مختلف و به تبع آن ضربانهای ماگمایی I، A و S ای بوده که کانی‌سازیهایی پلی‌متال مانند ذخایر پورفیری آن با سری I و کانی‌سازهای احتمالی قلع با سری S همراه بوده‌اند. زون شمال بلوک لوت توسط کریم‌پور (Karimpour, 2006) به‌عنوان کمر بند IOCG معرفی شده و تاکنون ذخایر IOCG مهمی چون تنورچه و کوه‌زر (Karimpour, 2006; Mazloomi Bajestani, 2009) در مرکز این کمر بند (مجاورت محدوده مطالعاتی) و اسکارن بزرگ آهن سنگان (Karimpour, 2006; Boomeri, 1998) در آن معرفی شده است (شکل 1). پیش از این سلطانی (Soltani, 2000) گرانیتهای کاشمر را از نوع I معرفی کرده بود. در این مقاله، ما ماگماتیسیم نوع I و A و کانی‌سازی IOCG را در کاشمر معرفی کرده و آن را به فرورانش نئوتتیس در ائوسن نسبت داده و نشان می‌دهیم که ویژگیهای زمین‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی در کاشمر، مشابه با زون‌های موازی پشت کمان سنوزوئیک در شیلی و پرو است.

روش مطالعه

- 1- ادغام و پردازش تصاویر ماهواره‌ای 7^+ Landsat با IRS (با قدرت تفکیک 5 متر) و استفاده از تصاویر کیفیت بالای google earth برای تشخیص واحدهای سنگی، گسلها و شکستگیهای اصلی و فرعی مهم، برای تهیه نقشه زمین‌شناسی و ساختاری و پردازش تصاویر ماهواره‌ای آستر برای دگرسانی.
- 2- مطالعه 150 مقطع نازک از توده‌های نفوذی سطحی به‌منظور مطالعات پتروگرافی و دگرسانی.
- 3- اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی توده‌های نفوذی با دستگاه مدل GMS2 ساخت شرکت سینترکس کانادا (با دقت 5×10^{-1} SI).
- 4- آماده‌سازی و سن‌سنجی U-Pb در زیرکن بر روی توده هورنبلند بیوتیت کوارتز مونزودیوریت/مونزونیت نوع I با استفاده از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS، در آزمایشگاه سن‌سنجی دانشگاه وین اتریش صورت

6- مطالعات مینرالوگرافی و تعیین پاراژنز کانیایی از رگه‌های سیلیسی کانه‌دار.

7- برداشت، آماده‌سازی 28 نمونه ژئوشیمیایی به‌روش خرده‌سنگی از رگه‌های سیلیسی کانه‌دار و تجزیه در آزمایشگاه ACME کانادا به‌روش ICP-MS و ذوب قلیایی، نمونه‌های از رگه‌های کوارتز دارای کانی‌سازی فلزات پایه، اسپیکولاریت، باریت و منگنز برداشت شد. در این روش به تناسب تغییرات کانی‌شناسی فلزی در طول و عرض رگه، به‌طور میانگین دو کیلوگرم نمونه برداشت شد. پس از پودر کردن نمونه، با استفاده از مقسم دویست گرم نمونه جداسازی و ارسال شد.

8- تهیه نقشه‌های رقومی زمین‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی با مقیاس 1:20000.

مطالعات ساختاری و زمین‌شناسی

براساس مطالعات ساختاری ناحیه‌ای و منطقه‌ای پیشین (Muller and Walter, 1983; Haji, 2009) و جدید (Almasi, 2015) بر روی این منطقه، نحوه عملکرد دو گسل اصلی درونه و تکنار سبب شده، تا راستای محور σ_1 (تنش میانگین ناحیه‌ای) شمال‌شرقی - جنوب‌غربی باشد و زون برشی ایجاد شود (شکل 2). در محیط شکننده، تغییرات تنش با گذر زمان سبب ایجاد و تغییرات درونی در زون‌های برشی می‌شود. با استفاده از مطالعات ساختاری پایه بر روی تصاویر ماهواره‌ای در این مقاله و مقایسه با نتایج آزمایشگاهی محققان (Price and Cosgrove, 1990; Tchalenko and Braud, 1974)، مشخص شد که طی گذشت زمان و تکامل تکتونیکی ناحیه، ساختار pull-apart و انواع شکستگیهای برشی - کششی نوع ریدل (R' و P) در محدوده مطالعاتی توسعه یافته که نشان از بلوغ تکتونیکی منطقه است (شکل‌های 2 و 3)، این حالت سبب صعود ماگما و محلولهای گرمایی شده است. در منطقه کاشمر، کنترل حوادث ماگمایی - گرمایی و کانی‌سازی با این ساختارها به‌خوبی قابل اثبات است.

برپایه مطالعات صحرایی (روابط قطع‌شدگی) و ویژگی نمونه‌های دستی و آزمایشگاهی و نقشه زمین‌شناسی تهیه شده (شکل 4)، می‌توان واحدهای سنگی منطقه کاشمر را از قدیم به جدید به پنج بخش تقسیم کرد:

1- سنگهای آتشفشانی با ترکیب عمدتاً بازالت - آندزیت - داسیت - توف - آذرآواری که در سرتاسر منطقه خصوصاً در نیمه شمالی گسترش دارند.

2- توده‌ها و استوک‌های متوسط تا کوچک مافیک - حدواسط با ترکیب گابرو، دیوریت، کوارتز مونوزودیوریت، مونزونیت.

3- توده‌های اسیدی تا حدواسط از گرانیتوئید (با طیفی از گرانودیوریت، مونزوگرانیت تا آلکالی‌گرانیت) تا سنگهای حدواسط کوارتز مونزونیت - مونزونیت که بر اثر فرسایش واحدهای آتشفشانی در بخشهای جنوبی منطقه، رخنمون وسیع یافته‌اند. آنکلاوهای میکروگرانولار به‌صورت لخته‌های مافیک و/یا تجمع بلورهای هورنبلند (ترکیب هورنبلند دیوریت) به رنگ سبز در متن سنگ دیده می‌شوند. بیشترین رخنمون مربوط به گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی‌گرانیت است.

4- توده آلکالی‌گرانیت و دایک آپلیتی جوانتر از مجموعه 1 و 2 که به‌طور مشخص با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی در منطقه نفوذ کرده‌است. آلکالی‌گرانیت فاقد آنکلاو است.

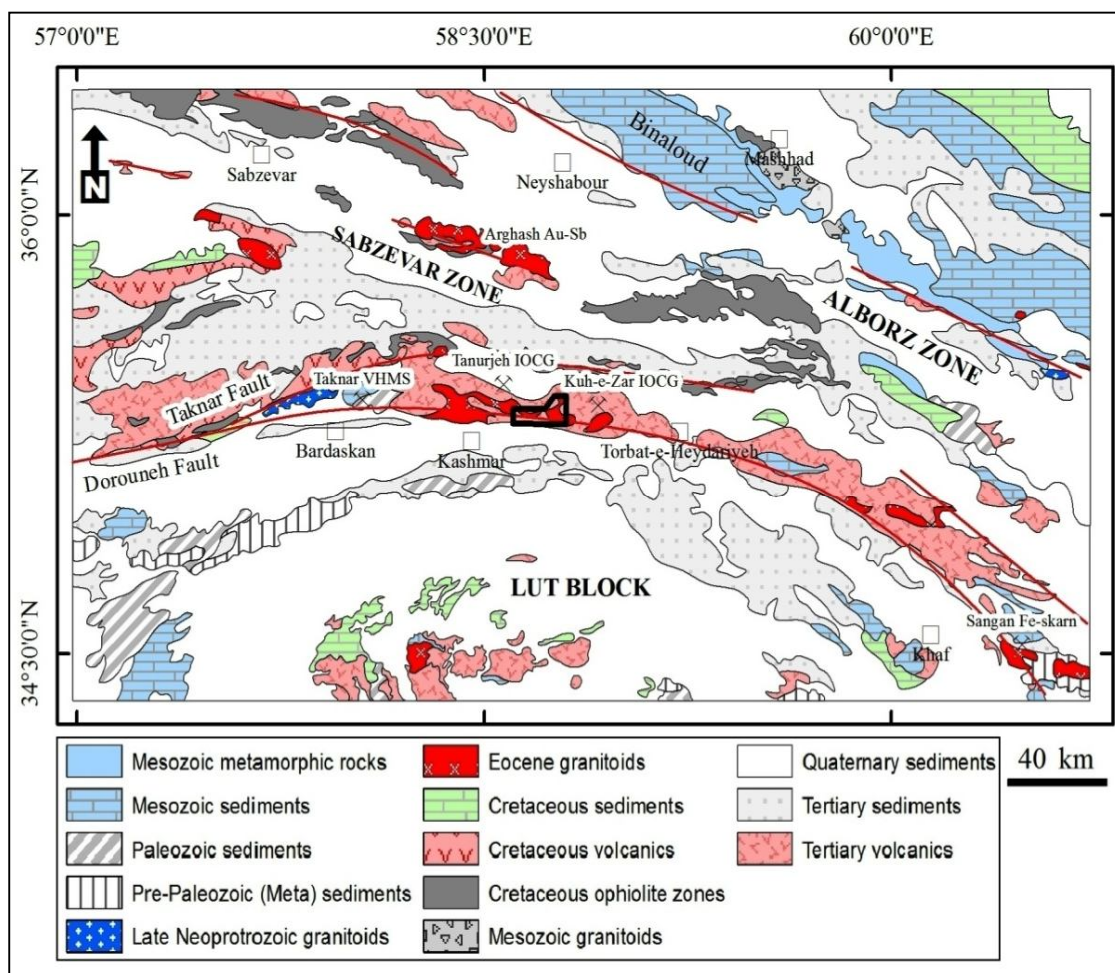
5- دسته دایک‌های موازی کوارتز مونزودیوریتی با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی. به استثنای دسته دایک‌ها، همه واحدها متحمل دگرسانی شده‌اند. دسته‌دایک‌ها بیانگر توده ماگمایی مافیک سردشده در عمق می‌باشند که عامل دگرسانی نیز محسوب می‌شوند.

براساس اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی، توده‌های مافیک حساسیت مغناطیسی از 559 تا 5×10^{-5} (SI) و گرانیتوئیدها از 2 تا 1654×10^{-5} (SI) نشان می‌دهند. مقدار حساسیت مغناطیسی آلکالی‌گرانیت از 3 تا 10^{-5} (SI) و 225 و دایک آپلیتی بیوتیت آلکالی‌گرانیت 305×10^{-5} (SI) است. دسته دایک‌های کوارتز مونزودیوریتی حساسیت مغناطیسی 1068×10^{-5} (SI) دارند. بر این اساس توده‌های مافیک، گرانیتوئیدها و دسته دایک‌های موازی ویژگی اکسیدان (سری مگنتیتی) دارند. آلکالی‌گرانیت و آپلیت ویژگی احیایی (سری ایلمنیتی) از خود نشان می‌دهند. مطالعات ژئوشیمی توده‌های نفوذی منطقه، ماهیت کالکوالکالان تا آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی همگی آنها را معلوم ساخته است (Almasi, 2015).

مطالعات ساختاری بر روی تصاویر ماهواره‌ای و بررسیهای صحرایی نشان می‌دهد، که توده آلکالی‌گرانیت A با دو روند

شکلهای 2 و 4). با توجه به این‌که شکستگیهای P بعد از کشش (T) تشکیل می‌شوند، انتظار می‌رفت که دسته دایک‌ها، جوانتر از آلکالی‌گرانیت A باشند و آنرا قطع کرده باشند. مطالعات صحرایی و نقشه زمین‌شناسی مؤید این مطلب است.

هم‌جهت مشخص در راستای کشش (T در شکل 2) موازی شکستگیهای ریدل نوع R با زاویه 45° شمال‌شرقی - جنوب - غربی و دسته‌دایک‌های موازی در راستای شکستگی برشی نوع P (جهت شمال‌غربی - جنوب‌شرقی) نفوذ کرده‌اند (مقایسه



شکل 1. نقشه کلی زمین‌شناسی شمال‌شرق ایران (برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاسهای مختلف (Sahandi and Hosseini, 1990; Eftekharneshad et al., 1974; Vaezipour et al., 1993; Afsharharb et al., 1987; Naderi Mighan and Torshizian, 1999; Behroozi, 1988)). برخی از مهمترین ذخایر معدنی این قسمت از کشور در نقشه آمده است. محدوده مطالعاتی در شمال‌شرق کاشمر که با کادر سیاه مشخص شده، در کنتاکت بلا فصل گسل درونه در شمال بلوک لوت و جنوب زون‌های البرز و سبزوار، بین ذخایر IOCG تنورجه و کوه‌زر واقع شده است.

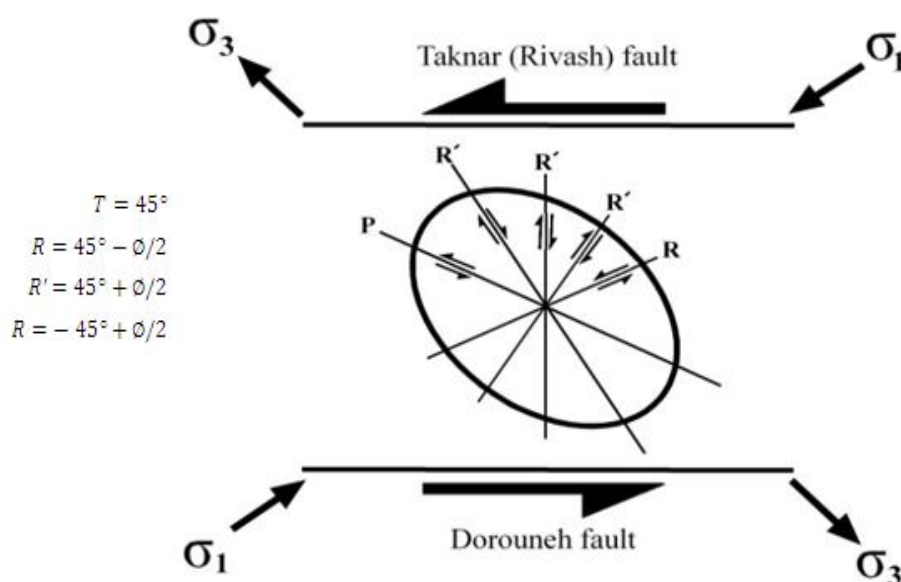
Fig. 1. General geological map of NE Iran (Compiled from geological maps in different scales (Sahandi and Hosseini, 1990; Eftekharneshad et al., 1974; Vaezipour et al., 1993; Afsharharb et al., 1987; Naderi Mighan and Torshizian, 1999; Behroozi, 1988)). Some of the most important ore deposits are shown in the map. The study area shown in northeast of Kashmar city by black frame, at contact of Dorouneh fault in north of Lut block and south of Alborz and Sabzevar zones, is located between Koh e Zar and Tanourjeh IOCG deposits.

با ساختار شکننا، ایجاد ارتباط بین ساختارها و مهاجرت محلول گرمایی ملموس‌تر است. درک این مسائل به انجام مطالعات دگرسانی و کانی‌سازی مؤثرتر، کمک شایانی می‌کند. کانولی و

نحوه مهاجرت محلول گرمایی، دگرسانی و کانی‌سازی در انتقال محلولهای گرمایی کانه‌دار، ساختارهای (گسلها و شکستگیها) یک منطقه نقش اصلی را ایفا می‌کنند. در مناطق

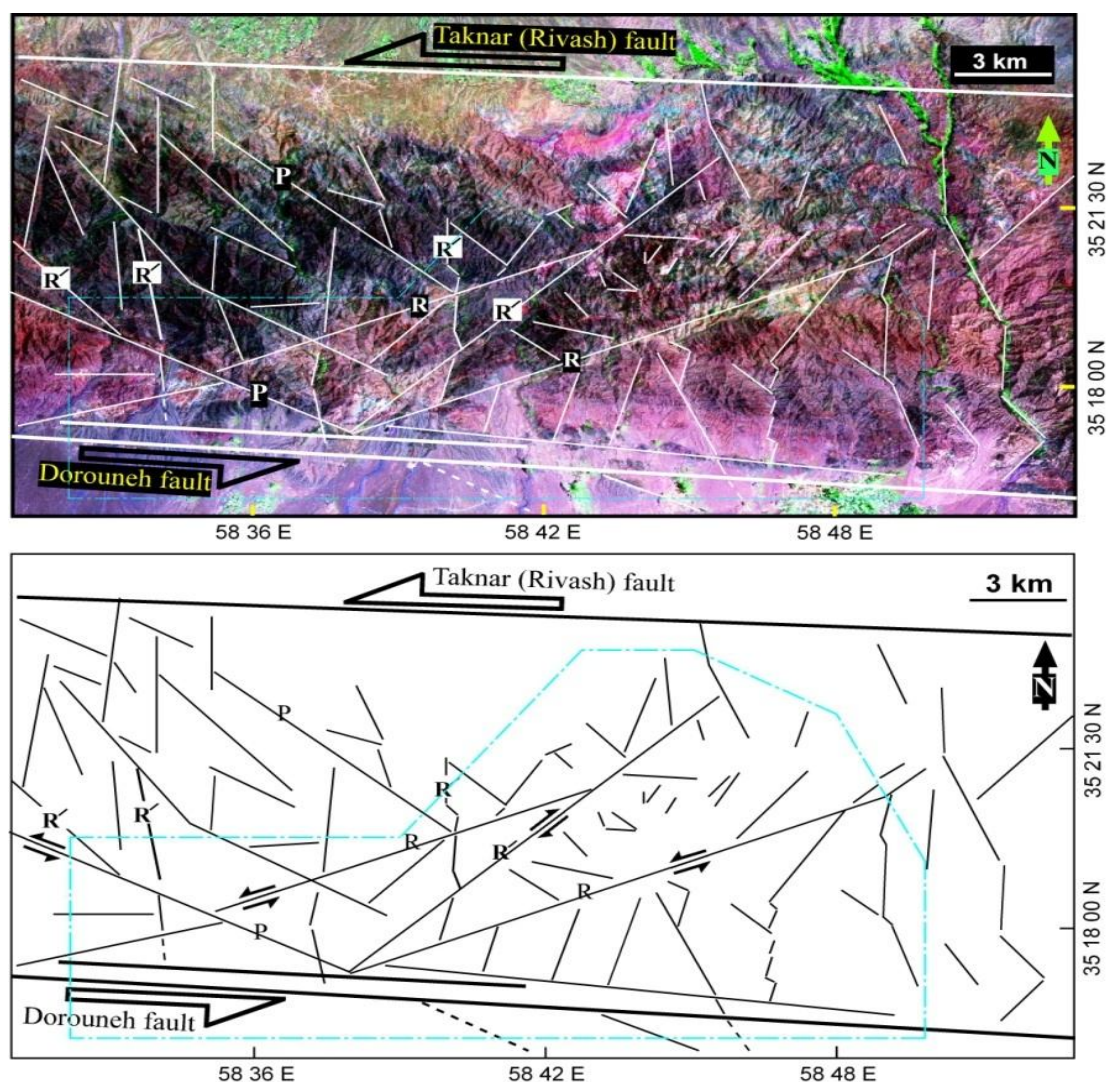
تصاویر آستر و مطالعه مقاطع میکروسکوپی، نقشه دگرسانی منطقه تهیه شد (شکل 7). براساس تقدم و تأخر نسبت به همدیگر، دگرسانی در کاشمر به صورت دو دگرسانی اصلی شامل: دگرسانی اولیه آرژلیک پیشرفته + سرسیتی + سیلیسی (K-Si) و دگرسانی تأخیری کربناتی - اکسید آهن - سیلیسی - اپیدوتی - کلریتی - سرسیتی - باریت (Ca-Fe-Si-Ba-K) قابل توصیف است. تمرکز دگرسانی اولیه در مجاورت گسل اصلی درونه و تلاقی آن با گسل‌های فرعی (بهاریه، اوچ-پلنگ و سرسفیدال) است (شکل 7). کلاهیهای سیلیسی و زون آرژلیک پیشرفته و متوسط در بهاریه، سرسفیدال و اوچ پلنگ به خوبی گسترش دارند. دگرسانی تأخیری در ارتفاعات کم‌رمد متمرکز است (شکل 7). تورمالین به صورت شعاعی و گاه همراه با کلریت، در برخی از شکستگیهای درون گرانیتهای های نوار جنوبی منطقه دیده می‌شود. مظلومی بجستانی (Mazloomi Bajestani, 2009) با مطالعه بر روی این تورمالین‌ها در منطقه سرسفیدال آن را از نوع دمورتیریت معرفی کرده است.

کاسگرو (Connolly and Cosgrove, 1999) آزمایشهای مختلفی برای به دست آوردن مدلی برای پیش‌بینی مهاجرت محلول گرمابی در یک زون برشی انجام دادند. آنها ادعا کرده‌اند که با افزایش تنش فشارشی ناحیه‌ای در زون‌های برشی، بیشترین مهاجرت محلول گرمابی از طریق گسل اصلی و در امتداد آن به صورت جانبی صورت می‌گیرد و بهترین محل برای به تله افتادن محلول، نقاط تلاقی گسل اصلی با گسل‌های فرعی است. با مقایسه و تعمیم نتایج این آزمایش‌های به ساختارها و شکستگیهای برشی موجود در محدوده مطالعاتی، نحوه مهاجرت محلول در کاشمر به صورت شکل 5 به دست آمد. براین اساس، محلول گرمابی در امتداد گسل اصلی درونه حرکت کرده و در محل تقاطع آن با شکستگیهای فرعی نوع ریدل R و P تزریق و به دام افتاده است. این مسأله سبب رخداد شدیدترین دگرسانی و نیز کانی‌سازی رگه‌ای در نقاط تلاقی شده است. مناطق بهاریه، اوچ پلنگ و سرسفیدال در این نقاط تلاقی واقع شده‌اند (شکل 5). پردازش تصاویر ماهواره آستر نیز مؤید این مدل است (شکل 6). با استفاده از



شکل 2. حرکت امتدالغز گسل‌های درونه و تکنار، رخداد برش ساده چپ‌گرد و شکستگیهای برشی نوع R و P با زاویه کم و موافق با جهت حرکت گسل درونه و شکستگیهای نوع R' با زاویه زیاد و مخالف با جهت حرکت درونه در محدوده شمال شرق کاشمر. کشش (T) منطبق بر زاویه 45° (تقریباً عمود بر شکستگیهای نوع R) است.

Fig. 2. Strike-slip movement of Dorouneh and Taknar faults, sinistral simple shear occurrence and low angle and compatible P and R shear fractures with faults movement and high angle and incompatible R' shear fractures in the study area in northeast of Kashmar. Tension (T) lie in 45° angle (near staple to R fractures).

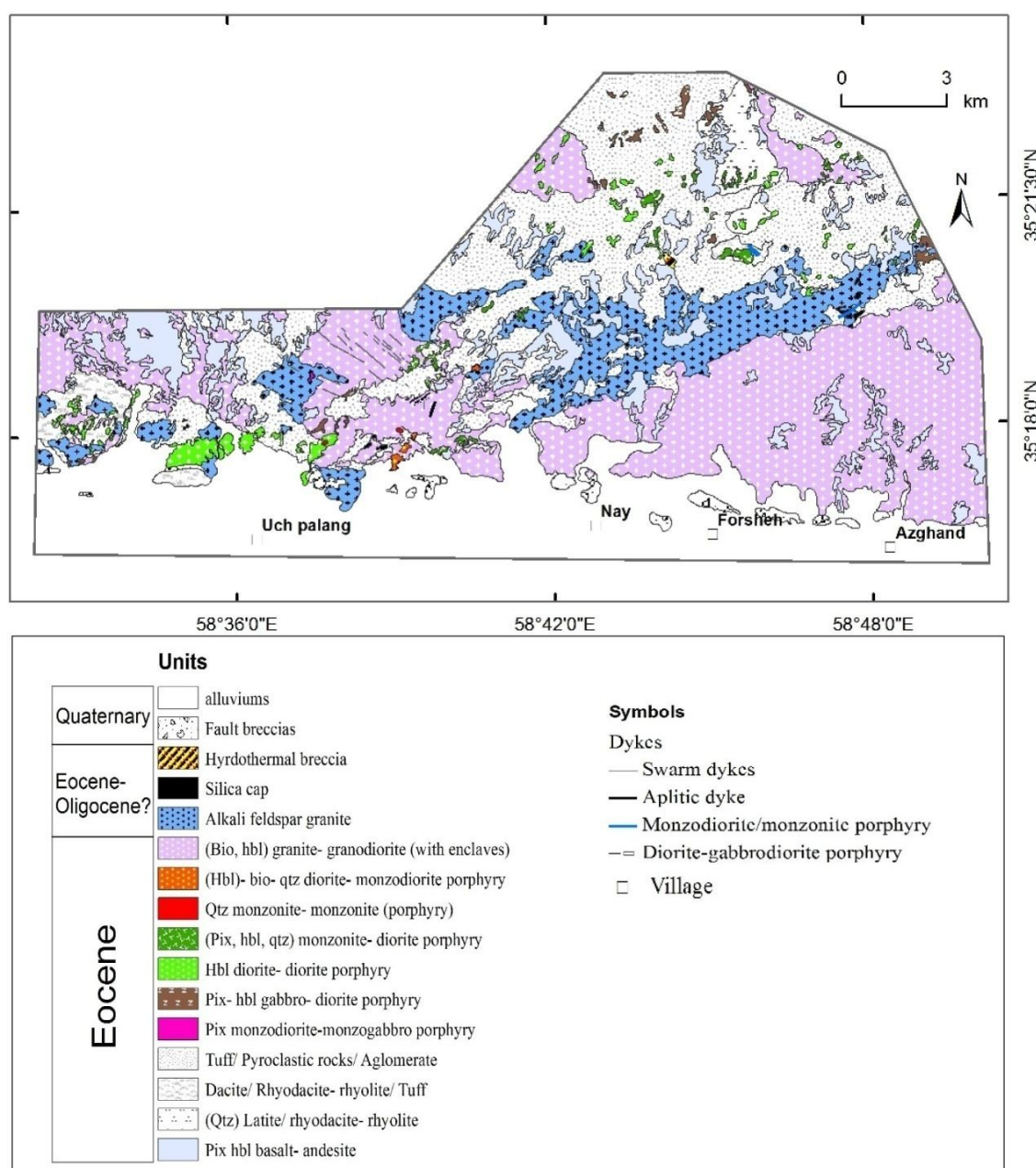


شکل 3. ترسیم گسل‌ها و شکستگی‌های اصلی محدوده شمال‌شرق کاشمر با تلفیق تصاویر ماهواره‌ای Landsat 7+ و IRS و تصاویر با کیفیت بالای Google earth و مطالعات صحرایی. محدوده مطالعاتی با کادر مشخص شده است. (شکستگی‌های P, R و R' مورد انتظار در شکل 2 در این‌جا نشان داده شده‌اند. همچنین بر طبق شکل 2، کشش منطقه‌ای بایستی در جهت عمود بر شکستگی‌های R رخ داده باشد).

Fig. 3. Principal faults and fractures depict in northeast of Kashmar by compilation of Landsat 7+, IRS and high-quality GoogleEarth images and field studies. The study area is shown by frame (prospectable P, R and R' fractures in Fig. 2 are shown in here). Also according to Fig. 2, regional tension must occur in the right angle to R fractures.

صرفاً بر روی شکستگی‌های ریدل نوع R و P در بهاریه و مرتبط با دگرسانی‌های اولیه شکل گرفته‌اند، اما رگه‌های IOCG بر روی گسل‌های منطقه کمرمرد در تمامی جهات رخ داده‌اند و با دگرسانی تأخیری همراهند (مقایسه شکل‌های 7 و 8). رگه‌های سولفید فلزات پایه دارای حداکثر طول 100 و عرض 4-8 متر و رگه‌های IOCG دارای حداکثر طول 85 و عرض بین 30 سانتی‌متر تا دو متر هستند. بعضاً عرض زون برش گرمایی - گسلی به 30 متر می‌رسد.

کانی‌سازی سطحی در منطقه کاشمر دارای شواهد نسبتاً ضعیفی است و عمدتاً به‌صورت رگه‌های سیلیسی کانهدار و به‌ندرت به‌صورت برش گرمایی - گسلی و افشان در منطقه رخ داده است (شکل 8). براساس مطالعات میکروسکوپی، نوع و فراوانی کانیه‌های فلزی و پاراژنز کانیایی فلزی و باطله (شکل 9)، رگه‌ها به دو دسته قابل تقسیم‌اند: رگه‌های سولفید فلزات پایه (کالکوپیریت، پیریت و گالن) و رگه‌های IOCG (اسپیکولاریت ± فلزات پایه ± طلا). رگه‌های سولفید فلزات پایه



شکل 4. نقشه زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی شمال شرق کاشمر با مقیاس 1:20000. به روند نفوذ آلکالی‌گرانیت که بر اثر کشش منطقه‌ای رخ داده توجه شود (مقایسه با شکل‌های 2 و 3). دسته‌دایک‌های موازی در جهت شکستگی‌های نوع P (مقایسه با شکل‌های 2 و 3) نفوذ کرده‌اند.

Fig. 4. Geological map of the study area in northeast of Kashmar in 1:20,000 scale. Pay attention to Alkali granite intrusion trend which occur due to regional tension (compare to Figs. 2 and 3). Parallel dyke swarms intruded in compatible to P fractures (compare to Figs. 2 and 3).

رگه IOCG به طول تقریبی 7 متر و عرض 15 سانتی‌متر که در تپه‌های شمال غرب بهاریه دیده شد، آثاری از این نوع رگه در بهاریه و اوچ پلنگ وجود ندارد (شکل 8). اما در سرسفیدال که در جنوب کمرمرد واقع شده و در تراز ارتفاعی بالاتری نسبت به بهاریه و اوچ پلنگ است، فراوانی رگه‌های IOCG

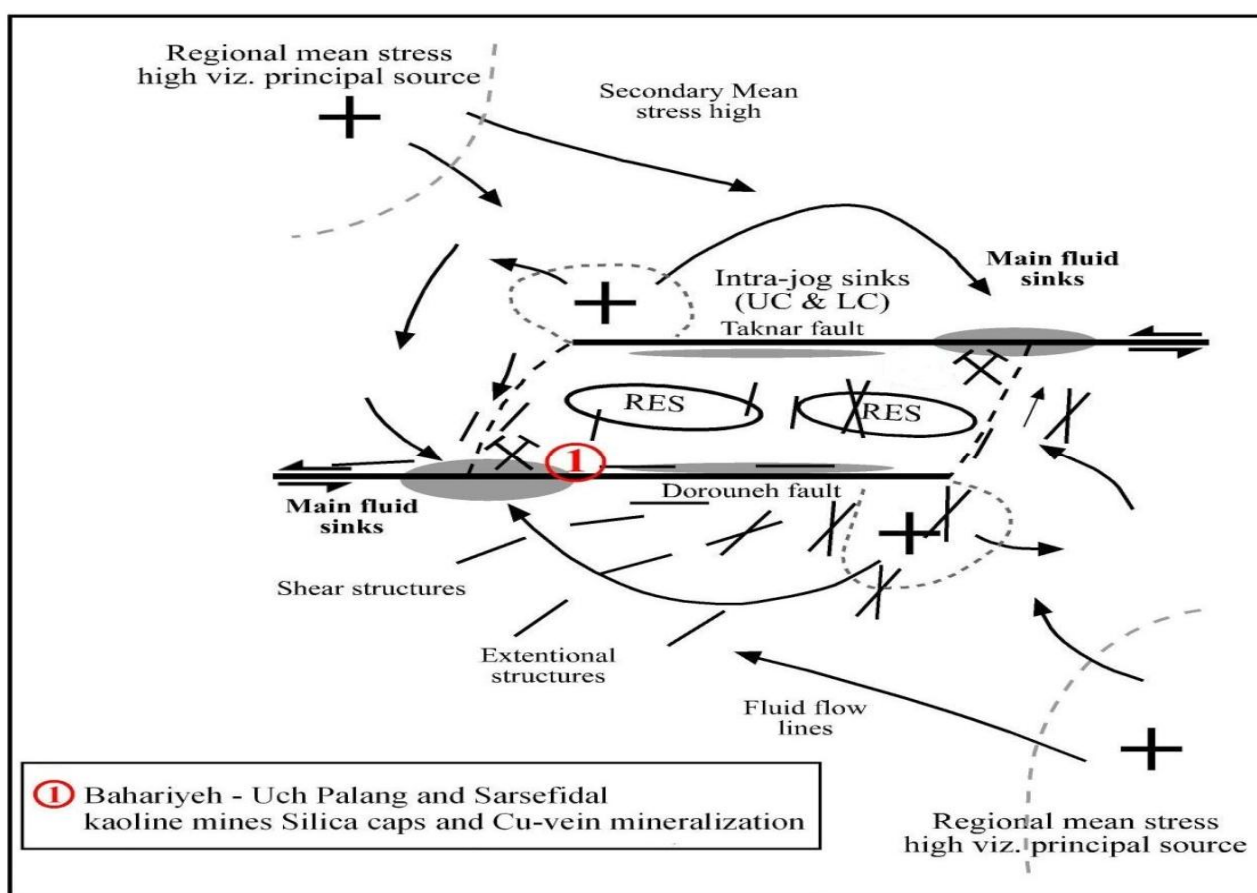
سنگ میزبان برش داسیت و توده نفوذی کوارتز دیوریتی بوده و قطعات برش از سنگ میزبان و قطعات کوارتز درشت و ریز زاویه‌دار تشکیل شده که با سیمان غالباً سیلیسی و جزئی سیدریت که در آن مقادیر کمی اسپیکیولاریت ± دانه‌های خیلی کم مگنتیت وجود دارد، به هم چسبیده شده‌اند. به‌استثنای یک

بیشتر است، اما خبری از رگه‌های سولفید فلزات پایه نیست (شکل 8). رگه‌های سولفید فلزات پایه در تراز ارتفاعی پایین‌تر از رگه‌های IOCG و در گسل‌های مجاور گسل درونه، کلاهک‌های سیلیسی و زون آرژلیک پیشرفته تشکیل شده‌اند (مقایسه شکل‌های 7 و 8). کلاهک‌های سیلیسی فاقد حفره‌اند که نشان‌دهنده عدم رخداد جوشش است. با نزدیک شدن محلول گرمایی به سطح زمین و تمایل به خارج شدن گازهای آن، امکان تشکیل کوارتز حفره‌دار به وجود می‌آید (Sillitoe, 2003). نبود کوارتز حفره‌دار نشان می‌دهد که محلول در عمق سرد شده و سطح تراز فعلی منطقه در محل کلاهک‌های سیلیسی بیانگر سطح تراز قدیمی نیست و آشکارشدن کلاهک‌های سیلیسی در سطح کنونی ناشی از فرسایش بخش‌های فوقانی است. بررسی شواهد دیگری مانند مطالعات سیالات درگیر بر روی رگه‌های سیلیسی کانه‌دار منطقه، عدم رخداد جوشش را تأیید می‌کند (Almasi, 2015). نبود رگه‌های IOCG (به‌استثنای یک رگه، شکل 8)، اثبات تشکیل کلاهک‌های سیلیسی در عمق و پایین بودن تراز فعلی در بهاریه و اوچ پلنگ نشان می‌دهد که به احتمال قوی، رگه‌های IOCG در بهاریه و اوچ پلنگ بر اثر فرسایش از بین رفته‌اند. براساس مطالعات مینرالوگرافی، فراوانی نوع کانیهای فلزی و روابط پاراژنزی آنها با هم و با کانیهای باطله (شکل 9)، رگه‌های سولفید فلزات پایه به دو زیرگروه و رگه‌های IOCG به سه زیرگروه پاراژنزی قابل تقسیم‌اند. در رگه‌های سولفید فلزات پایه، کانیهای فلزی عمدتاً کالکوپیریت، پیریت و گالن هستند (شکل‌های 9 و 10 - A و B). اکسیدهای ثانویه همتایت و لیمونیت و کربنات‌های مالاکیت و آزوریت فراوان هستند. زیرگروه I شامل کوارتز - کالکوپیریت ± پیریت ± کلریت ± اسفالریت ± گالن (شکل 10 - A) و زیرگروه II شامل گالن ± کالکوپیریت ± کلریت ± پیریت ± کلسیت (شکل 10 - B) هستند. زیرگروه I در رگه‌های مجاور بهاریه با کانی غالب کالکوپیریت و پیریت و مقادیر بسیار کم گالن و رگه‌های زیرگروه II با فاصله از بهاریه با کانی غالب گالن و مقادیر بسیار کم کالکوپیریت دیده شد. براساس مطالعات دماسنجی سیالات درگیر، با کاهش دما ابتدا زیرگروه I پاراژنزی و پس از آن زیرگروه II تشکیل شده است (Almasi, 2015). کانیهای فلزی تشکیل‌دهنده رگه‌های IOCG به‌ترتیب فراوانی عبارتند

از: اسپکیولاریت، گالن، کالکوپیریت، پیریت و اسفالریت (شکل‌های 9 و 10 - C, D, E, F و G). کانیهای حاصل از هوازدگی لیمونیت، همتایت، مالاکیت و آزوریت و کانیهای باطله به‌ترتیب شامل کوارتز، باریت، کلریت، کمی سرسیت و کربنات آهن‌دار (سیدریت) و کلسیم (کلسیت) هستند. وجود کانیهای اسپکیولاریت و کالکوپیریت، به‌ترتیب دلالت بر شرایط فرااکسایش و فقیر از سولفور محلول گرمایی دارد. براساس نوع و فراوانی کانیهای فلزی و باطله، رگه‌های IOCG در منطقه به سه زیرگروه قابل تقسیم‌اند: زیرگروه I (کوارتز - پیریت - کالکوپیریت - گالن ± اسفالریت ± اسپکیولاریت ± مگنتیت ± سایر کانیها) (شکل 10 - C و D)، زیرگروه II (کوارتز - گالن - پیریت ± اسفالریت ± کالکوپیریت ± مگنتیت ± باریت ± سیدریت و سایر کانیها) (شکل 10 - E و F)، زیرگروه III (کوارتز - اسپکیولاریت ± کالکوپیریت ± گالن ± اسفالریت ± مگنتیت ± باریت ± سیدریت) (شکل 10 - G). کاهش مقادیر پیریت و کالکوپیریت از زیرگروه I و به موازات آن، افزایش مقادیر گالن + باریت در زیرگروه II و اسپکیولاریت + باریت در زیرگروه III و نیز شواهد دیگری چون وجود غلاف گالن در اطراف تک‌دانه‌های پیریت در زیرگروه II (شکل 10 - E) نشان‌دهنده کاهش مقدار سولفور در محلول گرمایی با پیشرفت در سرد شدن آن است. مطالعات دماسنجی سیالات درگیر این رگه‌ها (Almasi, 2015)، مؤید این موضوع است. براساس نتایج تجزیه تعداد 28 نمونه کانی‌سازی از رگه‌ها (جدول 1)، مقادیر مس، سرب و روی در هر دو نوع رگه بی‌هنجاری داشته (در دو سری رگه تا $1 <$ درصد) اما در رگه‌های IOCG قابل توجه‌تر از رگه‌های سولفید فلزات پایه است. مقادیر زیاد (بیش از یک درصد) طلا، مس، سرب و روی غالباً بر رگه‌های گروه I پاراژنزی رگه‌های IOCG متمرکز است (جدول 1: نمونه‌های 105-27-24-13-11-KM6). اما مقدار مس و سرب در رگه‌های سولفید فلزات پایه نیز تا < 1 درصد می‌رسد (جدول 1: مقادیر مس در نمونه‌های 5-BM3 منطبق بر زیرگروه I پاراژنزی و سرب در نمونه‌های 101-BM101 و 101-KM101 منطبق بر زیرگروه پاراژنزی II). بی‌هنجاری قابل توجه طلا (بیش از یک تا حداکثر 15 پی‌پی‌ام) فقط در رگه‌های IOCG دیده می‌شود (جدول 1: نمونه‌های 24-KM11 و 25-27 که نمونه 11-KM مربوط به زیرگروه پاراژنزی III و مابقی مربوط به زیرگروه I هستند).

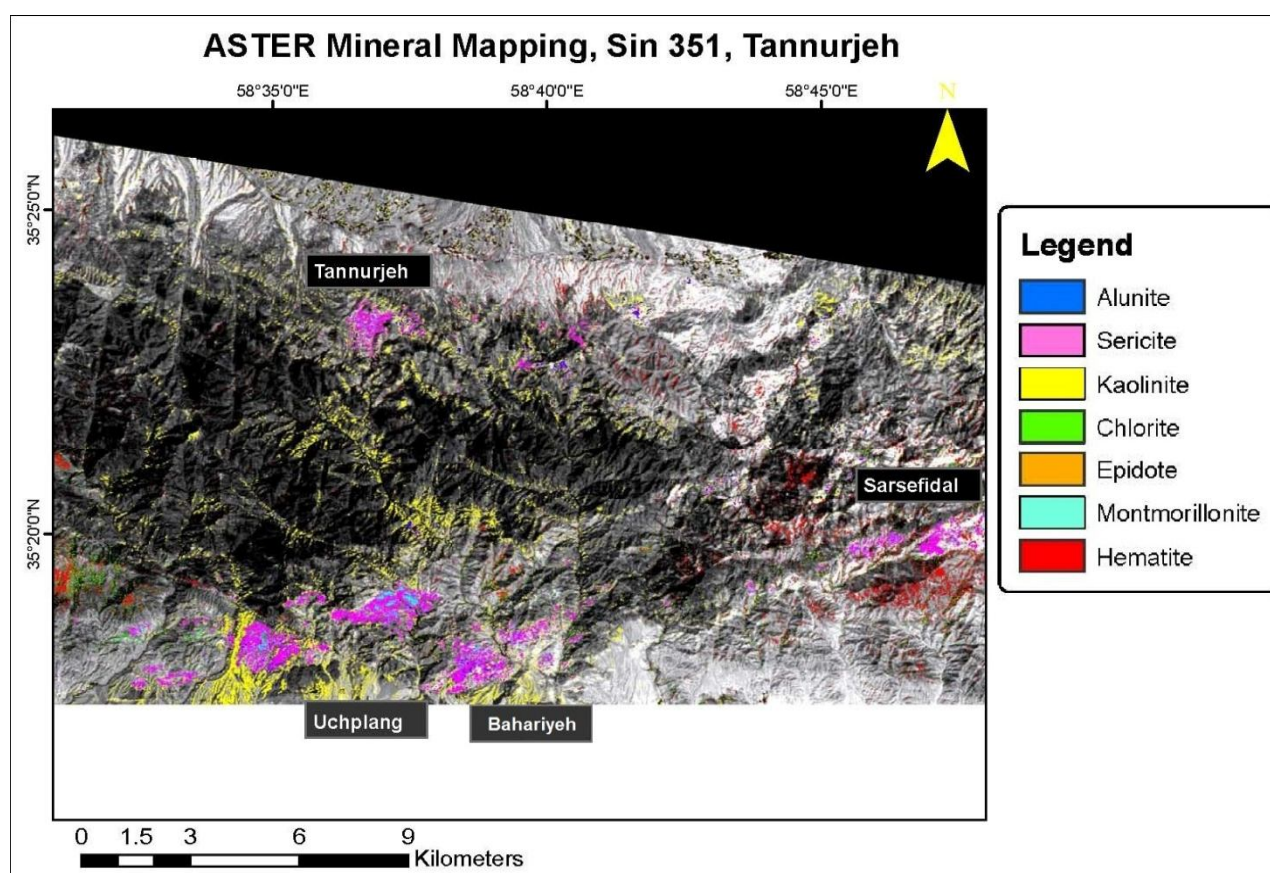
این مسأله وابستگی طلا به پارائنز اسپکیولاریت + سولفیدهای مس، سرب و روی را نشان می‌دهد. در کانسار طلای کوه‌زر که یک ذخیره طلای نوع IOCG معرفی شده است و در مجاورت منطقه (در شرق کمرمرد) واقع شده است، طلا از نظر پارائیزی با اسپکیولاریت و کالکوپیریت همراه است (Mazloomi, 2009). مقدار منگنز تقریباً در همه در رگه‌ها خصوصاً در رگه‌های IOCG و مقدار باریم در رگه‌های IOCG بالاست. مقدار زیاد منگنز در هر دو سری از رگه‌ها، شرایط اکسیداسیون بالای محلول گرمابی را نشان می‌دهد

(Brookins, 1988). علاوه بر منگنز، مقادیر نسبتاً زیاد باریم (به‌صورت باریت دانه‌درشت تیغه‌ای در رگه‌ها) و آهن اسپکیولاریت نیز در رگه‌های IOCG، به‌وضوح بر شرایط اکسیدان‌تر محلول در ایجاد این رگه‌ها دلالت دارد. نتایج تجزیه در محیط GIS به نقشه‌های ژئوشیمی رگه‌ها (پراکندگی عناصر در رگه‌های منطقه) تبدیل شد (شکلهای 11، 12، 13 و 14).



شکل 5. نمودار خلاصه نشان‌دهنده جریان محلول درون و اطراف یک زون برشی با تنش فشاری ناحیه‌ای (Connolly and Cosgrove, 1999) و ارجاع آن به تغییرات و کانی‌سازی در شمال‌شرق کاشمر. در این مدل، مناطق اصلی برای کانی‌سازی در فضای بین دو دیواره برش (بین گسل‌های درونه و تکنار (محدوده RES)) پیش‌بینی شده است. مکانهای احتمالی برای کانی‌سازی نیز منطبق بر مناطق با بالاترین جریان محلول (Main fluid sink) است. مناطق بهاریه، اوچ پلنگ و سرسفیدال در محل تقاطع گسل درونه با گسل‌های فرعی، مناطق با بیشترین جریان محلول (main fluid sink) و شدیدترین دگرسانی قرار دارند.

Fig. 5. Summary diagram illustrating the fluid flow within and around a shear zone with regional compression (Connolly and Cosgrove, 1999) and referring it to alteration and mineralization occurrence in northeast of Kashmar. In this model, principal areas for mineralization are predicted in the space between two shear walls (between Dorouneh and Taknar faults (RES area)). Probable areas for mineralization also correlate with highest fluid flow (Main fluid sink). Bahariyeh, Uchpalang and Sarsafidal areas are located in crosscutting points between Dorouneh fault with minor faults, areas with highest fluid flow (Main fluid sink) and most intensive alteration.

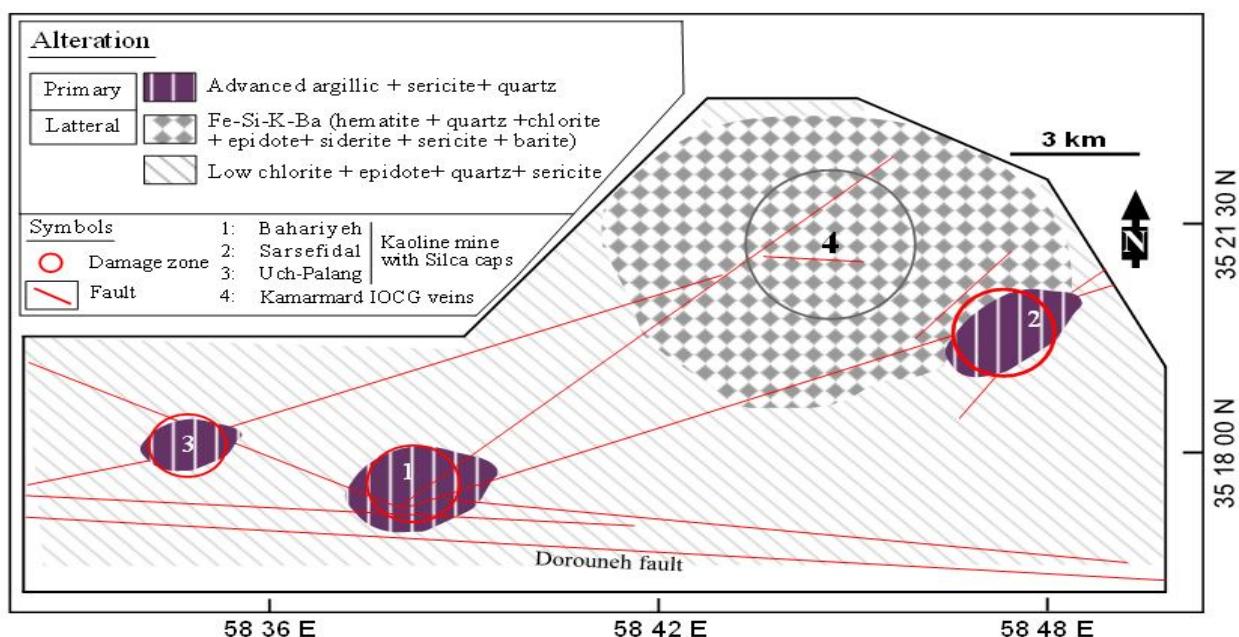


شکل 6. تصویر پردازش شده ماهواره Aster منطقه شمال شرق کاشمر. مناطق بهاریه- اوچ پلنگ و سرسفیدال دارای بیشترین شدت دگرسانی‌اند محل دگرسانیها با مناطق پیش بینی شده در شکل 7 همخوانی کامل دارد.

Fig. 6. Processed Aster image of northeast of Kashmar area. Bahaiyeh, Uchpalang and Sarsefidal areas have highest intense alteration. The positions of alterations are fully correlated with predicted areas in Fig. 7.

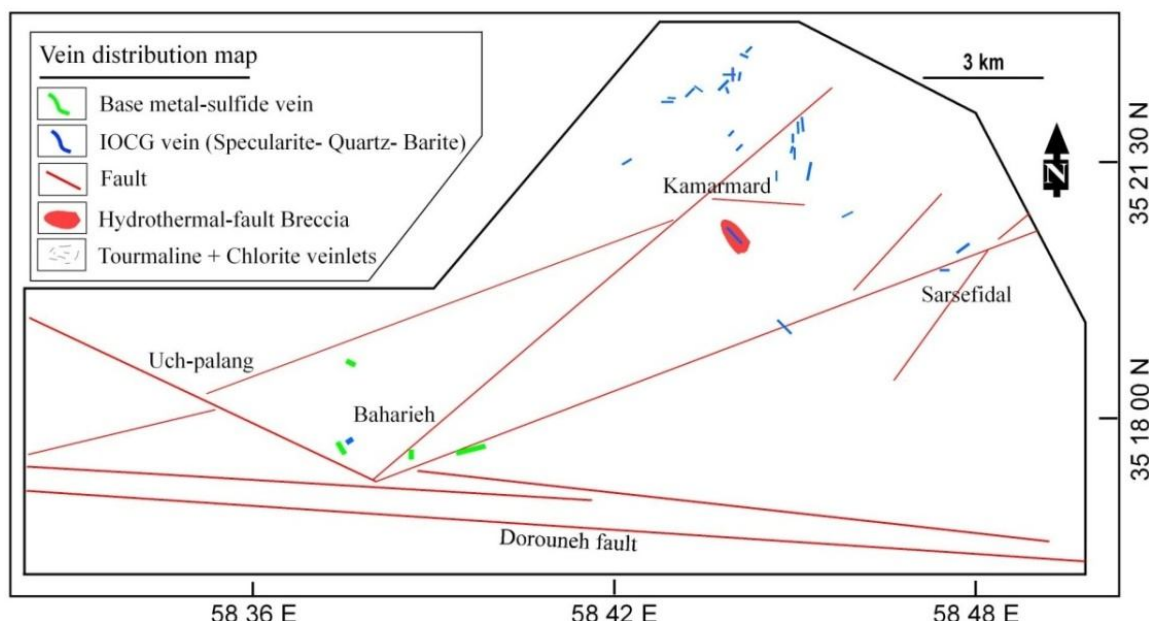
تجزیه نمونه کل سنگ و با توجه به سن 40 میلیون سال آمده است. میانگین نسبت ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای توده‌های اکسیدان به ترتیب بین 0/705 تا 0/707 و 0/5125 تا 0/5126 است. با توجه به این که سری احیایی سنی جوانتر از 40 میلیون سال دارد، نسبت ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ این سری بیشتر از این مقادیر خواهد بود. مقدار ϵNdI توده‌های اکسیدان در بازه محدود منفی تا مثبت (1/65- تا 1/33) به دست آمد. براساس نمودار نسبت‌های اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Zindler and Hart, 1986) (شکل 16)، مقادیر به دست آمده برای سری اکسیدان قدیمی‌تر از سری احیایی، منشأ فرورانش با آرایش پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهند.

سن‌سنجی **U-Pb** زیرکن و ایزوتوپ‌های **Rb-Sr** و **Sm-Nd** پس از مطالعات دقیق پتروگرافی و پترولوژیکی، از توده‌های نفوذی اکسیدان (سری I)، نمونه بیوتیت هورنبلند کوارتز مونزودیوریت/مونزونیت پورفیری (به عنوان نماینده‌ای از توده-های حدواسط- اسیدی سری اکسیدان) برای سن‌سنجی انتخاب شد. نتایج محاسبه و تعیین سن ایزوتوپی در جدول 2 و شکل 15 نشان داده شده است. بر پایه 10 نقطه اندازه‌گیری روی دانه‌های زیرکن، سن توده بیوتیت هورنبلند کوارتز مونزودیوریت/مونزونیت پورفیری برابر با 40 میلیون سال محاسبه شد (جدول 2 و شکل 15). با توجه به روابط صحرایی، توده احیایی (سری A) سنی جوانتر از 40 میلیون سال دارد. در جدول‌های 3 و 4 مقدار ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه 5 نمونه از توده‌های نفوذی I که از نظر روابط صحرایی قدیمی‌تر از سری A در منطقه هستند، با



شکل 7. نقشه دگرسانی 1:20000 شمال شرق کاشمر. محلول گرمابی در محل تقاطع گسل‌های فرعی با گسل اصلی درونه سبب دگرسانی K-Si (آرژیلیک پیشرفته + سرسیت + کوارتز) در مناطق بهاریه، اوچ پلنگ و سرفیدال و دگرسانی‌های Fe-Ba-Si-K (اکسیدهای آهن و تیتان - کوارتز - کلریت - باریت ± سرسیت ± اپیدوت) و Ca-Fe-Ti-Si (کلسیک (کلریت - اپیدوت - کلسیت) - اکسیدهای آهن و تیتان + تیتانیت - کوارتز) در کمرمرد شده است.

Fig. 7. Alteration map of Kashmar in 1:20,000 scale. In intersections of secondary faults with principal Dorouneh faults, hydrothermal fluid causes K-Si (advanced argillic + sericite + quartz) in Bahariyeh, Uchpalang and Sarsefidal and Fe-Ba-Si-K (Fe-Ti oxides-quartz-chlorite-barite±sericite±epidote) and Ca-Fe-Ti-Si (calcic (chlorite-epidote-calcite)-Fe-Ti oxides-titanite-quartz) alterations in Kamarmard area.



شکل 8. نقشه پراکندگی رگه‌های کانهدار (رگه‌های فلزات پایه و رگه‌های IOCG) در شمال شرق کاشمر. رگه‌های فلزات پایه در بهاریه و نزدیک به گسل درونه ولی رگه‌های IOCG غالباً در کمرمرد متمرکزند.

Fig. 8. Distribution map of ore-bearing veins (base metal-sulfide veins and IOCG veins) in northeast of Kashmar. Base metal-sulfide veins are concentrated in Bahariyeh and near to Dorouneh fault, while IOCG veins in Kamarmard area.

جدول 1. نتایج تجزیه نمونه‌های رگه‌های سولفید فلزات پایه و IOCG در منطقه شمال شرق کاشمر. نمونه‌های مربوط به رگه‌های سولفید فلزات پایه با علامت (*) مشخص شده است.

Table 1. Analysis results of base metal-sulfide veins and IOCG veins in northeast of Kashmar. Samples of base metal-sulfide veins are shown with (*) symbol.

Sample	Cu (ppm)	Au (ppb)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ag (ppm)	W (ppm)	As (ppm)	Fe (%)	Mn (ppm)	Ba (ppm)
KM1	479	24	48	37	0.2	۲۰	26	7	1087	75
KM3	52	55	32	57	1.2	1	27	5	303	269
KM4	614	178	122	25	2.7	1	103	8	387	475
KM6	6304	33	964	130	9.2	1	84	15	142	141
KM7	51	6	172	201	0.3	0	2	6	4639	1055
KM10	110	16	324	164	2	18	73	8	1255	1483
KM11	6265	1295	24	575	4	2	139	3	805	491
KM12	87	5	6169	95	7.4	7	6	1	645	437
KM13	1781	11	>10000	>10000	49.6	2	183	1	212	58
KM14	334	5	>10000	152	5.7	0	8	1	409	196
KM16	420	6	22	88	0.2	1	3	1	376	2283
KM17	1176	18	54	63	0.3	1	10	1	248	1236
KM18	955	5	877	183	5.1	5	7	3	547	2283
KM19	190	10	25	15	0.2	0	3	0	55	1020
KM20	227	3	70	32	0.2	2	8	1	320	2586
KM21	152	3	237	48	0.4	1	3	2	451	2748
KM22	414	28	5226	104	3.4	1	3	1	3551	115
KM23	868	6	207	127	6.9	1	19	1	3177	2726
KM24	339	2614	4413	>10000	5.1	0	21	5	6137	76
KM25	1389	14963	>10000	>10000	22.2	<0.1	36	6	7366	44
KM27	264	6748	1578	2147	4.7	0	18	3	3418	61
KM105	>10000	64	487	1193	3.6	11	50	16	1415	111
BM6	4676	4	19	72	0	2	3	4	1247	66
BM3*	>10000	116	106	347	0.6	2	8	7	2630	133
BM5*	>10000	27	80	302	0.9	0	172	3	847	163
BM101*	593	69	6605	328	56.1	0	22	5	69	119
KM101*	1676	7	1472	384	1.5	1	15	1	6134	41
KM102*	143	7	79	90	1.1	17	25	5	7645	306

Paragenetic sequence of Base-metal sulfideveins				Paragenetic sequence of IOCG veins			
Mineral	Early Hypogene	Late	Oxidized zone	Mineral	Early Hypogene	Late	Oxidized zone
Quartz				Quartz	---		
Chalcopyrite	---			Barite	---		
Pyrite	---			Chalcopyrite	---		
Sphalerite	---			Pyrite	---		
Galena		---		Magnetite	---		
Chlorite				Specularite	---		
Malachite				Sphalerite		---	
Azurite				Galena		---	
Limonite				Chalcocite			---
				Covelite			---
				Siderite		---	
				Calcite		---	
				Malachite			
				Hematite			
				Geothite			
				Limonite			

شکل 9. توالی پاراژنزی برای کانیهای فلزی و غیر فلزی رگه‌های سیلیسی کانه‌دار (رگه‌های سولفید فلزات پایه و رگه‌های IOCG) در شمال شرق کاشمر.

Fig. 9. Paragenetic sequence for ore and gangues of ore-bearing silicified veins (base metal-sulfide veins and IOCG veins) in northeast of Kashmar.

جدول 2. نتایج تجزیه سن‌سنجی نمونه کوآرتز مونزونیت توده‌های نفوذی نوع I شمال شرق کاشمر.

Table 2. Dating analysis results of quartz monzonite of I-type intrusive rocks in northeast of Kashmar

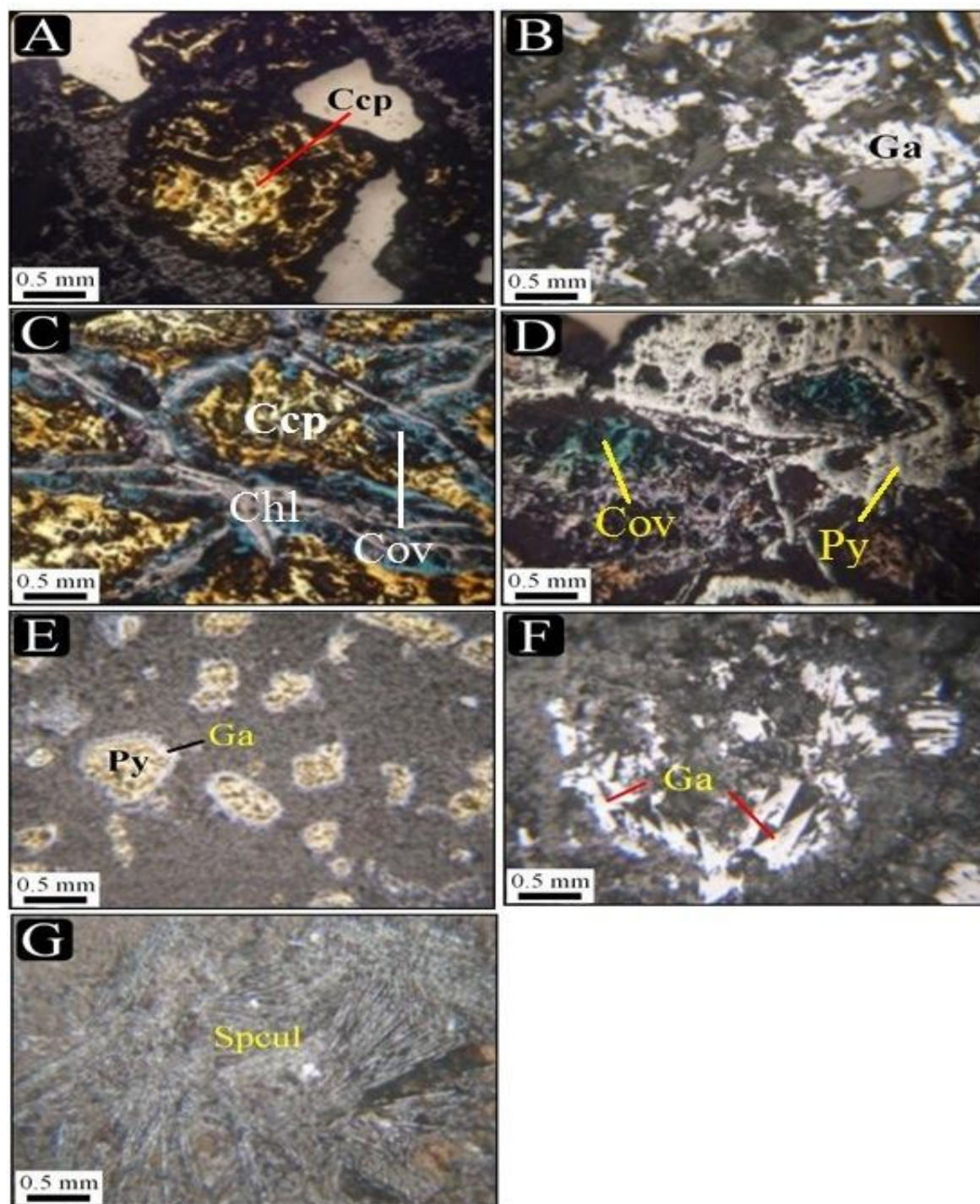
Sample	U(ppm)	Th(ppm)	U/Th	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm(\%)$	Age
1	5.70	6.64	0.86	0.0485	7.3	0.0450	2.9	0.0067	2.9	43.2
2	1.70	1.30	1.31	0.0548	30.7	0.0557	6.7	0.0074	6.7	47.4
3	4.78	5.96	0.80	0.2071	11.3	0.2361	3.8	0.0083	3.7	53.0
4	4.88	2.59	1.88	0.0481	2.7	0.0419	2.4	0.0063	2.3	40.6
5	2.04	1.05	1.94	0.0485	3.0	0.0423	3.8	0.0063	3.8	40.6
6	1.52	1.12	1.36	0.0499	3.6	0.0434	4.8	0.0063	4.7	40.5
7	3.24	3.53	0.92	0.0485	5.0	0.0421	8.2	0.0063	8.2	40.4
8	1.56	9.10	0.17	0.0482	2.6	0.0417	1.3	0.0063	1.2	40.3
9	2.00	1.25	1.60	0.0479	12.0	0.0413	3.0	0.0063	2.9	40.2
10	1.63	1.23	1.33	0.0491	2.2	0.0423	1.3	0.0063	1.2	40.2

جدول 3. داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Rb-Sr سنگهای نفوذی نوع I شمال شرق کاشمر

Table 3. Isotopic data related to Rb-Sr isotopes for I-type intrusive rocks in northeast of Kashmar

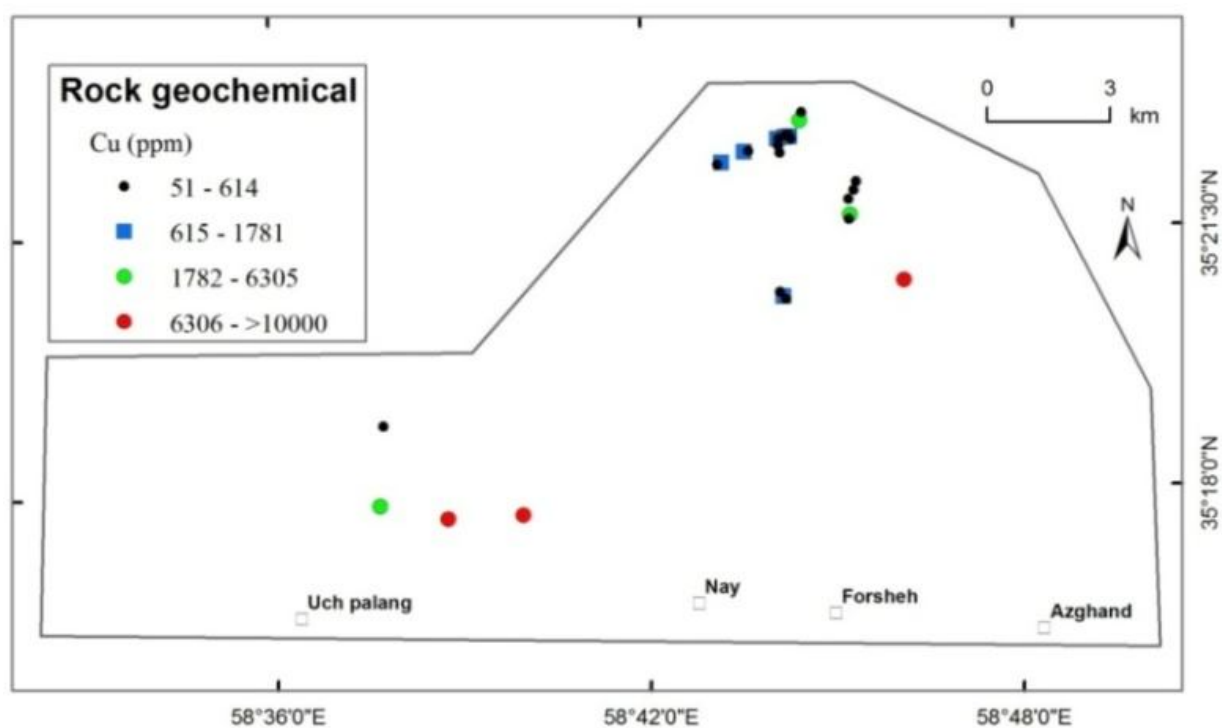
Sample	Age (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ uncertainty	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ measured	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial
BP-25	40	16.8	58.2	0.835	0.000007	0.706388	0.705914
BP-103	40	64.9	359	0.523	0.000010	0.705890	0.705593
SP-20	40	74.4	379	0.568	0.000007	0.705824	0.705501
SP-7	40	72.7	340	0.619	0.000014	0.706113	0.705761
BP-11	40	94.6	393	0.696	0.000007	0.705741	0.705346

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710264 \pm 15$ (conf. lim 95%, N=13). 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 age 40 Ma (age based on zircon)



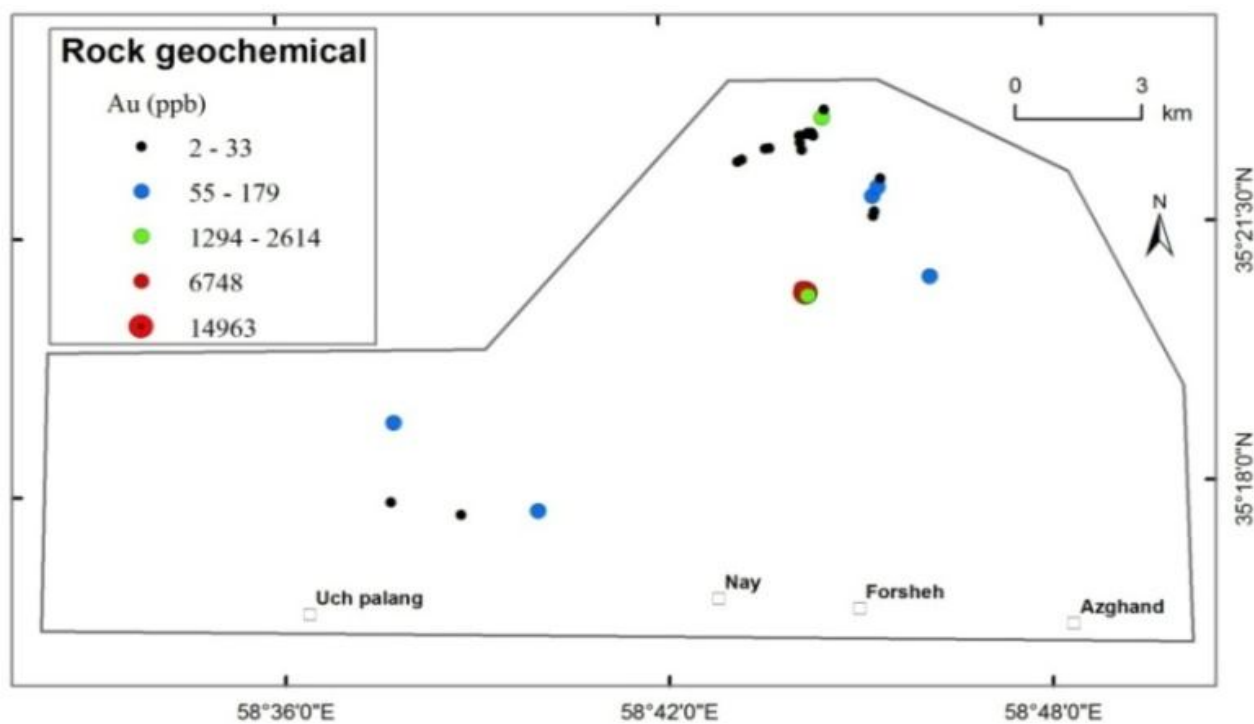
شکل 10. تصاویر مقاطع نازک صیقلی نمونه‌های رگه‌های سولفید فلزات پایه و رگه‌های IOCG در شمال‌شرق کاشمر: A, B: کالکوپیریت و گالن؛ C, D: کالکوپیریت-کالکوسیت-کوولیت در زیرگروه‌های پاراژنزی I و II رگه‌های سولفید فلزات پایه؛ E, F: گالن-پیریت و گالن در زیرگروه I؛ G: اسپکیولاریت در زیرگروه III. (کالکوپیریت: Ccp، کالکوسیت: Chl، کوولیت: Cov، گالن: Ga، پیریت: Py، اسپکیولاریت: Spcul).

Fig. 10. Polished-section images of base metal-sulfide veins and IOCG vein samples in northeast of Kashmar: A, B: Chalcopyrite and galena related to I and II paragenetic subgroup of base metal-sulfide veins, respectively; C to G are related to IOCG veins: C, D: Chalcopyrite-chalcocite-covellite in I subgroup; E, F: Galena-pyrite and galena in II subgroup; G: Specularite in III subgroup. (Chalcopyrite: Ccp, Chalcocite: Chl, Covellite: Cov, Galena: Ga, Pyrite: Py, Specularite: Spcul).



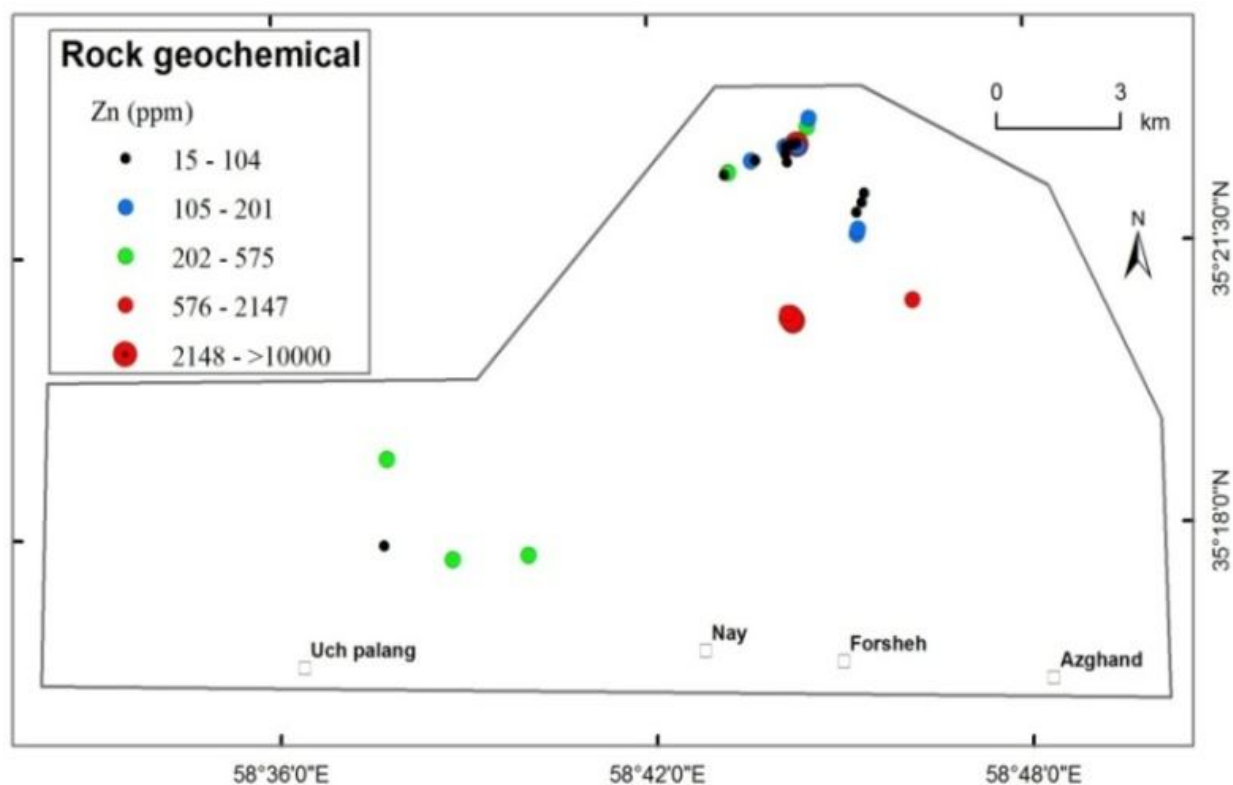
شکل ۱۱. نقشه ژئوشیمی مس رگه‌های سیلیسی کانه‌دار در شمال شرق کاشمر

Fig. 11. Copper geochemical map of ore-bearing silicified veins in northeast of Kashmar



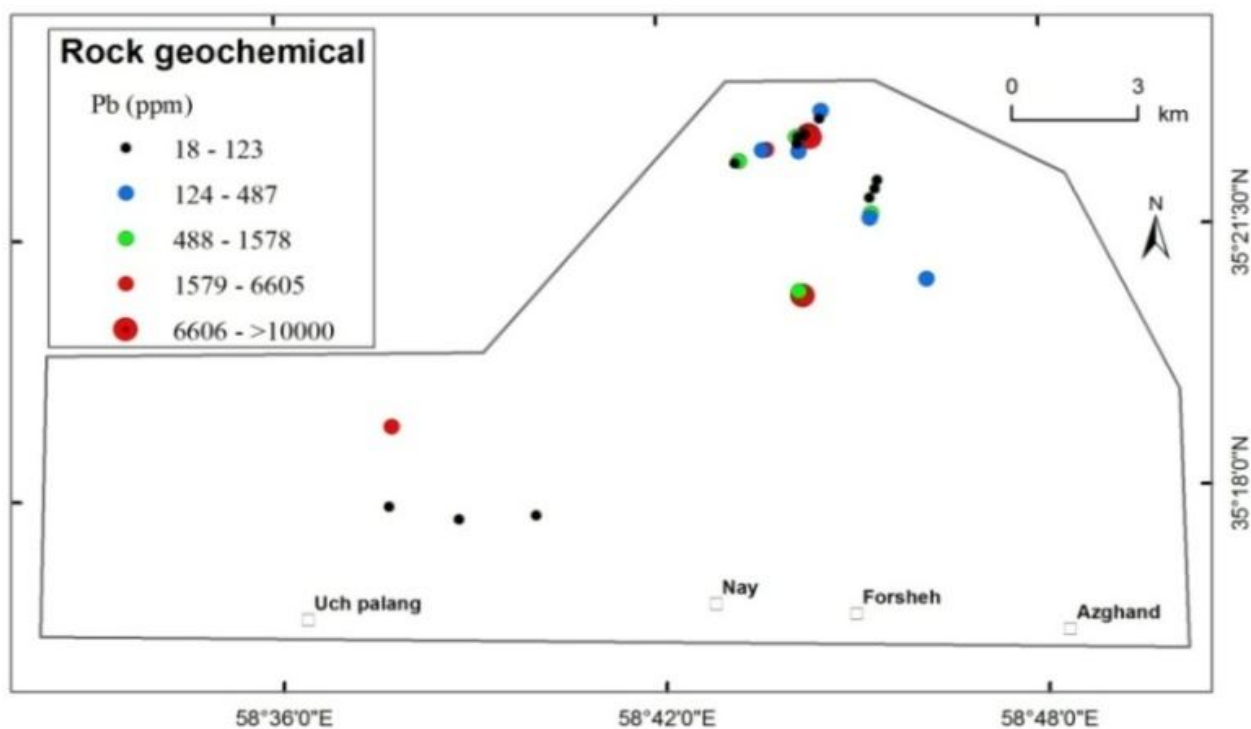
شکل ۱۲. نقشه ژئوشیمی طلا در رگه‌های سیلیسی کانه‌دار در شمال شرق کاشمر

Fig. 12. Gold geochemical map of ore-bearing silicified veins in northeast of Kashmar



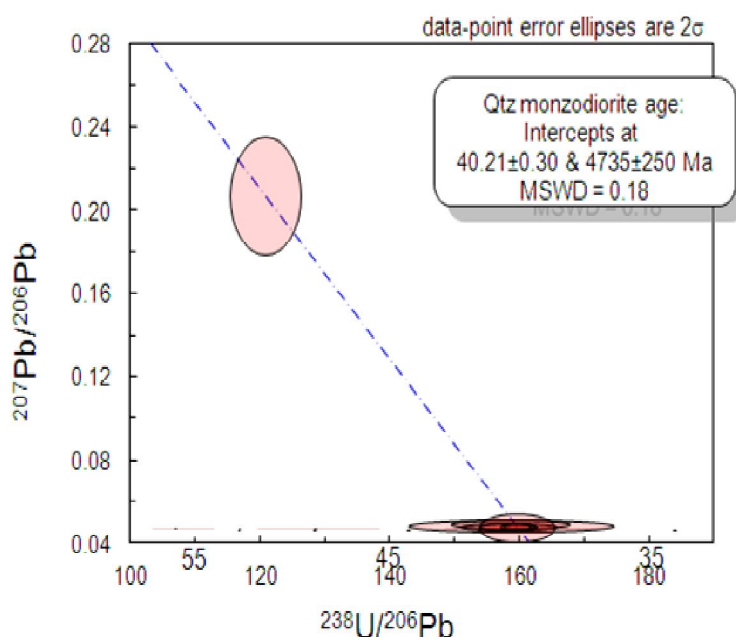
شکل 13. نقشه ژئوشیمی روی رگه‌های سیلیسی کانه‌دار در شمال شرق کاشمر

Fig. 13. Zinc geochemical map of ore-bearing silicified veins in northeast of Kashmar



شکل 14. نقشه ژئوشیمی سرب رگه‌های سیلیسی کانه‌دار در شمال شرق کاشمر

Fig. 14. Lead geochemical map of ore-bearing silicified veins in northeast of Kashmar



شکل 15. نمودار میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه کوارتز مونزودیوریت نوع I شمال شرقی کاشمر

Fig. 15. Plot of determined mean date of U-Pb isotopic data for I-type quartz monzonite sample in northeast of Kashmar

جدول 4. داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Sm-Nd سنگهای نوع I کاشمر

Table 4. Isotopic data related to Sm-Nd isotopes for I-type intrusive rocks in northeast of Kashmar

Sample	Age (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ measured	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNdi
BP-25	40	4.70	22.4	0.127	0.512688	0.512655	0.348400	1.33
BP-103	40	5.87	28.9	0.123	0.512654	0.512622	0.348402	0.69
SP-20	40	5.70	29.8	0.116	0.512667	0.512637	0.348102	0.98
SP-7	40	4.54	22.5	0.122	0.512534	0.512502	0.348408	-1.65
BP-11	40	5.43	27.9	0.118	0.512606	0.512575	0.348102	-0.22

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121015 \pm 74$ (conf. lim 95%, N=12). 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 40 Ma (age based on zircon) ϵNdi , initial ϵNd value

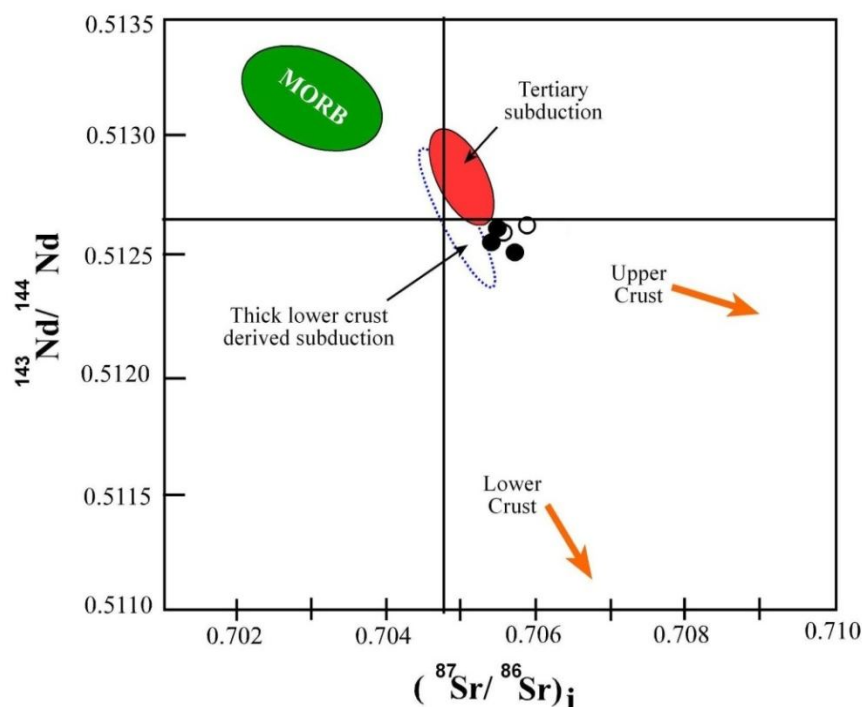
بحث و نتیجه‌گیری

براساس مطالعات ساختاری ناحیه‌ای پیشین و منطقه‌ای این تحقیق، فشارش ناحیه‌ای سبب حرکات امتدادلغز چپ‌گرد گسل‌های درونه و تکنار و رخداد زون برشی، ایجاد حوضه Pull-apart و شکستگی‌های نوع ریدل در منطقه کاشمر شده است. رویدادهای فوق سبب نفوذ ماگما و چرخش محلول گرمایی عامل دگرسانی و کانی‌سازی در منطقه شده‌اند. براساس مطالعات زمین‌شناسی، ژئوشیمی و اندازه‌گیری حساسیت مغناطیسی توده‌های نفوذی، چند ضربان ماگماتیسیم کالکوالکان تا آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی در منطقه رخ داده که به‌جز یک مورد (توده آلکالی‌گرانیست نوع

A)، همگی از نوع اکسیدان هستند. دسته دایک‌های موازی جوانترین بوده و ماگمای مولد آنها، عامل دگرسانی و کانی‌سازی در منطقه نیز هست. براساس سن‌سنجی U-Pb زیرکن مربوط به توده کوارتز مونزودیوریتی، به نمایندگی از سری ماگمایی اکسیدان (نوع I) جوانتر از سری احیایی کاشمر، سن 40 میلیون سال (اوسن میانی) به‌دست آمد. براساس اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Sr-Nd، میانگین نسبت ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای توده‌های اکسیدان به‌ترتیب بین 0/705 تا 0/707 و 0/5125 تا 0/5126 و مقدار ϵNdi توده‌های اکسیدان در بازه محدود منفی تا مثبت (1/65- تا 1/33) به‌دست آمد. این مقادیر،

اکسیدان منطقه کاشمر نشان می‌دهند.

منشأ فرورانش با آرایش پوسته قاره‌ای را برای توده‌های



شکل 16. موقعیت سنگهای نفوذی نوع I شمال شرق کاشمر در نمودار $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ در برابر MORB. فرورانش و پوسته قاره‌ای (Zindler and Hart, 1986). سنگها در محدوده‌ای بین قلمرو فرورانش ترشیری و پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرند.

Fig 16. Position of I-type intrusive rocks in northeast of Kashmar in $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diagram. MORB, subduction and continental crust (Zindler and Hart, 1986). The rocks locate between Tertiary subduction and continental crust (near to subduction).

شکننده - نرم انتقالی - فشارشی تا انتقالی - کششی در زمان نفوذ گرانیتوئید و کانی سازی عمل کرده‌اند (Dallmeyer et al., 1996; Mclean and Betts, 2003). کمر بند آتشفشانی - نفوذی شمال لوت بین زون Back arc سبزواری و کمان آتشفشانی - نفوذی نوع آندی ارومیه - دختر قرار دارد. براساس نظریات اخیر، فرورانش مورب صفحه اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه و سنوزوئیک عامل تشکیل زون Back arc البرز (Asiabanha and Foden, 2012) و سبزواری (Alaminia et al., 2013) معرفی شده است. ما نیز این رخداد را عامل تشکیل زون برشی درونه - تکنار و تشکیل حوضه pull-apart در منطقه کاشمر معرفی می‌کنیم. در ائوسن، کاهش فشار و ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس در زیر این حوضه و حرارت ناشی از صعود ماگما سبب ذوب بخشی گوشته لیتوسفری، صعود ماگمای اکسیدان با آغستگی پوسته قاره‌ای و ماگماتیسیم کالکوالکان تا آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی در کاشمر شد. پر شدن و تخلیه

فرورانش مورب صفحه اقیانوسی آرام به زیر صفحه قاره‌ای در امریکای جنوبی، سبب تشکیل سامانه برشی مورب در پشت کمان ماگمایی قاره‌ای آن شده است (Sillitoe, 2003). با ادامه فرورانش، تداوم و پیشرفت در حرکات برشی سبب تشکیل حوضه‌های pull-apart شده که ذوب صفحه فرورانده در زیر این حوضه‌ها سبب تشکیل و صعود ماگما از میان پوسته قاره‌ای (آغستگی) و نهایتاً ماگماتیسیم با ماهیت کالکوالکان تا آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی شده که همراه با مهمترین انواع ذخایر مس - طلای نوع IOCG، آهن اسکارنی و ... در دنیا است (Sillitoe, 2003). از مهمترین ذخایر مهم این کمر بند می‌توان به کاندلاریا¹، مانتورده² و راول کاندستابل³ اشاره کرد. در این جا وابستگی زمانی نزدیکی بین ذخایر مس - طلا و ماگماتیسیم I و A وجود دارد (Sillitoe, 2003). ایالت‌های فلزایی که میزبان این ذخایر اصلی اند، ویژگیهای مشترکی دارند. یک وابستگی با سامانه‌های گسل اصلی بوده که به عنوان سامانه‌های برشی

1. Candelaria
2. Manto verde
3. Raul Condestable

متناوب مخزن ماگمایی در زیر حوضه pull-apart، سبب ضربانهای ماگمایی اکسیدان و کشش پوسته‌ای محلی سبب کاهش ناگهانی فشار در پوسته، ذوب آن و نفوذ ماگمای احیایی شد. نفوذ مجدد یک ماگمای مافیک جدید با رخنمون سطحی دسته‌دایک‌های موازی، عامل دگرسانی و کانی‌سازی در منطقه کاشمر شد.

براساس مطالعات ساختاری، دگرسانی (پردازش تصاویر ماهواره Aster، مقاطع میکروسکوپی و صحرایی) و کانی‌سازی (ژئوشیمی رگه‌های سیلیسی کانه‌دار) صورت گرفته در این پژوهش، دگرسانی و کانی‌سازی در منطقه کاشمر به دو دسته تقسیم می‌شود: دگرسانی اولیه (شامل آرژیلیک پیشرفته + سرسیتی + سیلیسی) و دگرسانی تأخیری (کربناتی - اکسید آهن - سیلیسی - اپیدوتی - کلریتی - سرسیتی - باریت) که اولی با کانی‌سازی رگه‌ای سولفید فلزات پایه (کالکوپیریت + پیریت + گالن ± کوارتز ± کلریت) و دومی با کانی‌سازی IOCG (اسپیکولاریت + کالکوپیریت + پیریت ± گالن ± اسفالریت ± باریت ± سیدریت و دیگر کانی‌ها) همراه است. از ویژگیهای بارز دگرسانی اولیه می‌توان به رخداد وسیع کلاهکهای سیلیسی و زون‌های آرژیلیک پیشرفته در محل تجمع محلول گرمایی (نقاط تلاقی گسل درونه با گسلهای فرعی) اشاره کرد که با کانی‌سازی رگه‌ای سولفید فلزات پایه در ارتباط است. مناطق بهاریه، اوچ‌پلنگ و سرسفیدال بر این نقاط منطبقند. در بخشهای نزدیک به گسل درونه بعضاً شکستگیهای موجود در توده‌های نفوذی با تورمالین (دمورتیریت) ± کلریت پر شده است. دگرسانی تأخیری همراه با رویداد وسیع رگه‌های IOCG و یک مورد برش گرمایی - گسلی در کمرمرد رخ داده است. سنگ میزبان برش داسیت و توده نفوذی کوارتز دیوریتی بوده و قطعات برش از سنگ میزبان و قطعات کوارتز درشت و ریز زاویه‌دار تشکیل شده که با سیمان غالباً سیلیسی و جزئی سیدریت که در آن مقادیر کمی اسپیکولاریت ± دانه‌های خیلی کم مگنتیت وجود دارد، به هم چسبیده شده‌اند. داده‌های ژئوشیمیایی رگه‌ها نشان‌دهنده بی‌هنجاری عناصر مس، سرب، روی در هر دو سری رگه (< 1 درصد) و بی‌هنجاری طلا فقط در رگه‌های IOCG (تا حداکثر 15 پی‌پی‌ام)، مقادیر بالای منگنز در هر دو سری و باریت در رگه‌های IOCG است، که به همراه کانی اسپیکولاریت گویای شرایط فوق اکسیدان برای رگه‌های IOCG است.

از نظر دگرسانی و کانی‌سازی، بخش‌های عمیق ایالت‌های IOCG اصلی در دنیا با دگرسانی‌های سدی - کلسیک و پتاسیک (اکتینولیت و بیوتیت گرمایی) و کانی‌سازی مگنتیت ± طلا مشخص شده‌اند (Sillitoe, 2003; Dallmeyer et al., 1996; Mclean and Betts, 2003; Orrego et al., 2000). گسترش عمودی ذخایر IOCG، حتی در بخش فوقانی بلافصل ذخایر مرکب بزرگی مانند Candelaria، از ریشه‌هاشان کمتر شناخته شده است (Sillitoe, 2003). آقایان ری و دیک (Ray and Dick, 2002) استنباط کردند که یک بلوک با عرض 1/5 کیلومتر، که در زیر گسل خورده و از توف سیلیسی شده توده‌ای حاوی پیریت، سرسیت و کمی دمورتیریت (کانی تورمالین) تشکیل شده، کم عمق‌ترین رخساره‌های دگرسانی اندیس IOCG به نام پروداکتورا¹ در منطقه کاندلاریا را نشان می‌دهند. این پیشنهاد با رخداد گسترده زون‌های وسیع دگرسانی تخریب پیریتی فلدسپار که به‌طور محلی توالیهای آتشفشانی را در سرتاسر کمربند ساحلی کوردیلرا² شیلی و پرو تحت تأثیر قرار داده است، سازگار است. در این‌جا دگرسانی سیلیسی همراه با سرسیتی و/یا آرژیلیک پیشرفته نیز عموماً به ثبت رسیده است. ویژگیهای دگرسانی و کانی‌سازی در محدوده مطالعاتی هیچ‌گونه شباهتی با دگرسانی و کانی‌سازی شاخص مناطق عمیق ندارد اما در مجاورت محدود مطالعاتی، کانسار تنورجه با کانی‌سازی مگنتیت طلا دار و در سطح توپوگرافی پایین‌تر از منطقه مطالعاتی، دارای ویژگیهای بخشهای عمیق ذخایر IOCG است. در تنورجه کوارتزهای طلا به‌صورت رگه‌ای، رگه‌چه‌ای و پراکنده در توده مگنتیتی با سنگ میزبان گرانیته وجود دارند (Karimpour, 2006) و دگرسانی مناطق عمیق ذخایر IOCG (دگرسانی پتاسیک (بیوتیت گرمایی) و نیز دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، سیلیسی سرسیتی را شاهد هستیم اما هیچ خبری از رگه‌های IOCG غنی از اسپیکولاریت مشابه با کمرمرد نیست. دگرسانی در مناطق بهاریه، اوچ‌پلنگ و سرسفیدال منطقه کاشمر مشابه با اندیس IOCG پروداکتورا در کاندلاریا است. سنگ میزبان (گرانیتوئیدها)، دگرسانی و تراز ارتفاعی در مناطق بهاریه، اوچ‌پلنگ شباهتهای زیادی با کانسار مگنتیت طلا دار تنورجه (Karimpour, 2006) در شمال غرب منطقه دارد ولی از نظر تراز ارتفاعی اندکی بالاتر (تقریباً بین 100 تا 150 متر) از تنورجه است.

1. Productora

2. Coastal Cordillera

سرسفیدال از نظر سطح فرسایش کنونی در سطح ترازوی بین کمرمرد و بهاریه - اوچ پلنگ قرار دارد و هر دوی سنگهای آتشفشانی و گرانیتوئیدها سنگ میزبان کانی‌سازی هستند. از طرفی رگه‌های IOCG از نظر فراوانی در کمرمرد بیشترین تعداد، در سرسفیدال کمتر و در بهاریه - اوچ پلنگ، به‌استثنای یک رگه، اصلاً وجود ندارد. منطقه کمرمرد در تراز ارتفاعی بالاتری نسبت به مناطق بهاریه، اوچ پلنگ سرسفیدال قرار دارد. کانی‌سازی، سنگ میزبان (سنگهای آتشفشانی) و دگرسانی و تراز ارتفاعی منطقه کمرمرد کاملاً مشابه با کانسار طلای غنی از اسپکیولاریت کوه‌زر (Mazloomi Bajestani, 2009) است که در شرق کمرمرد قرار دارد. بر طبق این شواهد، ما کمرمرد را معادل سطح تراز قدیمی منطقه فرض کرده و سطح کنونی در بهاریه - اوچ پلنگ را حاصل فرسایش می‌دانیم. مطالعه سیالات درگیر در مگنتیت طلادار تنورجه نشان دهنده دماها (200 تا بیش از 500 درجه سانتی‌گراد) و شوری‌های (تا 45 درصد وزنی NaCl) نسبتاً بالا تا بالایی است (Ajayebi, 2009). مطالعات دماسنجی سیالات درگیر رگه‌های سیلیسی کانسار در کوه‌زر (Mazloomi Bajestani, 2009) و دماسنجی و شوری در کمرمرد، سرسفیدال، بهاریه و اوچ پلنگ (Almasi, 2015) نشان می‌دهد که سیالات در کوه‌زر دماهای 230 تا 460 درجه سانتی‌گراد و در کمرمرد، سرسفیدال، بهاریه و اوچ پلنگ دماهای 240 تا 340 درجه سانتی‌گراد و شوری‌های 14 تا 17/6 (درصد وزنی NaCl) دارند. لذا ما معتقدیم که سطح حاضر دگرسانی و کانی‌سازی در مناطق بهاریه، اوچ پلنگ مشابه با تنورجه اما کمی بالاتر از آن و کمرمرد مشابه با کوه‌زر است و به ترتیب مربوط به بخشهای متوسط - نیمه عمیق و سطحی‌ترین بخش یک سیستم IOCG هستند. سرسفیدال شواهد گذر تدریجی بین این دو را دارد، زیرا هم دگرسانیهای مشابه با بهاریه - اوچ پلنگ و هم رگه‌های IOCG مشابه با کمرمرد را دارد. شواهد دیگری چون نبود کوارتز حفره‌دار در کلاکهای سیلیسی مناطق بهاریه، سرسفیدال و اوچ پلنگ، این ادعا را تقویت می‌کند. لذا انتظار داریم با افزایش عمق در مناطق بهاریه، اوچ پلنگ و سرسفیدال با توده‌های مگنتیت طلادار مشابه با

تنورجه مواجه شویم. شواهد صحرایی و میکروسکوپی نیز نشان‌دهنده جوانتر بودن رگه‌ای IOCG نسبت به مجموعه دگرسانی و کانی‌سازی رگه‌های سولفید فلزات پایه در بهاریه - اوچ پلنگ است (قطع شدن دگرسانیهای آرژلیک پیشرفته و سیلیسی - سرسیتی بهاریه - اوچ پلنگ با رگه‌چه‌های کوارتز غنی اسپکیولاریت و رگه‌چه‌های تأخیری حاوی کوارتز - کلریت - کربنات شبیه آنچه در کمرمرد دیده شده است). لذا باید گفت که کانی‌سازی IOCG کمرمرد جوانتر از مجموعه دگرسانی - کانی‌سازی بهاریه، اوچ پلنگ است، لکن فرسایش سبب از بین رفتن رگه‌های IOCG در مناطق بهاریه، اوچ پلنگ و سرسفیدال شده است. در نهایت با توجه به پاراژنز کانیایی و خصوصاً نتایج تجزیه رگه‌ها (غنی‌شدگی نسبی عناصر فلزی پایه در هر دو سری رگه، نبود غنی‌شدگی طلا در رگه‌های سولفید فلزات پایه در مناطق بهاریه - اوچ پلنگ و برعکس غنی‌شدگی طلا در رگه‌های IOCG کمرمرد و نیز مقادیر بالای منگنز در هر دو سری رگه و غنی‌شدگی بیشتر منگنز و نیز باریم در رگه‌های IOCG نسبت به رگه‌های سولفید فلزات پایه)، باید گفت که در مناطق بهاریه - اوچ پلنگ مشابه با تنورجه، احتمالاً محلول آهن‌دار اکسیدان (مگنتیت)، بخشی از طلا را در عمق همراه با مگنتیت به‌جا گذاشته است. طی یک چرخش مجدد محلول گرمایی آهن‌دار فوق اکسیدان جدید بخشی از طلا و عناصری مانند آهن، باریم و منگنز مجدداً حمل شده و در رگه‌های IOCG منطقه به‌صورت طلای همراه با اسپکیولاریت + باریت + منگنز و دیگر کانیها) غنی شده است. رگه‌های IOCG مناطق بهاریه - اوچ پلنگ بر اثر فرسایش از بین رفته‌اند.

با توجه به همه شواهد ناحیه‌ای و شواهد موجود در محدوده مطالعاتی (سیستم زون برشی در پشت کمان ماگمایی قاره‌ای مرتبط با فرورانش مورب، رخداد ماگماتیسم شاخص کالکوالکال تا آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی نوع I و A، وجود دگرسانی‌های شاخص بخشهای فوقانی ذخایر IOCG و کانی‌سازی رگه‌ای IOCG)، مدل کانی‌سازی در منطقه شمال - شرق کاشمر طلا - مس نوع IOCG معرفی می‌شود.

References

- Abdi, M. and Karimpour, M.H., 2012. Geology, alteration, mineralization, petrogenesis, dating, geochemistry and Airborne geophysics of Kooch-shah area, southwest of Birjand. *Journal of Economic Geology*, 1(4): 77-107. (in Persian)
- Afsharharb, A., Aghanabati, A. and Majdi, B., 1987. Geological map of Mashhad, scale 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Aghanabati, A., 1995. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Iran, 606 pp.
- Ajayebe, K.S., 2009. Nature of fluid inclusions at Calcalkaline in Tanourjeh Cu-Au mineralization (North of Kashmar). *Journal of Geology of Iran*, 2(8): 55-69 pp. (in Persian)
- Alaminia, Z., Karimpour, M.H., Homam, S.M. and Finger, F., 2013. The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 102(3): 873-887.
- Almasi, A., 2015. Mineralization, Petrogenesis and geochemical-geophysical exploration in Uch Palang- Sarsafid area (Northeast of Kashmar). Ph.D. Thesis, University of Ferdowsi, Mashhad, Iran. (unpublished)
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M. and Homam, S.M., 2011. Two-sided asymmetric subduction; implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut Block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 1(3): 1-14.
- Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos*, 148: 98-111.
- Behroozi A., 1988. Geological map of Feyzabad, scale 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Boomeri, M., 1998. Petrography and Geochemistry of the Sangan Iron Skarn Deposit and Related Igneous Rocks, Northeastern Iran. Ph.D. thesis, Akita University, Akita, Japan, 226 pp.
- Brookins, D.G., 1988. Eh-Ph diagrams for geochemistry. Springer-Verlag, University of Michigan, New York, 176 pp.
- Camp, V. and Griffis, R., 1983. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15: 221-239.
- Connolly, P. and Cosgrove, J., 1999. Prediction of static and dynamic fluid pathways within and around dilational jogs. Imperial College of Science, London, 255 pp.
- Dallmeyer, R.D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G.K. and Treloar, P.J., 1996. Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26°-27° 30', north Chile: constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *Journal of Geology*, 104(1): 19-40.
- Eftekharneshad, J., Aghanabati, A. and Hamzehpour, A., 1974. Geological map of Sabzevar, scale 1:250000, Geological Survey of Iran.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh shafaroudi, A. and Mazaheri, S.A., 2013. Petrology and U-Pb Zircon dating in intrusive bodies in A, southern C and Dardvey area, Khaf Sangan iron ore body. *Journal of Economic Geology*, 2(5): 155-174. (in Persian)
- Haji, E., 2009. Structural and Fractal analysis of fractures systems of Taknar of central Iran by use of remote sensing and field study data. M.Sc. Thesis, Damghan University, Damghan, Iran, 145 pp.
- Karimpour, M.H., 2006. Cu-Au mineralization accompany with magnetite- specularite (IOCG) and examples in Iran. 9th Iranian geology society conference, University of Tarbiat Moallem, Tehran, Iran.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh shafaroudi, A., Farmer, L. and Stern, Ch., 2012. Granitoids petrogenesis, U-Pb Zircon dating, Sr-Nd isotope geochemistry and important Tertiary mineralization occurrence in Lut block, east of Iran. *Journal of Economic Geology*, 1(4): 1-27. (in Persian)
- Karimpour, M.H., Malekzadeh shafaroudi, A., Moradi, M., Farmer, L. and Stern, Ch., 2013. Geology, Mineralization, Rb-Sr and Sm-Nd isotope geochemistry, U-Pb dating of intrusive bodies related to Cretaceous mineralization of Kalateh- ahani area, southwest of Gonabad. *Journal of Economic Geology*, 2(5): 267-290. (in Persian)
- Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2011. U-Pb Zircon dating in Maher abad porphyry area: evidence on period of middle Eocene metallogenic porphyry ore bodies in east of Iran. *Journal of Economic Geology*, 1(3): 41-60. (in Persian)

- Mazloomi Bajestani, A., 2009. Mineralization, Geochemistry and Au-W mineralization in Koh e Zar of Torbat e Heydarieh area. Ph.D. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 291 pp.
- McLean, M.A. and Betts, P.G., 2003. Geophysical constraints of shear zones and geometry of the Hiltaba Suite granites in the western Gawler craton, Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 3(50): 525–541.
- Muller, R. and Walter, R., 1983. Geology of the Precambrian-Paleozoic Taknar Inlier northwest of Kashmar, Khorasan Province northeast Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 50, 252 pp.
- Naderi Mighan, N. and Torshizian, H., 1999. Geological map of Kadkan, scale 1:100000. Geological Survey of Iran (1999).
- Orrego, M., Robles, W., Sanhueza, A., Zamora R. and Infanta, J., 2000. Mantos Blancos y Mantoverde: depósitos del tipo Fe-Cu-Au? Una comparación con implicancias en la exploración. *Actas 9th Congress Geology Chileno*, 6(2): 145–149.
- Price, N.J. and Cosgrove, J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, Cambridge, 502 pp.
- Ray, G.E. and Dick, L.A., 2002. The Productora prospect in north-central Chile: An example of an intrusion-related Candelaria type Fe-Cu-Au hydrothermal system. *Porter GeoConsultancy Publishing, Adelaide*, 2:131–151.
- Sahandi, M.R. and Hoseini, M., 1990. Geological map of Sabzevar, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Salati, E., Karimpour, M.H., Malekzadeh shafaroudi A., Heydarian Shahri M.R., Farmer L. and Stern Ch., 2012. U-Pb Zircon dating, Sr-Nd isotope geochemistry and oxidized granitoides petrogenesis of Keybar kooch area (southwest of Khaf). *Journal of Economic Geology*, 2(4): 285–301. (in Persian)
- Sillitoe, R.M., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view. *Mineralium Deposita*, 38(7): 787–812.
- Soltani, A., 2000. Geochemistry and geochronology of I-type granitoid rocks in the northeastern Central Iran Plate. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia, 300 pp.
- Tarkian, M., Lotfi, M. and Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in central Lut, East of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 57, 70 pp.
- Tchalenko, J.S. and Braud, J., 1974. Seismicity and structure of the Zagros (Iran): The main recent fault between 33° and 35°. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 227, London, 1262 pp.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society American Bulletin*, 94(1): 134–150.
- Vaezipour, M.J., Alavi tehrani, M.J. and Behroozi, A., 1993. Geological map of Torbat e Heydariyeh, scale 1:250000. Geological Survey of Iran.
- Zindler, A. and Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Anniversary Review Earth Planetary Sciences*, 9(14): 493–571.



پترولوژی و ژئوشیمی هورنبلند گابروهای پروتروزوئیک جنوب شرق فریمان، استان خراسان رضوی

سید مسعود همام

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

دریافت: 1393/1/12، پذیرش: 1393/04/31

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال شرق ایران، در زون ایران مرکزی و در جنوب شرقی فریمان واقع شده و از مجموعه سنگی پیچیده‌ای متشکل از سنگهای دگرگونی، آذرین درونی و آتشفشانی تشکیل گردیده است. هورنبلند گابروهای منطقه با سن پروتروزوئیک که برای نخستین بار مورد بررسی دقیق قرار گرفته‌اند، حاوی کانیه‌های اصلی پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن و اولیوین و کانیه‌های فرعی آپاتیت، ایلمنیت و مگنیتیت می‌باشند. در مثالهای متعدد، کانیه‌های هورنبلند و بیوتیت به صورت حاشیه‌ای در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیوین دیده می‌شوند در حالی که کانیه‌های اخیر به وضوح دارای بافت خوردگی هستند. این امر می‌تواند منعکس کننده واکنش بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیوین با مذاب یا سیال غنی از آب جهت تشکیل هورنبلند و بیوتیت باشد. در برخی از موارد رورشدی در آمفیبول به شکل نوسانی است که این امر می‌تواند بیانگر تغییرات ناگهانی در فشار فاز سیال باشد. بافت غالب هورنبلند گابروها، هیپیدئومورف گرانولار است، اما بافت‌های اینتر گرانولار و پورفیری نیز در آنها به چشم می‌خورد.

سنگهای منطقه از لحاظ سری ماگمایی جز سری تولوئیت با ماهیت متآلومینوس می‌باشند. رفتار اکسیدهای عناصر اصلی روند عادی تفریق را در ماگما نشان می‌دهند. در نمودار عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت به‌هنگار شده‌اند غنی‌شدگی واضحی از LREE نسبت به HREE دیده می‌شود. هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان در مقایسه با میانگین سنگهای MORB مقادیر متفاوتی از غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) را نشان می‌دهند در حالی که عناصر با شدت میدان بالا (HFS) در مقایسه با فراوانی این عناصر در سنگهای MORB تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده بر حسب ترکیب مانتل اولیه آنومالی منفی Nb و Zr دیده می‌شود. گابروهای جنوب شرق فریمان دارای خصوصیت تولیت جزایر قوسی (IAT) بوده و نمودارهای ترسیم شده برای عناصر جزئی جهت بررسی و تعیین منشأ سنگ مادر نشان‌دهنده تشکیل آنها از یک منشأ گارنت لرزولیت با میزان حدود 3 تا 10 درصد ذوب بخشی است.

ویژگیهای کانی‌شناختی، بافتی و ژئوشیمیایی هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان مؤید تشکیل ماگمای آنها در زون‌های فراورانشی مرتبط با حوضه‌های حاشیه قوسی است.

واژه‌های کلیدی: هورنبلند گابرو، گرانیت، بازالت تولیت، زون فروورانش، مورب، رورشدی، فریمان.

مقدمه

یک فاز کانیایی مهم در سنگهای گابرویی مرتبط با زون‌های فروورانش، یا حاصل تبلور اولیه آنها از یک ماگمای مافیک آبدار بوده (Beard and Borgia, 1989) و یا ممکن است حاصل واکنش کانیه‌های انباشتی از قبل تبلور یافته نظیر اولیوین، پیروکسن با مذاب یا سیال غنی از آب باشد (Costa

هورنبلند گابروها در بسیاری از سوئیت‌های ماگمایی مرتبط با زون‌های فروورانش گزارش شده و بیانگر فرآیند تفریق در ماگماهای مرتبط با جزایر قوسی هستند (Heliker, 1995; Hickey-Vargas et al., 1995). حضور هورنبلند به‌عنوان

(et al., 2002). بررسی دقیق سنگ‌نگاری و ژئوشیمی هورنبلند گابروهای منطقه چاهک با سن پروتروزوئیک، که برای نخستین بار گزارش می‌شوند می‌تواند موقعیت بسیار ارزشمندی جهت فهم شرایط پتروژنز سنگهای مزبور را ارائه نماید. به علاوه، با توجه به موقعیت سنی و زمین‌ساختی خاص منطقه مورد مطالعه در گستره زمین‌شناسی ایران، مطالعه حاضر می‌تواند کلیدی برای فهم بهتر تاریخچه زمین‌شناسی ایران به‌ویژه زون ساختاری ایران مرکزی باشد.

روش مطالعه

پژوهش حاضر حاصل مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل بازدید از منطقه، شناسایی و تفکیک سنگها و به‌ویژه انواع مختلف توده‌های نفوذی و ارتباط آنها با یکدیگر و در نهایت برداشت 65 نمونه از توده‌های گابرویی بوده است. مطالعات آزمایشگاهی شامل تهیه مقاطع نازک از نمونه‌ها و مطالعه میکروسکوپی آنها، تجزیه شیمیایی 4 نمونه گابرو با استفاده از دستگاه ICP-MS و بر اساس روش 4AB1 در آزمایشگاه ACME کانادا برای اکسیدهای اصلی عناصر جزئی و خاکی نادر بوده‌اند. در مرحله آخر، با استفاده از نرم‌افزار GCDkit نتایج آزمایشگاهی پردازش گردیدند.

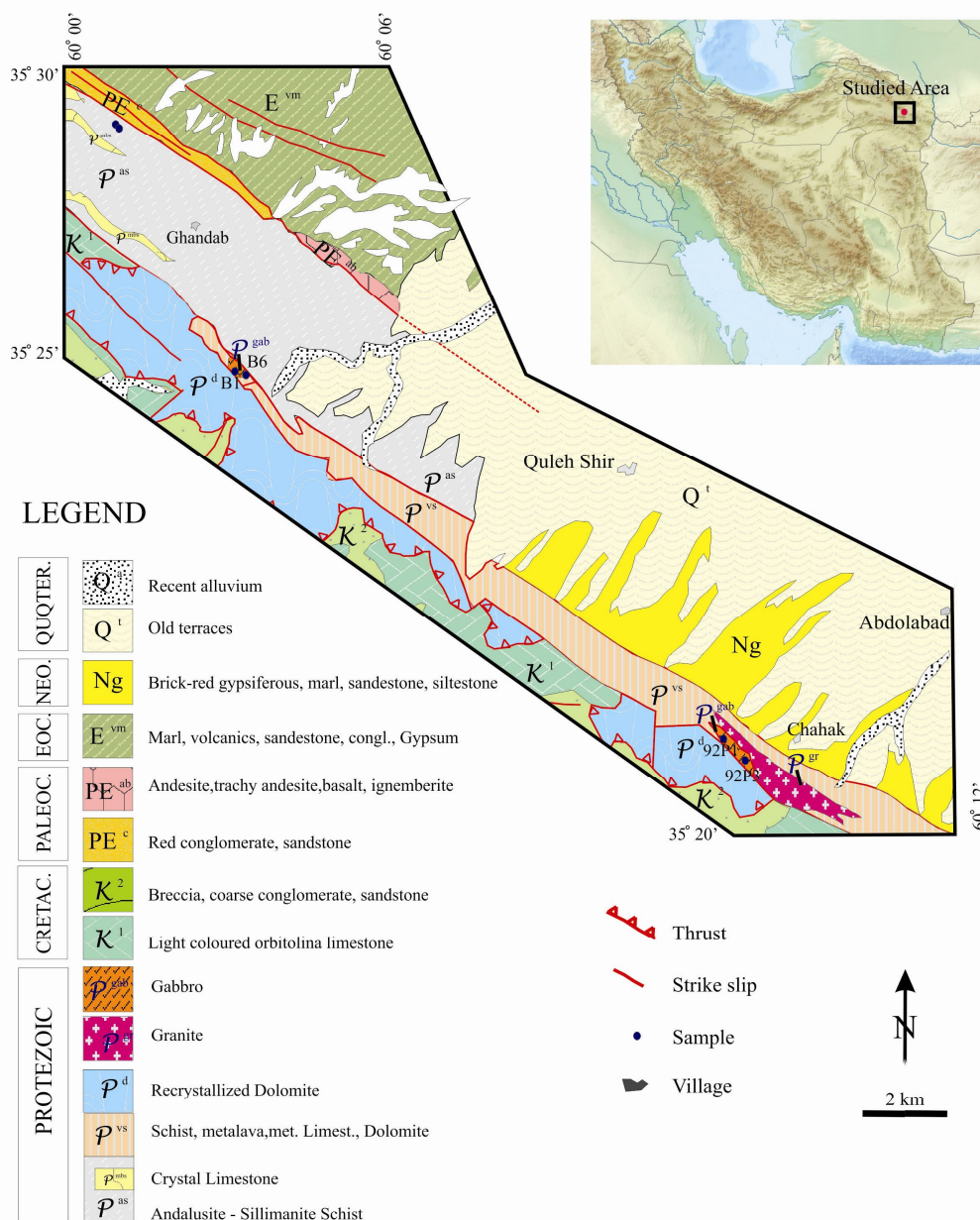
زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

بررسی زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه موضوع کار چند پژوهشگر بوده است (Gramount, 1979; Vaezi Pour et al., 1983; Safourae, 2008; Ranjbar-Moghadam, 2011; Partovifar, 2012). مجموعه سنگی پیچیده جنوب شرقی فریمان متشکل از سنگهای دگرگونی، آذرین درونی و آتشفشانی یکی از منحصر به فردترین بومهای قدیمی ایران زمین را تشکیل می‌دهد. منطقه مورد مطالعه در 110 کیلومتری جنوب شرق مشهد و 40 کیلومتری جنوب شرق فریمان به مختصات $35^{\circ} 24'$ تا $35^{\circ} 28'$ شرقی و $60^{\circ} 07'$ تا 60° شمالی قرار گرفته است. از نظر تقسیمات زمین‌شناسی و ساختاری اختلاف نظرهای زیادی در خصوص قرارگیری منطقه مورد مطالعه در زون‌های زمین‌شناسی وجود دارد. نبوی (1976) این منطقه را در بخش مرزی ایران مرکزی و زون بینالود و بخشی از البرز می‌داند. افتخارنژاد (1973) (Eftekhari-Nejad) و آقانباتی (Aghanabati, 1975) نیز محدوده مورد مطالعه را جزو ایران مرکزی در نظر

گرفته‌اند. هر چند از دیدگاه علوی و همکاران (Alavi et al., 1997) این منطقه در بلوک سبزوار- نائین قرار دارد. مجموعه دگرگونی - آذرین پروتروزوئیک جنوب شرقی فریمان (شکل 1) شامل مجموعه‌ای از میکاشیست‌های حاوی آندالوزیت، سیلیمانیت، کوردیریت و گارنت است که در آنها بلورهای درشت آندالوزیت و در برخی موارد گارنت به‌صورت پورفایرولایت در نمونه دستی به‌خوبی قابل مشاهده هستند. در این مجموعه لایه‌هایی با پراکندگی نامنظم از کوارتزیت، آهکهای به‌شدت تبلور مجدد یافته و ماسه سنگهای رس‌دار دگرگون‌شده حاوی بیوتیت، مسکویت، فیبرولیت و گارنت قرار دارند. همچنین رگه‌های پگماتیتهای و کوارتزی مجموعه دگرگونی مزبور را قطع می‌نمایند. یک مجموعه آتشفشانی - رسوبی متشکل از کربناته‌های تبلور مجدد یافته، سنگهای آتشفشانی دگرگون‌شده اسیدی و بازیک و گرانیت، موسوم به کمپلکس سیبک در جنوب، به‌صورت گسله در مجاورت با مجموعه دگرگونی بالا قرار دارند. مجموعه سنگهای آذرین درونی شامل گابرو و گرانیت به شکل یک نوار طویل با عرض حدود 500 متر و طول تقریبی 15 کیلومتر با روند شمال غربی - جنوب شرقی قابل تعقیب هستند (شکل 1). اگر چه توده‌های گرانیتی اغلب بافت معمول گرانیت‌ها را به نمایش می‌گذارند اما گاهی دارای بافت گنیسی و شبه میگماتیتهای هستند. تفکیک صحرایی توده‌های گرانیتی و گابرویی از همدیگر و همچنین از سنگهای دربرگیرنده آنها (کمپلکس سیبک) بسیار مشکل می‌باشد. مطالعات صحرایی دقیق بر روی ارتباط صحرایی بین توده‌های گرانیتی و گابرویی نشان می‌دهد که در محل کنتاکت بین این دو، همواره توده‌های گابرویی به‌شدت برشی و ورقه‌ای شده و خش لغزها به‌وضوح در سطح آنها قابل مشاهده هستند (شکل‌های 2-A و B). این امر به‌وضوح نشان‌دهنده رابطه گسلی بین توده‌های مذکور است. بر اساس تعیین سن انجام شده بر روی زیرکن‌های یک نمونه گرانیت از مجموعه کمپلکس سیبک توسط گرامونت (Gramount, 1979)، سنی بین 630 تا 650 میلیون سال برای آنها تعیین گردیده است. تعیین سن با روش اورانیوم-سرب بر روی زیرکن‌های موجود در گرانیت‌های منطقه چاهک توسط نگارنده که در دانشگاه سانتا باربارای ایالت کالیفرنیا آمریکا صورت گرفت، سن اواخر پروتروزوئیک برای این مجموعه را تأیید می‌نماید. با توجه به نبود اطلاعات سن‌سنجی برای

و حضور دایک‌های مافیک درون گرانیته‌ها تصور جوانتر بودن توده‌های گابرویی نسبت به گرانیته‌ها را ایجاد می‌نماید.

توده‌های گابرویی و ارتباط گسلی با سنگهای اطراف، تقدم و تأخر آنها نسبت به توده‌های گرانیته بسیار دشوار است با وجود این عدم حضور بیگانه سنگهای مافیک در توده گرانیته‌ی



شکل 1. نقشه زمین‌شناسی مجموعه سنگی جنوب شرق فریمان. دایره‌های توپر موقعیت نمونه‌هایی را نشان می‌دهد که از آنها آنالیز تهیه شده است.

Fig. 1. Regional geological map of southeast of Fariman complex. Filled circles show the position of analyzed rocks.

شیبه دولومیت‌های سلطانیه هستند و با توجه به نقشه 1/100000 چهارگوش کاریزو بر روی سازندهای کرتاسه رانده شده‌اند، توالی توصیف‌شده توسط سیستم گسلی با روند

مجموعه سبیک به صورت گسله در مجاورت دولومیت‌های دگرگون‌شده و تبلور مجدد یافته قرار می‌گیرند. این دولومیت‌های تیره‌رنگ و تبلور مجدد یافته از نظر لیتولوژیکی

ماسه‌سنگهای توفی و گری‌واکی، ژپس، مارن، کنگلومرا و سنگهای آتشفشانی کرتاسه قرار گرفته است که خود توسط رسوبات پلیو - پلیستوسن و در نهایت آبرفت‌های کواترنر پوشیده شده‌اند (شکل 1).

شمال غرب - جنوب شرق قطع شده است. این سیستم گسلی کمپلکس آتشفشانی - رسوبی و آندالوزیت شیست‌ها را از واحد دولومیت‌های رورانده جدا می‌نماید. مجموعه مورد مطالعه در شمال به‌صورت گسلی مجاور مجموعه‌ای متشکل از



شکل 2. A: مرز سنگهای گرانیتی و گابرویی. به ورقه‌ای شدن توده‌های گابرویی در مرز با گرانیت توجه نمایید. B: خش لغزهای موجود در سطح گابروها.

Fig 2. A: The boundary between granite and gabbro. Notice shearing in gabbro in the contact with granite. B: Slickenside in the gabbro surface.

به مجموعه‌هایی از اپیدوت، زئوزیت-کلینوزئوزیت و کلسیت در بسیاری از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل 3-C).

هورنبلند بین 30 تا 70 درصد حجمی سنگها را به خود اختصاص داده است. هورنبلندها چند رنگی متفاوتی از بی‌رنگ تا سبز کم‌رنگ و سبز تا سبز - قهوه‌ای را نشان می‌دهند. هورنبلندها را می‌توان به دو گروه تقسیم نمود. نوع اول به‌صورت بلورهای مجزا، ریز تا متوسط‌دانه دیده می‌شوند که از آنها می‌توان به‌عنوان هورنبلندهای اولیه نام برد. نوع دوم هورنبلندها به‌صورت حاشیه در اطراف بلورهای اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز به چشم می‌خورند که احتمالاً حاصل واکنش این بلورها با مذاب یا سیال غنی از آب هستند. در هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان رورشدی بلورهای سبز روشن تا تیره آمفیبول با ترکیب ترمولیت - اکتینولیت بر روی بلورهای قهوه‌ای رنگ هورنبلند (شکل 3-D) که بعضاً حاوی هسته خورده شده‌ای از بلور اوژیت هستند به‌وضوح قابل رؤیت است (شکل 3-E و F). چنین بافتی می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل سنگهای مورد نظر از یک ماگمای با فشار فاز سیال نسبتاً بالا باشد که در آن پیروکسن ناپایدار شده و

سنگ‌نگاری

سنگهای گابرویی جنوب شرق فریمان در نمونه دستی به رنگ سبز تیره بوده و بافت آنها از درشت‌دانه تا پورفیری متغیر است. در مقاطع میکروسکوپی بافت غالب هورنبلند گابروها، هیپیدئومورف گرانولار است اما بافت‌های اینتر گرانولار و پورفیری نیز در آنها به چشم می‌خورد. پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن و اولیوین از کانیهای مهم تشکیل‌دهنده گابروها محسوب می‌شوند. اگر چه آپاتیت، اسفن و برخی کانیهای تیره، نظیر مگنتیت و ایلمنیت نیز در این سنگها به چشم می‌خورند.

پلاژیوکلاز معمولاً به‌صورت بلورهای تیغه‌ای و توفالی شکل درشت‌بلور در گابروهای درشت‌دانه (شکل 3-A)، اگرگات‌های درشت تا متوسط‌دانه در گابروهای پوفیری و بلورهای توفالی ریزدانه در میکروگابرها دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز بین 30 تا 45 درصد حجمی سنگهای گابرویی را تشکیل داده و ترکیب آن بین آندزین تا بیتونیت متغیر است. در مواردی می‌توان خوردگی در بلورهای پلاژیوکلاز در مجاورت با بلورهای هورنبلند را مشاهده نمود (شکل 3-B). دگرسانی پلاژیوکلاز

ترمولیت - اکتینولیت بیانگر دگرگون شدن سنگهای مورد مطالعه در حد رخساره شیستهای سبز است.

ژئوشیمی

تعداد 4 نمونه کمتر دگرسان شده از سنگهای گابرویی منطقه مورد مطالعه (92P-1، 92P-3، B1، و B6) از مجاورت روستای چاهک و رودخانه بردو (شکل 1) جهت آنالیز اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و نادر خاکی با استفاده از دستگاه ICP-MS و بر اساس روش 4AB1 به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال گردیدند. تعداد سه نمونه (89P-46، 89P-59، و 89P-62) نیز که آنالیز اکسیدهای اصلی به روش XRF در کانساران بینالود تهران بر روی آنها صورت گرفته بود از پرتوی فر (Partovifar, 2012) مورد استفاده قرار گرفت. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (Wt%) و عناصر فرعی و کمیاب بر حسب (ppm) هورنبلند گابروهای منطقه مورد مطالعه در جدول 1 آورده شده است.

در بخش ژئوشیمی، هدف بررسی مقادیر اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و نادر خاکی توده‌های گابرویی منطقه چاهک با استفاده از نمودارهای مناسب و مقایسه آنها با بازالت‌های موجود در پشته‌های میان‌اقیانوسی و جزایر قوسی است. با عنایت به این‌که عناصر نامتحرک و ناسازگار کمیاب و نادر دارای محدوده مشخصی در موقعیتهای تکتونیکی متفاوت هستند (Rollinson, 1993)، استفاده از آنها می‌تواند بسیار مفید باشد. در بخش حاضر سعی گردیده تا با استفاده از ویژگی این دسته از عناصر موقعیت تکتونیکی سنگهای مورد مطالعه تعیین گردد.

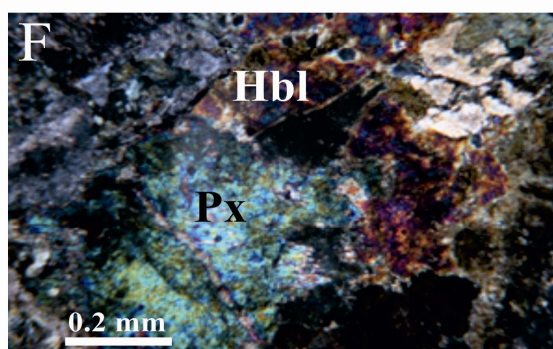
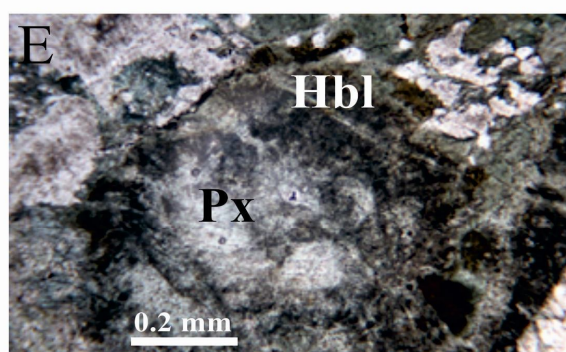
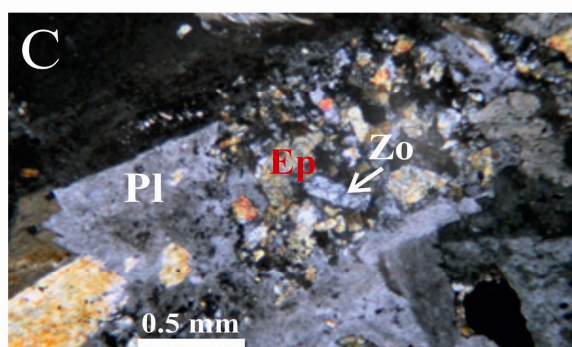
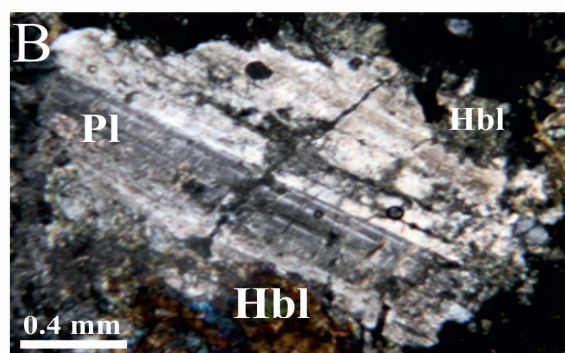
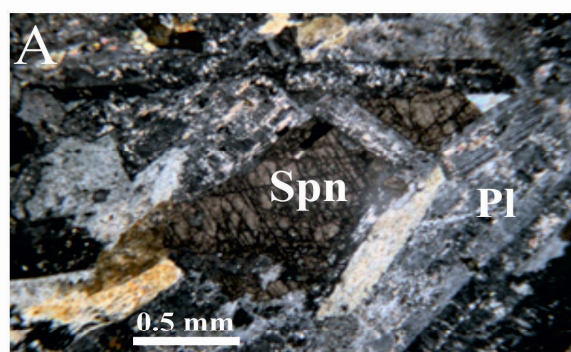
میزان $Mg\#$ برای گابروهای منطقه چاهک از حدود 40 تا حدود 68 متغیر است که معرف مقادیر متفاوتی از تفریق بلوری در مخزن ماگمایی است. در نمودار (Cox et al., 1979)، نمونه‌ها در محدوده گابرو یا در مرز بین گابرو و دیوریت واقع شده و ماهیت ساب آلوکالین را نشان می‌دهند (شکل 5-A). در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده تولییتی و کالک - آلوکالین واقع می‌شوند (شکل 5-B). به‌منظور تفکیک بهتر دو محدوده تولییتی و کالک - آلوکالین از نمودار ضریب آلوکالی در مقابل درصد وزنی Al_2O_3 (Middlemost,

شرایط برای تشکیل آمفیبول فراهم گردیده است (Bowes and Kinloch, 1964). در برخی از موارد رورشدی در آمفیبول به شکل نوسانی است که این امر می‌تواند بیانگر تغییرات ناگهانی در فشار فاز سیال باشد (شکل 3-E و F). بیوتیت بین 7 تا 12 درصد حجمی سنگها را به خود اختصاص می‌دهد و به‌صورت بلورهای صفحه‌ای با چند رنگی بی رنگ تا قهوه‌ای دیده می‌شود. در بسیاری از مثالها کانی بیوتیت نظیر هورنبلند به‌صورت حاشیه در اطراف بلورهای اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز به چشم می‌خورند (شکل 4-A). در هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان پیروکسن از نوع کلینو پیروکسن و ارتو پیروکسن دیده می‌شوند. اگر چه فراوانی کلینو پیروکسن بیشتر بوده (10 تا 25 درصد) و ترکیب آنها عموماً از نوع دیوپسید بوده که به‌صورت بلورهای متوسط تا درشت‌دانه نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. جای‌گزینی پیروکسن توسط آمفیبول (اکتینولیت و ترمولیت) (شکل 4-B) در هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان امری معمول بوده و در برخی مثالها پیروکسن به‌طور کامل توسط این کانیها جای‌گزین شده است. در برخی موارد بلورهای پیروکسن به شکل موضعی و در طول مرز دانه‌ها به هورنبلند تبدیل شده که به نظر حاصل حاشیه واکنشی است (شکل 4-C). میزان ارتوپيروکسن در هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان اندک (0/5 تا 1 درصد) بوده و از نوع برونزیت است. اولیوین به صورت بلورهای مدور متوسط‌دانه با شکستگیهای فراوان دیده می‌شود که در مواردی به‌وسیله حاشیه‌هایی از پیروکسن، هورنبلند قهوه‌ای، بیوتیت و اکتینولیت احاطه گردیده است (شکل 4-D). فراوانی آن نسبتاً اندک و بین 2 تا 5 درصد می‌باشد. بلورهای اولیوین دارای شکستگیهای فراوانی هستند که به‌ویژه در طول آنها به‌وسیله ذرات بسیار نامنظم، ریز و تیره‌رنگ مگنتیت جای‌گزین شده‌اند.

آپاتیت به مقدار اندک و به شکل ذرات ریز عموماً همراه پیروکسن و کانیهای تیره یافت می‌شود. کانیهای کدر به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار ایلمنیت و مگنتیت همراه با پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده می‌شوند. تبدیل ایلمنیت به لوکوکسن در سنگهای مورد مطالعه امری معمول است. جای‌گزینی معمول بلورهای پلاژیوکلاز توسط اپیدوت، زئوزیت - کلینوزئوزیت و هورنبلند و پیروکسن به‌وسیله

(شکل 5-D). نمودار تفکیک سنگهای ماگمایی از نظر آلومین نشان می‌دهد که سنگهای منطقه مورد مطالعه دارای ماهیت متآلومینوس می‌باشند (شکل 5-E).

(1985) استفاده گردید، سنگهای منطقه مورد مطالعه به‌وضوح در محدوده ترکیبات تولییتی قرار می‌گیرند (شکل 5-C). در نمودار AFM، (Irvine and Barager, 1971) سنگهای منطقه مورد مطالعه مشخصاً روندی تولییتی را نشان می‌دهند که مؤید خصوصیت یک ماگمای خوب تفریق یافته است

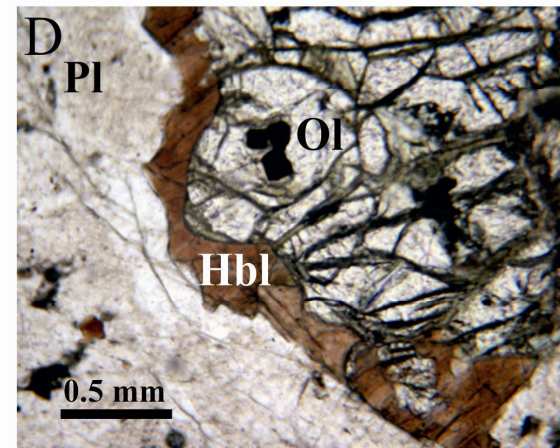
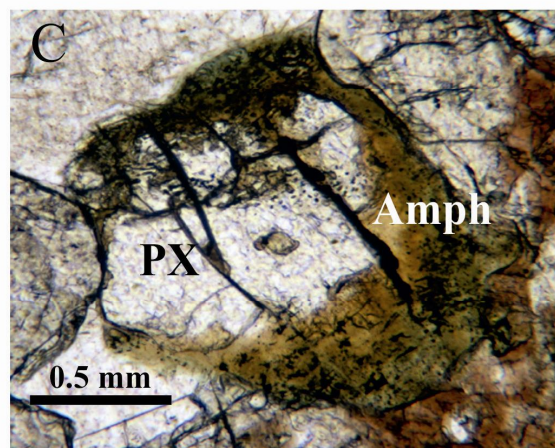
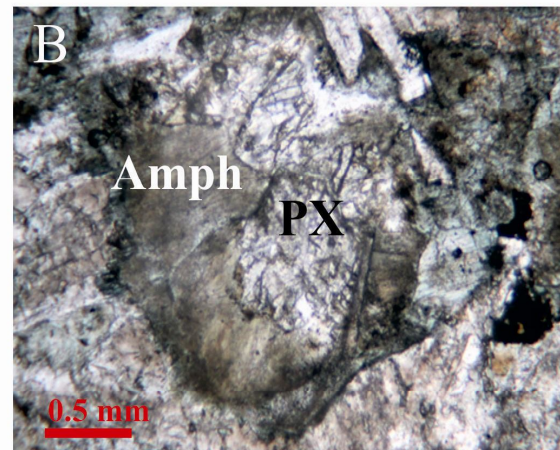
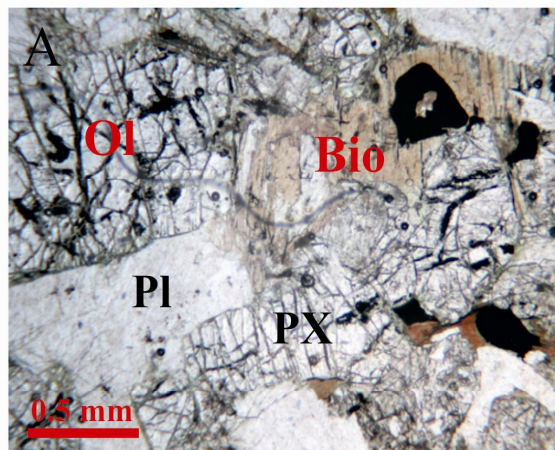


شکل 3. A: بلورهای توفالی پلاژیوکلاز. B: خوردگی پلاژیوکلاز در مرز با هورنبلند. C: تبدیل بلورهای پلاژیوکلاز به اپیدوت و زئوزیت. D: رورشدی اکتینولیت بر روی هورنبلند. E: رورشدی نوسانی هورنبلند بر روی یک پیروکسن خورده شده (PPL). F: رورشدی نوسانی هورنبلند بر روی یک پیروکسن خورده شده (XPL). پلاژیوکلاز (Pl)، اسفن (Spn)، هورنبلند (Hbl)، پیروکسن (Px)، زئوزیت (Zo)، اپیدوت (Ep).

Fig. 3. A: Lath-shaped plagioclase crystals. B: Plagioclase crystal with corroded margins in contact with hornblende. C: Plagioclase alteration to epidote and zoisite. D: Rhythmic overgrowth of hornblende on a corroded pyroxene (PPL). E: Rhythmic overgrowth of hornblende on a corroded pyroxene (XPL). Plagioclase (Pl), Sphene (Spn), Hornblende (Hbl), Pyroxene (Px), Zoisite (Zo), Epidote (Ep).

همچنین فاقد یک آنومالی مشخص در Eu می‌باشند که این موضوع می‌تواند ناشی از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور سنگهای منطقه مورد نظر و یا جدا شدن پلاژیوکلاز در ابتدای تفریق از ماگما باشد. از آنجایی که آمفیبول و ارتوپروکسن در مذابهای بازالتی دارای آنومالی منفی Eu و پلاژیوکلاز دارای آنومالی مثبت Eu است، تبلور هم‌زمان آمفیبول و یا کلینوپروکسن با پلاژیوکلاز نیز می‌تواند باعث فقدان آنومالی Eu باشد (Martin, 1999). اگر چه با توجه به سنگ‌نگاری و کانیهای اصلی متشکله سنگ، فرضیه آخر محتمل‌تر به نظر می‌رسد.

عناصر کمیاب خاکی انحلال‌پذیری کمی دارند و در طول فرآیندهای هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی هیدروترمال نسبتاً غیرمتحرک می‌باشند. در نمودار عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت به‌هنگار شده‌اند (شکل 6-A)، غنی‌شدگی واضحی از LREE نسبت به HREE دیده می‌شود. بالا بودن نسبت LREE/HREE یکی از شاخصهای مهم ماگماهای مرتبط با فرورانش بوده که می‌تواند منعکس‌کننده غنی‌شدگی در گوشته توسط فاز مذاب یا سیال سرشار از آب در نتیجه فرورانش باشد (Fitton et al., 1991). همان‌طور که دیده می‌شود الگوهای عناصر نادر خاکی



شکل 4. A: تشکیل بیوتیت به‌صورت حاشیه‌ای در اطراف پیروکسن. B: تبدیل پیروکسن به ترمولیت و اکتینولیت. C: تبدیل پیروکسن به هورنبلند از حاشیه. D: تشکیل هورنبلند در مرز بین اولیوین و پلاژیوکلاز. پلاژیوکلاز (Pl)، اولیوین (Ol)، هورنبلند (Hbl)، پیروکسن (Px)، بیوتیت (Bio)، آمفیبول (Amph).

Fig. 4. A: Biotite formation in the margin of a pyroxene crystal. B: Pyroxene alteration to actinolite and tremolite. C: Pyroxene alteration to hornblende from its margin D: Hornblende formation in the boundary between olivine and plagioclase. Plagioclase (Pl), Olivine (Ol), Hornblende (Hbl), Pyroxene (Px), Biotite (Bio), Amphibole (Amph).

Hf, Ti و Sm در مقایسه با فراوانی این عناصر در سنگ های MORB تهی شدگی نشان می دهند (شکل 6-B). این ویژگی هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان با بازالت های تولییتی جزایر قوسی (Wilson, 1989) مشابهت قابل توجهی را نشان می دهند.

هورنبلند گابروهای مورد مطالعه در مقایسه با میانگین سنگ های MORB (Wilson, 1989) مقادیر متفاوتی از غنی شدگی در عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نظیر Sr، K، Ba، Rb، Th، Ta، Nb و Ce را نشان می دهند در حالی که عناصر با شدت میدان بالا (HFS) نظیر Yb، Y، Zr.

جدول 1. نتیجه آنالیز اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی، و عناصر جزئی و نادر خاکی بر حسب گرم در تن هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان.

Table 1. Whole rock major (wt.%), trace element and rare earth elements (ppm) composition of the hornblende gabbros from southeast of Fariman.

sample	92P-1	92P-3	B1	B6	89p-46	89p-59	89p-62
(Wt%)							
SiO ₂	49.27	49.10	52.28	50.70	51.48	52.46	52.17
TiO ₂	1.01	1.01	2.01	1.76	1.55	2.83	3.04
Al ₂ O ₃	14.18	13.57	13.37	13.76	11.60	2.74	12.39
TF ₂ O	10.23	10.33	9.91	11.37	11.47	13.05	13.19
MnO	0.14	0.14	0.14	0.15	0.20	0.25	0.29
MgO	9.45	10.80	5.37	5.37	8.90	4.50	4.84
CaO	8.98	8.80	8.60	9.86	8.42	8.22	8.11
Na ₂ O	2.00	2.00	3.90	3.51	2.25	3.65	3.40
K ₂ O	0.72	0.73	0.78	0.55	0.78	0.17	0.35
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.13	0.19	0.28	0.55	0.44
Cr ₂ O ₃	0.04	0.06	0.005	0.005	0.05	0.01	0.01
LOI	3.07	3.10	3.30	2.60	2.70	1.33	1.18
Mg#	64.07	67.40	51.80	48.30	60.60	40.60	42.10
Total	99.02	99.76	99.80	99.82	99.68	99.76	99.38
(ppm)							
Ba	184	180	202	140			
Be	1	2	<1	<1			
Co	54.4	56.1	37.40	37.90			
Cs	1.2	1.00	0.30	0.30			
Ga	14.4	15.10	18.90	19.80			
Hf	1.5	1.60	3.10	2.80			
Nb	8.2	8.10	10.00	10.30			
Rb	26.5	24.50	19.20	13.30			
Sn	<1	<1	2	1			
Sr	311.4	330	277.3	376.4			
Ta	0.5	0.50	0.50	0.70			
Th	1.52	1.40	2.20	1.80			
U	0.2	0.60	0.50	0.50			
V	142	150	174	170			
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5			
Zr	59.7	57.70	107.40	97.20			
Y	12.9	11.40	20.50	22.50			
La	8.9	8.90	10.90	14.60			
Ce	16.6	17.70	22.50	28.80			
Pr	2.15	2.18	2.91	3.83			
Nd	9.6	9.30	3	17.90			

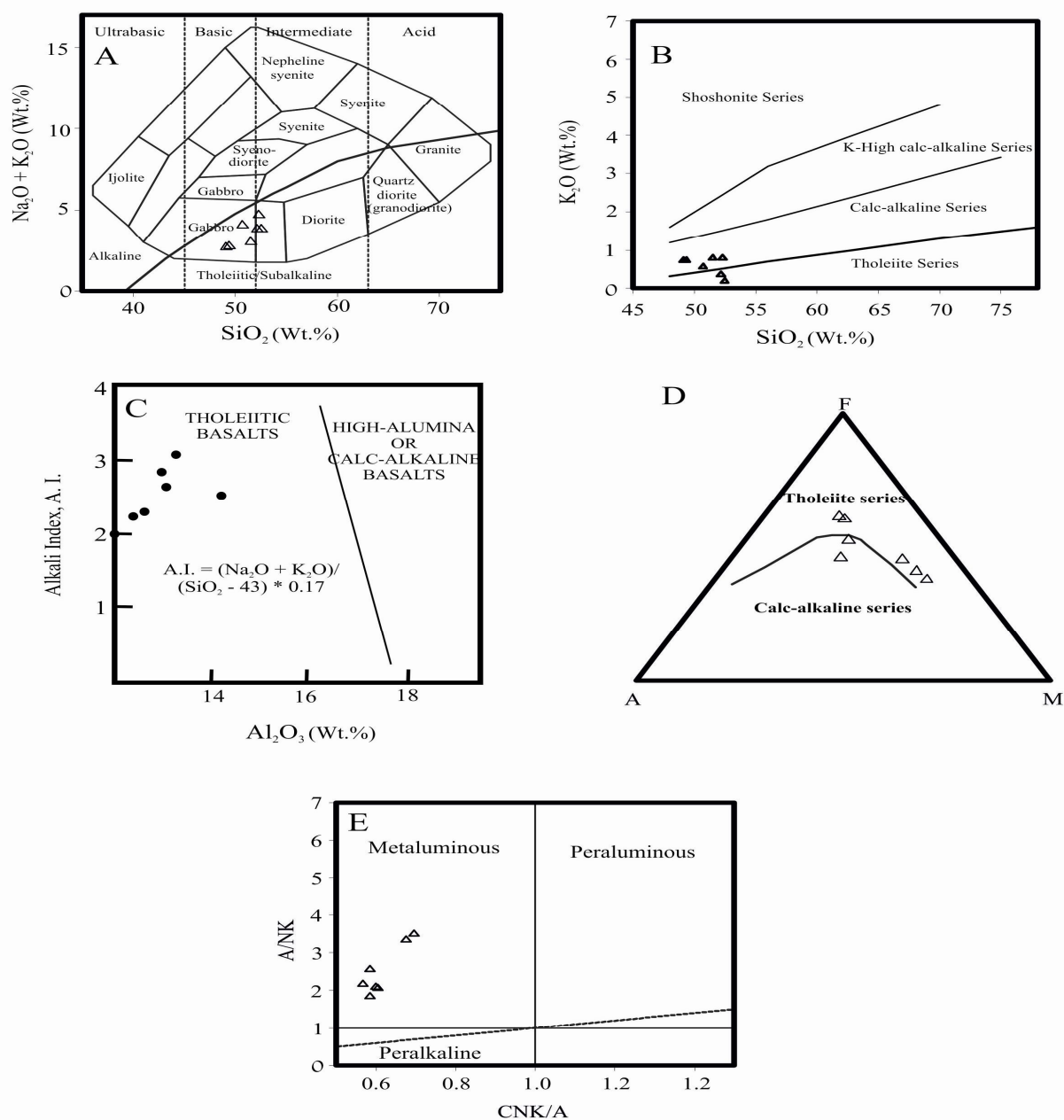
ادامه جدول 1، نتیجه آنالیز عناصر جزئی و نادر خاکی بر حسب گرم در تن هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان.

Table 1 (continued). Whole rock trace element and rare earth elements (ppm) composition of the hornblende gabbros from southeast of Fariman.

sample	92P-1	92P-3	B1	B6	89p-46	89p-59	89p-62
(ppm)							
Sm	2.42	2.39	3.84	4.42			
Eu	0.90	0.91	1.41	1.66			
Gd	2.81	2.75	4.31	5.06			
Tb	0.43	0.43	0.76	0.86			
Dy	2.67	2.35	4.42	4.65			
Ho	0.49	0.45	0.87	0.92			
Er	1.28	1.22	2.24	2.58			
Tm	0.18	0.17	0.33	0.36			
Yb	1.10	0.99	1.85	2.02			
Lu	0.14	0.14	0.26	0.28			
Mo	0.70	0.40	0.50	0.40			
Cu	59.80	68.30	21	21.50			
Pb	15.20	15.60	9.90	15.20			
Zn	78	63	6.50	71			
Ni	127.2	119.40	35.90	34.30			
As	1.60	1.40	2.00	2.60			
Cd	0.80	0.30	0.10	<0.1			
Sb	<0.1	<0.1	0.20	0.20			
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1			
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1			
Au	<0.5	<0.5	0.90	1.30			
Hg	0.01	0.02	<0.01	<0.01			
Ti	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1			
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5			
Eu/Eu*	0.345	0.354	0.346	0.363			

شاخص Pb، در نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده بر حسب ترکیب مانتل اولیه همچنین می‌تواند بیانگر متاسوماتیسم گوه گشته‌ای توسط سیالهای ناشی از پوسته اقیانوسی فروروا شده باشد (Kamber et al., 2002). از آنجایی که گابروهای همراه با توده‌های گرانیتی به‌عنوان توده‌های گرانیتوئیدی محسوب می‌گردند، به‌منظور تشخیص نوع گابروها از نمودار (Whalen et al., 1987) که جهت تفکیک گروههای گرانیتوئیدی کاربرد دارد استفاده شد (شکل 7). بر این اساس گابروهای منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I و S قرار گرفته و ارتباطی با گرانیتوئیدهای نوع A ندارند.

در نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده بر حسب ترکیب مانتل اولیه (شکل 6-C) از لحاظ ژئوشیمیایی، آنومالی منفی Nb تشکیل ماگما در مناطق فرورانش را تأیید می‌کند (Wilson, 1989). به‌علاوه غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ ($LIL = Rb, K$) و تهی‌شدگی یکنواخت از عناصر با قدرت یونی بالا ($HFS = Ti, Nb$) بیانگر ماگماتیسیم مرتبط با جزایر قوسی است (Wilson, 1989; Chappell, 1999). تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا (HFS) نظیر Nb, P و Ti که از ویژگیهای شاخص محیطهای کمانی است، می‌تواند از خاستگاه ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه گشته‌ای دگر نهاد روی آن، ناشی شده باشد. ناهنجاری مثبت



شکل 5. A: محل قرارگیری نمونه‌ها در نمودار TAS برگرفته از (Cox et al., 1979). B: نمودار SiO_2 در مقابل K_2O برای نمونه‌های مورد مطالعه بر گرفته از (Peccerillo and Taylor, 1976). C: نمودار ضریب آلکالی در مقابل درصد وزنی Al_2O_3 برای نمونه‌های مورد مطالعه. کلیه نمونه‌ها در محدوده توانیّت بازالت واقع شده‌اند. برگرفته از (Middlemost, 1985). D: نمودار AFM برای نمونه‌های مورد مطالعه. به روند تولییتی نمونه‌ها توجه فرمایید. برگرفته از (Irvine and Barager, 1971). E: نمودار تفکیک سنگهای ماگمایی از نظر آلومین. برگرفته از (Maniar and Picooli, 1989).

Fig. 5. Plots of various elements or element ratios for hornblende gabbros from southeast of Fariman in A: TAS diagram (Cox et al., 1979). B: K_2O versus SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976). C: Alkali Index versus Al_2O_3 (Wt%) (Middlemost, 1985). D: AFM diagram (Irvine and Barager, 1971). E: Molecular $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus molecular $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram after Maniar and Piccoli (1989) showing classification of the rocks into metaluminous, peraluminous and peralkaline fields.

آهن را نشان می‌دهند، این امر نشان‌دهنده غنی‌شدگی پیش‌رونده مقدار آهن در طی تفریق و تبلور تحت فشار بخشی اندک اکسیژن است. مقادیر نسبتاً بالای Ni هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان نیز می‌تواند نشان‌دهنده اولیه بودن ماگمای مادر باشد. غنی‌شدگی در عناصر LILE (Cs, Rb, Ba, La, Sr) و تهی‌شدگی در عناصر HFSE (Zr, Ti, Y, Sm, Yb) از خصوصیت ویژه هورنبلند گابروهای مورد مطالعه محسوب می‌گردد. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی با ترکیب شیمیایی گابروهای هورنبلنددار واحدهای افیولیتی با خصوصیت تولیت جزایر قوسی در زون‌های فرورانش منطبق است. غنی‌شدگی در عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی کم در مقایسه با MORB، آنومالی مثبت شاخص سرب، و ترکیب مانتل اولیه در هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان می‌تواند نمایانگر تشکیل آنها از یک منشأ گوشته‌ای باشد که توسط رسوبات فرورانده شده و سیالات زون فرورانش در معرض متاسوماتیسم قرار گرفته‌اند.

بر اساس اطلاعات برگرفته از (Wilson, 1989) میزان SiO_2 هورنبلند گابروهای منطقه چاهک با تولیت‌های جزایر قوسی و میانگین موربها و میزان MgO آنها با بازالت‌های جزایر قوسی و متوسط موربهای آتلانتیک قابل مقایسه هستند. میزان Al_2O_3 و CaO کمتر از متوسط تولیت‌های جزایر قوسی و موربها می‌باشد، در بین اکسیدهای فرعی K_2O با میانگین تولیت‌های جزایر قوسی و TiO_2 با میانگین تولیت‌های جزایر قوسی و موربهای آتلانتیک قابل مقایسه‌اند. بسیاری از عناصر جزئی نظیر Rb, Zr, Y و با متوسط مقادیر این عناصر در تولیت جزایر قوسی برابر است. اگر چه غنی‌شدگی در میزان عناصر Rb, Th, La و Sr در هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان به احتمال فراوان حاصل متاسوماتیسم منشأ مانتل توسط رسوبات فرورانده شده و سیالات زون فرورانش باشد.

به‌منظور بررسی و تعیین منشأ و سنگ مادر سنگهای منطقه مورد مطالعه، از نمودارهای Rb در برابر Rb/Yb از (Ozdemir et al., 2006) استفاده شده است (شکل 12). دلیل استفاده از این نمودار آن است که گارنت کانی اصلی نگهدارنده Yb است و نسبت متغیر Rb/Yb وابسته به گارنت می‌باشد، بنابراین بین ذوب گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی می‌توان تفاوت قائل شد. همان‌طور که در شکل 12

جهت تفکیک بیشتر از نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدهای (Pearce et al., 1984) استفاده شد که بر این اساس گابروهای مورد مطالعه در موقعیت کمربندهای آتشفشانی زون فرورانش قرار می‌گیرند که مؤید تعلق توده‌های مورد مطالعه به سری I می‌باشد (شکل 8). بر اساس نمودارهای (Pearce, 1982) گابروها در محدوده کمربندهای آتشفشانی زون فرورانش واقع می‌شوند (شکل 9). پلات نمونه‌ها در نمودار (Pearce and Cann, 1973) معرف طبیعت تولیتی جزایر قوسی و MORB آنهاست (شکل 10-A و B). همچنین بر اساس نمودارهای (Mullen, 1983) و (Meschede, 1986) نیز هورنبلند گابروهای مورد مطالعه خصوصیت تولیتی جزایر قوسی و MORB را نشان می‌دهند (شکل 10-C و D). در نمودار (Batchelor and Bowden, 1985) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده قبل از تصادم قرار می‌گیرند (شکل 11).

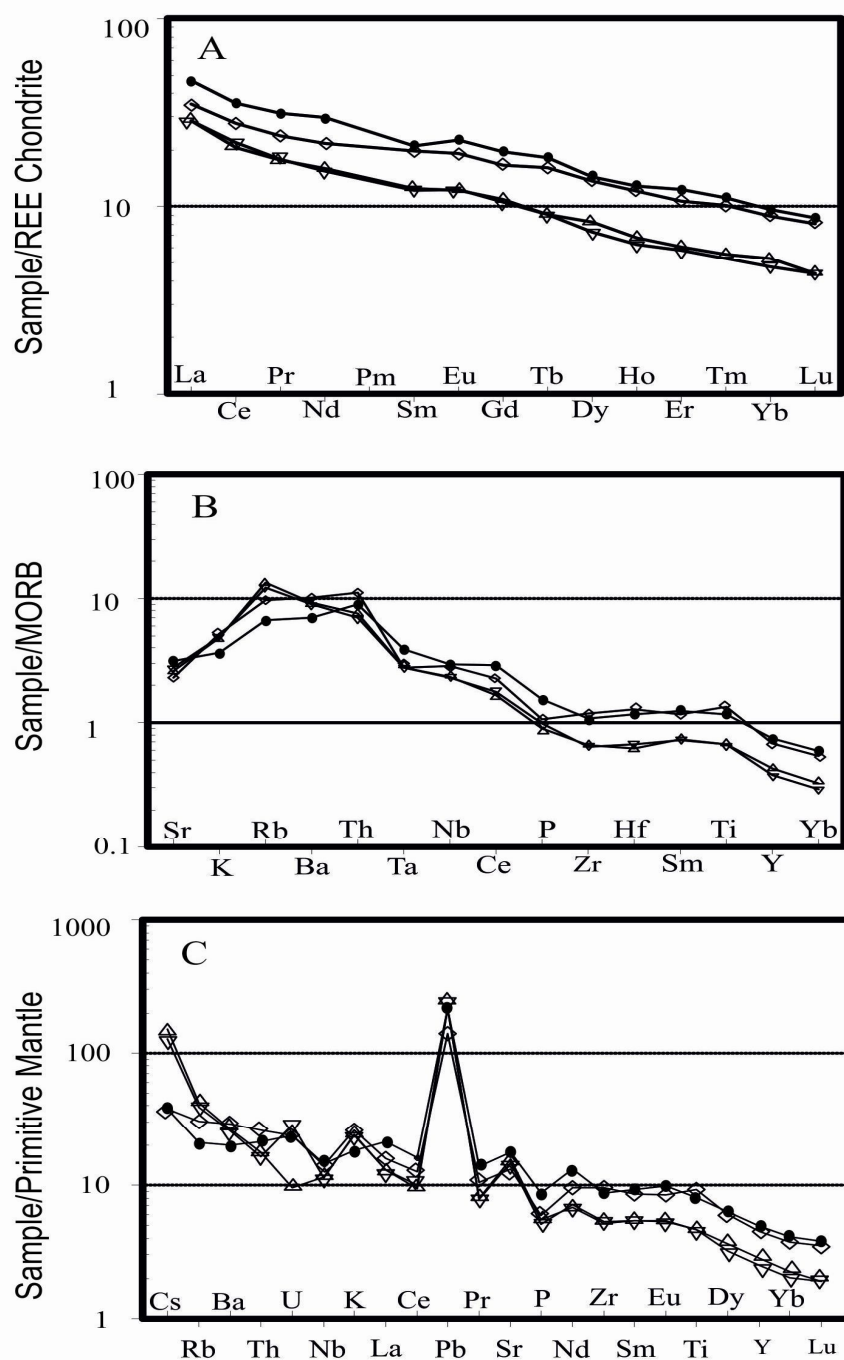
پتروژنز

زون‌های فرورانش را می‌توان به‌عنوان پیچیده‌ترین مناطق تولید ماگما در نظر گرفت (Mandal et al., 2012). این امر پیش از هر چیز به طبیعت چند منشأ (پوسته اقیانوسی فرورونده و رسوبات همراه آن، گوه مانتلی بالای پوسته و سیالات همراه با زون فرورانش) و تکامل چند مرحله‌ای ماگماهای مرتبط با زون فرورانش مربوط می‌شود (Wilson, 1989). سنگهای ماگمایی مجموعه افیولیتی در یک زون فرورانش به‌وضوح خصوصیت تولیت جزایر قوسی (IAT) و یا بنونیتی را نشان می‌دهند. فازهای سیال به شکل معمول نقش به‌سزایی در فرآیند ماگمایی زون‌های فرورانش دارند. به همین دلیل کانیهای آبدار نظیر هورنبلند و بیوتیت در توده‌های نفوذی مرتبط با این محیط تکتونیکی به‌وفور دیده می‌شوند. هورنبلند در سنگهای گابرویی زون فرورانش هم به شکل بلورهای نسبتاً ریز اولیه و هم به شکل بلورهای درشت‌تر با یک حاشیه واکنشی دیده می‌شوند (Mandal et al., 2012). لازم به ذکر است که هر دو حالت بافتی هورنبلند به‌وضوح در گابروهای منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده هستند.

هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان دارای خصوصیت تولیتی بوده و در نمودار AFM روند غنی‌شدگی در میزان

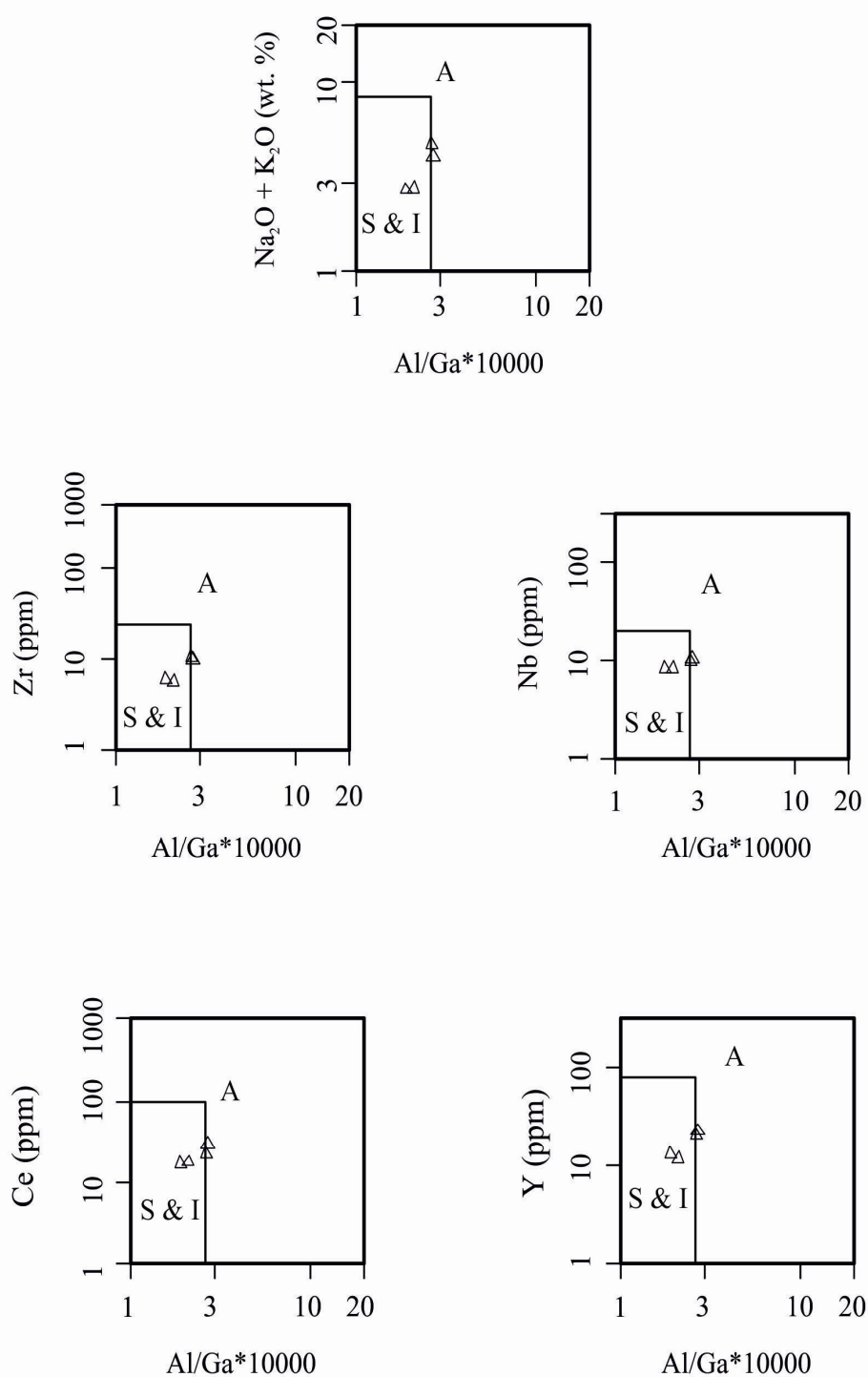
برای تولید ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگهاست.

دیده می‌شود، روند داده‌های سنگهای منطقه، بر منحنی ذوب گارنت لرزولیت منطبق بوده و بیانگر میزان 3% تا 10% ذوب



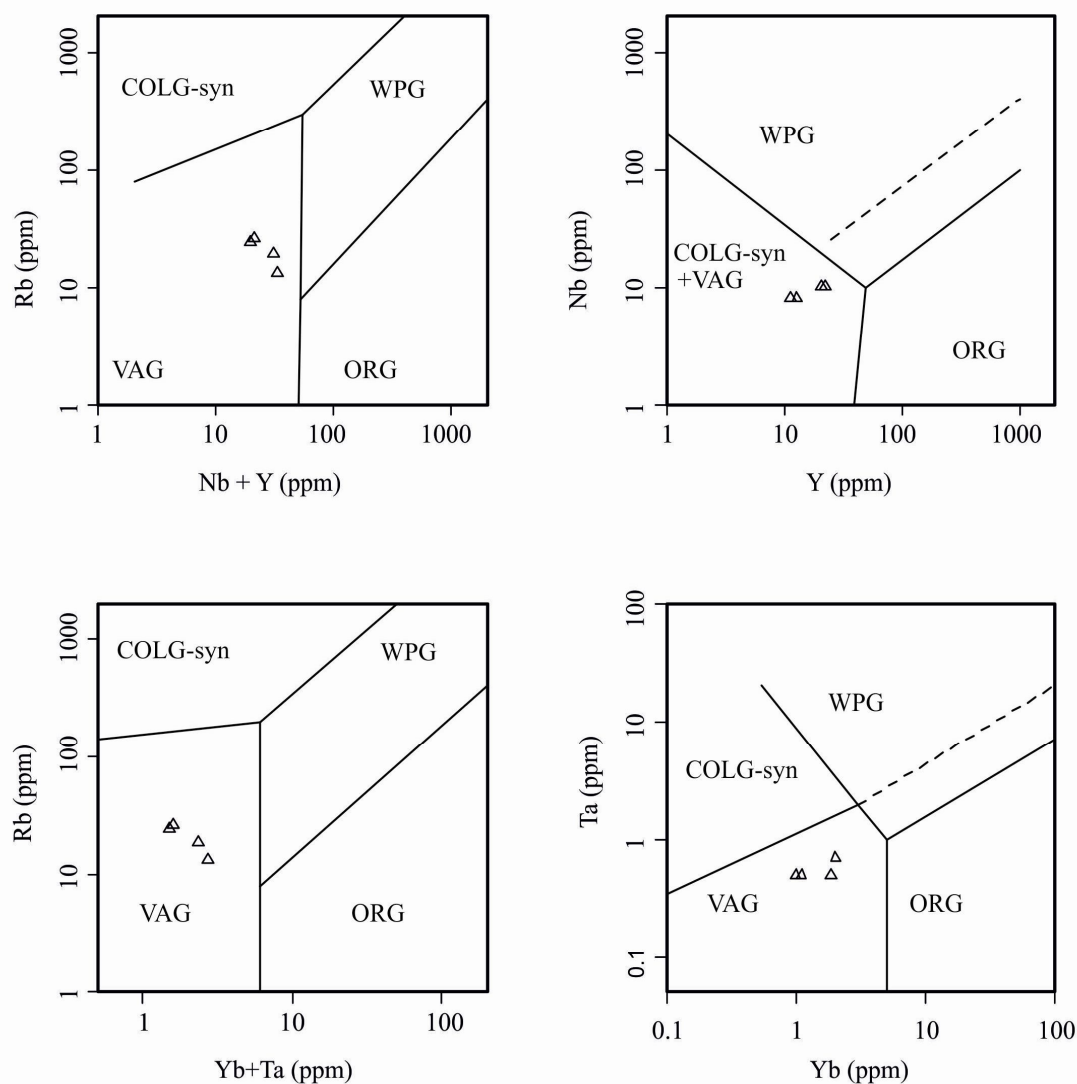
شکل 6. A: نمودار عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت به‌هنجار شده اند. B: نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به مورب. C: نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به ترکیب اولیه گوشته. برگرفته از (Fitton et al., 1991)

Fig. 6. A: Chondrite-normalized REE diagram B: MORB normalized trace elements spider diagram C: Primitive mantle-normalized trace element spider diagram (Fitton et al., 1991).



شکل 7. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Whalen et al., 1987) به قرارگیری کلیه نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های S و I توجه فرمایید.

Fig. 7. Plots of various elements or element ratios in diagrams after Whalen et al. (1987) for hornblende gabbros from southeast of Fariman.



شکل 8. موقعیت قرارگیری هورنبلند گابروهای مورد مطالعه در نمودار (Pearce et al., 1984). گابروهای مورد مطالعه در موقعیت کمرندهای آتشفشانی زون فرورانش قرار می گیرند

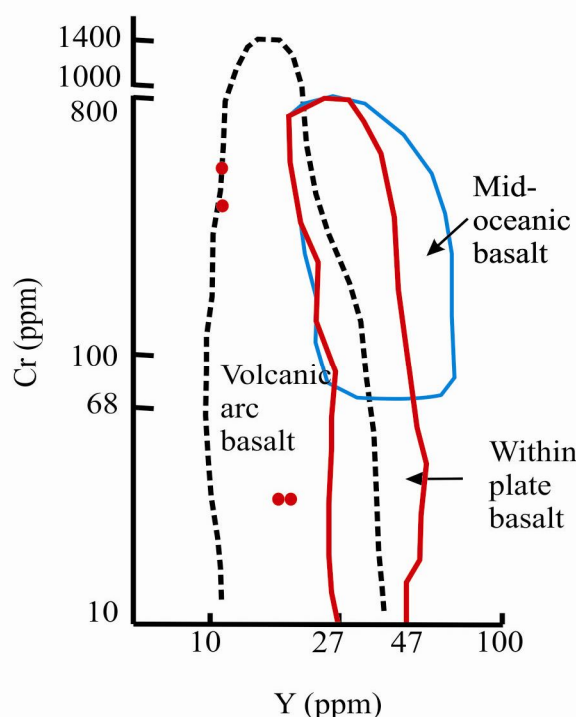
Fig. 8. Plots of various elements in diagrams after Pearce et al. (1984) for hornblende gabbros from southeast of Fariman.

که این عمق در 70 km تا 80km گوشته فوقانی قرار دارد. برخی نیز اعتقاد دارند که بسیاری از گارنت لרزولیتها در دماهای 900°C تا 1400°C و فشار حاکم در اعماق 120 تا 170km پایدار هستند (Gurney and Harte, 1980). آنها همچنین معتقدند انواعی که در انتهای بالایی این محدوده حرارتی در تعادل هستند، در هاله‌های پر حرارت دیاپیرهای صعودی تشکیل شده‌اند. البته اسپینل حداکثر تا

میزان درجه ذوب بخشی کم (5% تا 10%) سنگ منشأ، با شیب نسبتاً تند نمودارهای عنکبوتی که ناشی از درجات ذوب بخشی کم منشأ است کاملاً سازگار است. زون انتقال بین اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت، در اعماق بین 60km تا 80km در نظر گرفته شده است (Ellam, 1992). برخی زمین‌شناسان دیگر نظیر میدل موس (Middlemost, 1985) و فرای و همکاران (Fray et al., 1991) اعتقاد دارند

و عدم حضور اسپینل در منشأ سنگهای این منطقه می باشد می توان حداقل عمق جای گیری ماگمای تشکیل دهنده این سنگها را تا اعماق بیشتر از 80 km دانست.

عمق 80 کیلومتری پایدار است ولی گارنت می تواند تا بخشهای عمیق گوشته نیز حضور داشته باشد (Ellam, 1992) با توجه به این که این نمودار نشان دهنده حضور گارنت



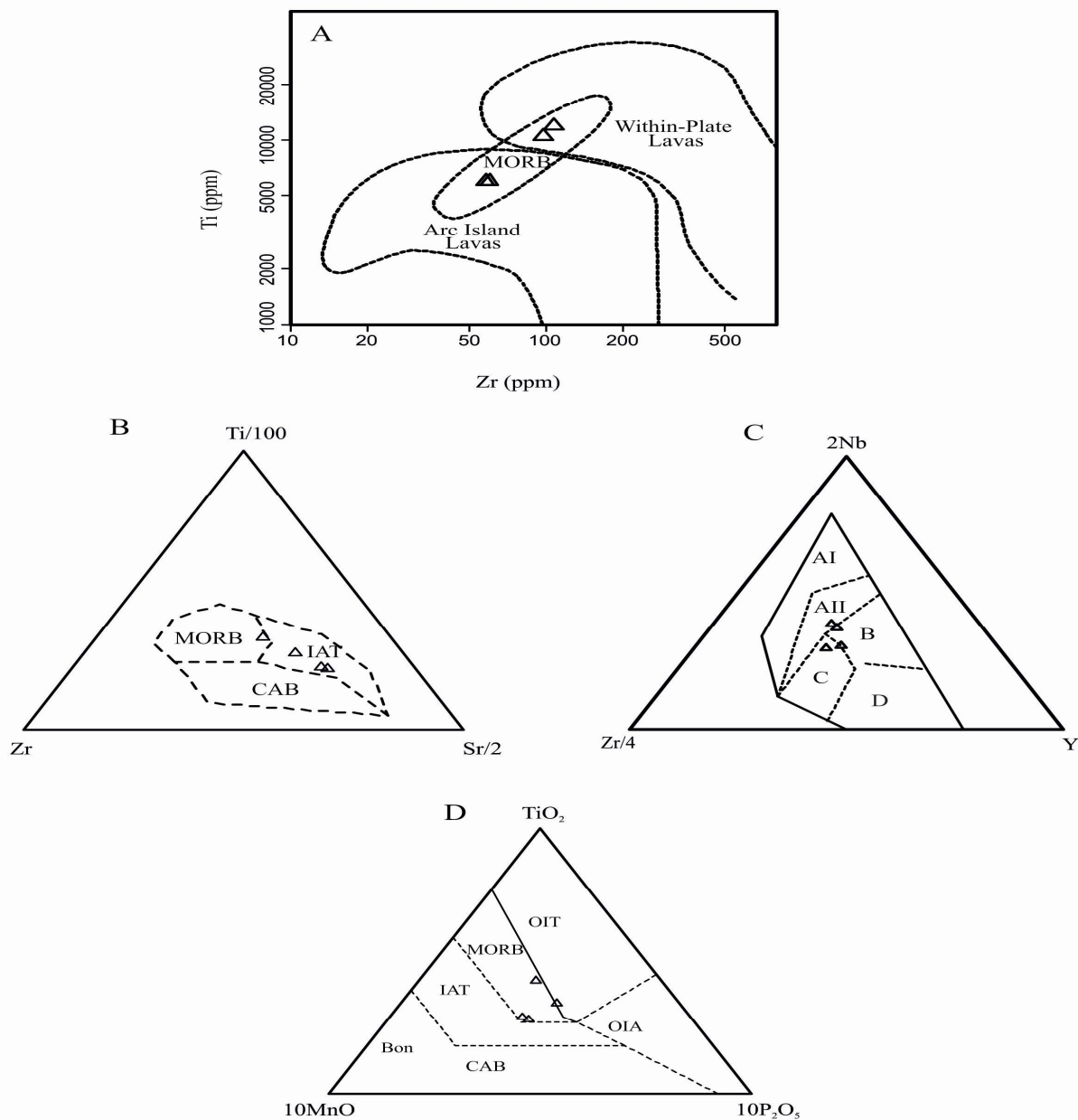
شکل 9. موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار Cr در مقابل Y. برگرفته از (Pearce, 1982).

Fig. 9. Plots of hornblende gabbros from southeast of Fariman in Cr (ppm) various Y (ppm) diagram after Pearce (1982)

نتیجه گیری

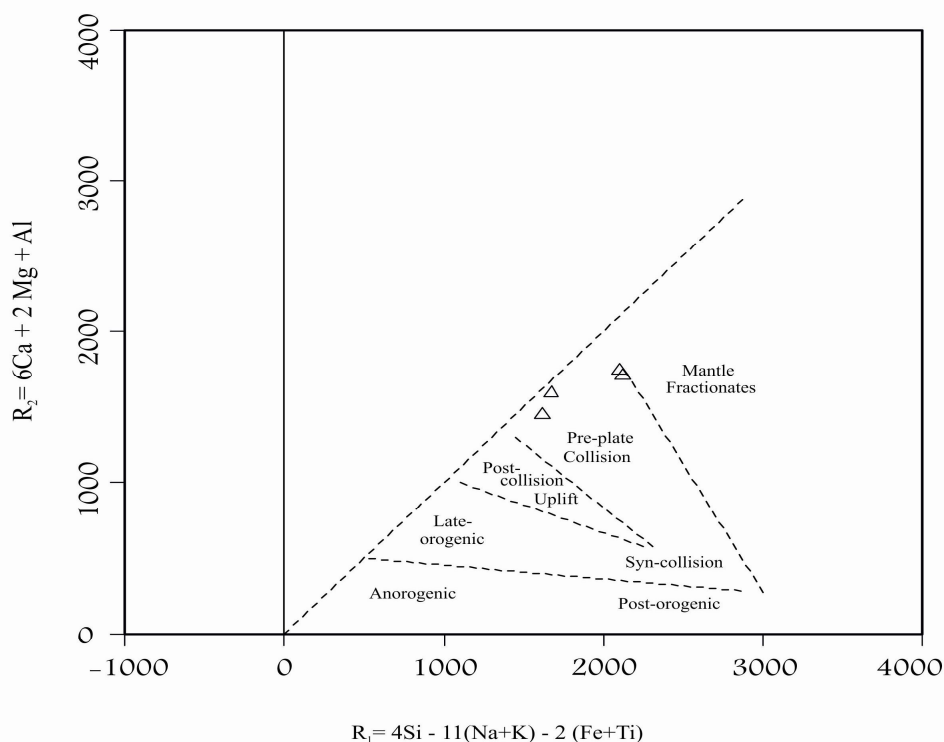
بر اساس مطالعات سنگ نگاری در مثالهای متعدد، کانیهای هورنبلند و بیوتیت به صورت حاشیه ای در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیوین دیده می شوند در حالی که کانیهای اخیر به وضوح دارای بافت خوردگی هستند. این امر می تواند منعکس کننده واکنش بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیوین با مذاب یا سیال غنی از آب جهت تشکیل هورنبلند و بیوتیت باشد. رورشدی بلورهای سبز روشن تا تیره آمفیبول با ترکیب ترمولیت-اکتینولیت بر روی بلورهای قهوه ای رنگ هورنبلند که بعضاً حاوی هسته خورده شده ای از بلور اوژیت است معرف تشکیل سنگهای مورد نظر از یک ماگمای با فشار فاز سیال نسبتاً بالا می باشد که در آن پیروکسن ناپایدار شده و شرایط برای تشکیل آمفیبول فراهم گردیده است. رورشدی در آمفیبول به شکل نوسانی می تواند بیانگر تغییرات ناگهانی

در فشار فاز سیال در زمان تبلور ماگما باشد. کلیه شواهد بالا در هورنبلند گابروهای منطقه مورد مطالعه نمایانگر تبلور ماگما در یک محیط عمیق و در شرایط غنی از مواد فرار و فشار بالا اما متغیر گاز است. در نمودار عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت به هنجار شده اند، غنی شدگی واضحی از LREE نسبت به HREE دیده می شود. هورنبلند گابروهای مورد مطالعه در مقایسه با میانگین سنگهای MORB مقادیر متفاوتی از غنی شدگی در عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) را نشان می دهند در حالی که عناصر با شدت میدان بالا (HFS) در مقایسه با فراوانی این عناصر در سنگهای MORB تهی شدگی نشان می دهند. در نمودار عنکبوتی به هنجار شده بر حسب ترکیب مانند اولیه نیز آنومالی منفی Zr و Nb دیده می شود.



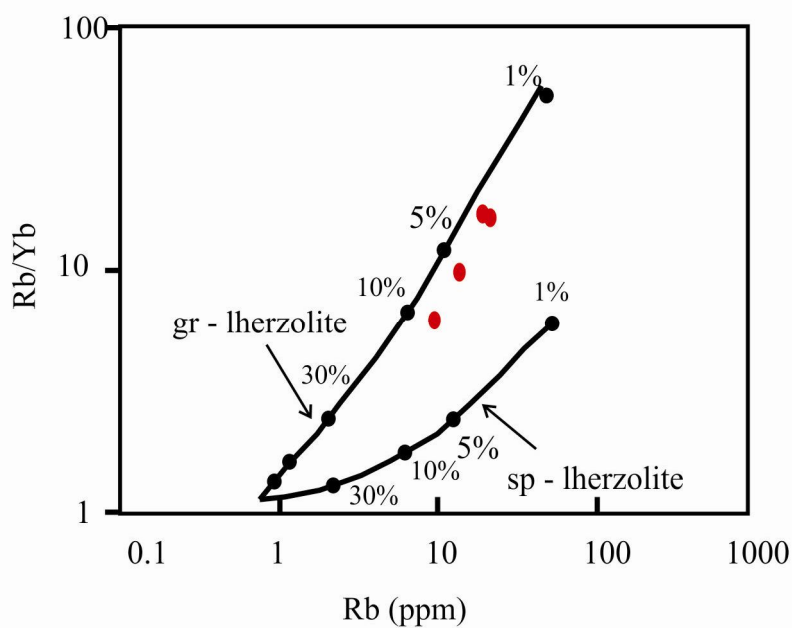
شکل 10. A: موقعیت هورنبلند گابروهای مورد مطالعه در نمودار Zr در مقابل Ti. برگرفته از (Pearce and Cann, 1973). B: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Ti/100-Zr-Sr/2 که بیانگر طبیعت تولییتی جزایر قوسی و MORB آنهاست. برگرفته از (Pearce and Cann, 1973). C: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار 2Nb-Zr/4-Y برگرفته از (Meschede, 1986). AI- آلوکالی بازالت‌های درون صفحه‌ای، AII- آلوکالی بازالت و بازالت‌های تولییتی درون صفحه‌ای، B- موربهای نوع E، C- بازالت‌های تولییتی درون صفحه‌ای و بازالتی کمان آتشفشانی، D: موربهای نوع N و بازالتی کمان آتشفشانی. D: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار 10MnO-TiO₂-10P₂O₅ برگرفته از (Mullen, 1983).

Fig. 10. Plots of hornblende gabbros from southeast of Fariman in A: Zr (ppm) various Ti (ppm) diagram after Pearce and Cann, 1973. B: Ti/100-Zr-Sr/2 diagram after Pearce and Cann, 1973. C: 2Nb-Zr/4-Y diagram after Meschede, 1986. AI- within-plate alkali basalts, AII- within-plate tholeiite basalts B- E-type MORBS C- within-plate tholeiite and island-arc basalts D- N-type MORBS and island-arc basalts D: 10MnO-TiO₂-10P₂O₅ diagram after Mullen, 1983.



شکل 11. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار R_1 - R_2 برگرفته از (Batchelor and Bowden, 1985).

Fig. 11. Plots of hornblende gabbros from southeast of Fariman in R_1 - R_2 diagram after Batchelor and Bowden (1985).



شکل 12. نمودار Rb در مقابل Rb/Yb برای تعیین منشأ و محیط تشکیل سنگهای جنوب شرق فریمان. برگرفته از (Ozdemir et al., 2006).

Fig. 12. Plots of hornblende gabbros from southeast of Fariman in Rb/Yb versus Rb diagram after Ozdemir et al. (2006).

فرورانشی مرتبط با حوضه‌های حاشیه قوسی دارد که نمایانگر تشکیل و جای‌گیری آنها در این زون‌هاست.

قدردانی

مقاله حاضر در راستای انجام یک طرح پژوهشی با کد 2/28035 مصوب 1392/7/30 فراهم آمده است بنابراین نگارنده بر خود لازم می‌داند تا از همکاری و مساعدت معاونت محترم پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد تشکر نماید.

نمودارهای ترسیم شده برای عناصر جزئی جهت بررسی و تعیین منشأ سنگ مادر نشان‌دهنده ذوب هورنبلند گابروهای جنوب شرق فریمان از یک منشأ گارنت لرزولیت با میزان حدود 5 تا 10 درصد ذوب‌بخشی است.

روابط صحرایی، نوع سنگها، کانی‌شناختی، بافت و ویژگیهای ژئوشیمیایی هورنبلند گابروهای مورد مطالعه مشابتهای فراوانی با سنگهای گابرویی زون‌های فرورانش و سنگهای بازیک کمپلکس‌های افیولیتی توسعه‌یافته در زون‌های فرا

References

- Aghanabati, S.A., 1975. Etude geologique de la region de Kalmard (W.Tabas) Iran Central; stratigraphie et tectonique. Ph.D. Thesis, Grenoble University, Grenoble, France, 231 pp.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y., 1997. The Triassic and associated rocks of the Nakhla and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin. Geological survey of America Bulletin, 109(12): 1563-1575.
- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48(1-4): 43-55.
- Beard, J.S., and Borgia, A., 1989. Temporal variation of mineralogy and petrology in cognate gabbroic enclaves at Arenal volcano, Costa Rica. Contributions to Mineralogy and Petrology, 103(1): 110-122.
- Bowes, D.R.E.D. and Kinloch, A.E., 1964. Wright Rhythmic Amphibole Overgrowths in Appinites Associated with Explosion-Breccias in Argyll. Mineralogical Magazine, 266: 963-973.
- Chappell, B.W., 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46(3): 535-551.
- Costa, F., Dungan, M.A., and Singer, B.S., 2002. Hornblende- and phlogopite-bearing gabbroic xenoliths from Volcán San Pedro (36°S), Chilean Andes: Evidence for melt and fluid migration and reactions in subduction-related Plutons. Journal of Petrology, 43(3): 219-241.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London, 450 pp.
- Eftekhari-Nejad, J., 1973. Some information about the origin of the flysch basin in Eastern Iran and its relation to plate tectonics theory. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 22, 125 pp.
- Ellam, R.M., 1992. Lithospheric as a control on basalt geochemistry. Geology, 20(2): 153-156.
- Fitton, J., James, D., Leeman, W., 1991. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. Journal of Geophysical Research, 96(B8), 13693-13711.
- Fray, F.A., Garcian, M.O., Wise, W.S., Kennedy, A., Gurriet, P.A. and Albarede, F., 1991. The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. Journal of Geophysical Research, 96(B9): 14347-14375.
- Gramont, X.B. and Guillou, Y., 1979. Geological map of Kariznow. Geological Survey of Iran, Scale 1:100,000.
- Gurney, J.J. and Harte, B., 1980. Chemical variations in upper mantle nodules from southern Africa kimberlites. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 297(1431): 273-293.
- Heliker, C., 1995. Inclusions in Mount St. Helens dacite erupted from 1980 through 1983. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 66(1-4): 115-135.
- Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M.J., Parada, M.A., Lopez-Escobar, L. and Frey, F.A., 1995. Crustal xenoliths from Calbuco volcano, Andean southern volcanic zone: Implications

- for crustal composition and magma-crust interaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(4): 331–344.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A.A., 1971. Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid–mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(1): 38–56.
- Mandal, A., Ray, A., Debnath, M. and Paul, S.B., 2012. Geochemistry of hornblende gabbro and associated dolerite dyke of Paharpur, Puruliya, West Bengal: Implication for petrogenetic process and tectonic setting. *Journal of Earth System Science*, 121(3): 793–812.
- Maniar, P.D. and Picooli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(3): 635–643.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3): 411–429.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*, 56(3-4): 207–218.
- Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology. Longman Group, United Kingdom, 390 pp.
- Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminate for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62(3): 53–62.
- Nabavi, M.H., 1976. An Introduction to Geology of Iran. Geologic Survey of Iran, Tehran, 109 pp. (in Persian)
- Ozdemir, Y., Karaoglu, O., Tolluoglu, A.U. and Gulec N., 2006. Volcano stratigraphy and petrogenesis of the Nemrat stratovolcano (East Anatolian High Plateau): The most recent post collisional volcanism in Turkey. *Chemical Geology*, 226(3-4): 189–211.
- Partovifar, F., 2012. Petrology and geochemistry studies of granitic rocks from Chahak village, Kariz-Now area, southeast of Fariman, Iran. Unpublished M.Sc. thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 145 pp. (in Persian)
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorp (Editor), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley and Sons, New York, pp. 525–548.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290–300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc–alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81.
- Ranjbar-Moghadam, F., 2011. The petrology and petrogenesis of metamorphic rocks in east and southeast of Fariman. Unpublished M.Sc. thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 156 pp. (in Persian)
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group, UK, 315 pp.
- Safouraei, S., 2008. Petrology and geochemistry of metamorphic rocks from southeast of Fariman. Unpublished M.Sc. thesis, University of Shahrood, Shahrood, Iran, 120 pp. (in Persian)
- Vaezi-Pour, M., Kholghi, M.H. and Alavi-Naeini, M., 1983. The geology of Farima-Zharf area and study of metamorphic rocks in northeast of Iran. Geological Survey of Iran Report.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman and Hall, London, 466 pp.



بررسی تیپ و خاستگاه کانه‌زایی آهن در رخداد معدنی مسگر، جنوب زنجان، با استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی

محمد ابراهیمی، حسین کوهستانی* و احسان شهیدی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

دریافت: 1392/7/03، پذیرش: 1392/12/27

چکیده

رخداد معدنی آهن مسگر در گوشه شمال‌باختری پهنه ایران مرکزی و در فاصله 115 کیلومتری جنوب زنجان قرار دارد. در این محدوده، واحدهای رسوبی و آتشفشانی - آذرآواری میوسن رخمون دارند. کانه‌زایی آهن به‌صورت رگه‌ای و عدسی‌شکل درون و در مرز واحدهای آذرآواری (کمر پایین) و گدازه‌های آندزی‌بازالتی (کمر بالا) رخ داده است. نتایج مطالعات سنگ‌نگاری گدازه‌های آندزی‌بازالتی نشان می‌دهد که بافت غالب در این سنگها پورفیری‌تیک با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (گاهی تا اندازه 3 میلی‌متر) و پیروکسن در یک زمینه شیشه‌ای تا ریزبلور است. براساس مطالعات زمین‌شیمیایی، این گدازه‌ها مربوط به محیطهای حاشیه فعال قاره‌ای بوده و ماهیت کالک‌آلکانل دارند. کانه‌زایی آهن در این منطقه به‌صورت رگه‌ای و سیمان‌پرش‌های گرمابی رخ داده و بافت کانسنگ از نوع رگه‌ای، رگه‌چهای، توده‌ای، پرشی، خردشده و دانه‌پراکنده است. مهمترین کانی موجود در این رخداد معدنی، هماتیت است که با میزان اندکی مگنتیت و کالکوپیریت همراهی می‌شود. گوشت در اثر فرآیندهای سوپرژن تشکیل شده است. کوارتز و کلریت، کانیهای باطله را در رخداد معدنی مسگر تشکیل می‌دهند. بافتهای مهم این کانیها شامل رگه‌ای، رگه‌چهای، گل‌کلمی، کوکاد و پوسته‌ای هستند. دگرسانی گرمابی به بخشهای سیلیسی و کلریتی‌شده پهنه‌های کانه‌دار محدود می‌شود. در خارج از پهنه‌های کانه‌دار، دگرسانی به‌صورت سرسیتی و کلسیتی - کلریتی‌شدن گدازه‌های آندزی‌بازالتی میزبان رخ داده است. بررسی الگوی رفتاری عناصر نادر خاکی در پهنه‌های کانه‌دار و سنگهای میزبان، بیانگر تهی‌شدگی مشخص (به‌جز عنصر Ge) در میزان این عناصر در پهنه‌های کانه‌دار است. کاهش در میزان عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین بیشتر مشهود است. این امر بیانگر میزان بالای واکنش بین سیالات کانه‌زا و سنگ میزبان در مسگر می‌باشد. مقایسه ویژگیهای زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی و ساخت و بافت ماده معدنی در رخداد معدنی مسگر با تیپ‌های مختلف کانسارهای آهن نشان می‌دهد، کانه‌زایی آهن در مسگر در ابتدا به‌صورت آتشفشانی - رسوبی تشکیل شده و سپس تحت تأثیر سیالات گرمابی به‌صورت رگه‌ای تمرکز دوباره یافته است.

واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی آهن، تیپ رگه‌ای گرمابی، بافت پرشی، دگرسانی، مسگر، زنجان.

مقدمه

قرار گرفته و تیپ کانه‌زایی و خاستگاه آن تعیین شده است. مطالعه دقیق این نوع کانه‌زاییها می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی برای اکتشاف کانه‌زاییهای مشابه در این بخش از ایران را ارائه کرده و به‌عنوان الگوی اکتشافی مورد استفاده قرار گیرد.

رخداد معدنی مسگر در فاصله 115 کیلومتری جنوب زنجان و 35 کیلومتری جنوب‌باختری قیدار با مختصات جغرافیایی 22° 48' تا 48° 38' طول خاوری و 35° 51' تا 35° 57' عرض شمالی واقع شده است. این منطقه، بخشی از پهنه ایران مرکزی (Stöckin, 1968) و زیرپهنه سلطانیه - میشو

کانه‌زایی آهن در ایران محدود به دوره زمانی خاصی نیست. رخداد این کانه‌زاییها با شکل‌گیری پوسته ایران در پروتروزوئیک پسین آغاز و به موازات فعالیتهای زمین‌ساختی - ماگمایی تا میو - پلیوسن ادامه داشته است (Ghorbani, 2007). در منطقه مسگر، جنوب زنجان، تنوع جالبی از سنگهای آتشفشانی و آذرآواری همراه با رخدادهایی از کانه‌زایی آهن قابل مشاهده است که قبلاً مطالعه علمی دقیقی بر روی آن انجام نشده بود. در این مقاله، ویژگیهای زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمیایی رخداد معدنی مسگر مورد بررسی

(Eftekheārnezhād, 1980) بوده و دارای ویژگیهای عمومی مشابه آنها می‌باشد.

روش مطالعه

مطالعات انجام‌شده شامل مطالعات صحرایی، تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس 1:25000، مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری و آنالیزهای شیمیایی به روشهای ICP-OES و ICP-MS می‌باشند. مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری با استفاده از میکروسکوپهای نوری دو منظوره مدل GX در دانشگاه زنجان و آنالیزهای شیمیایی در آزمایشگاه شرکت زرازا در تهران انجام شده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

براساس نقشه زمین‌شناسی 1:100000 زرین‌رود یا گرماب (Rādfar et al., 2005)، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در محدوده مورد مطالعه به ترتیب از قدیم به جدید شامل واحدهای دگرگونی کرتاسه، سنگهای تخریبی و آتشفشانی میوسن، واحدهای تخریبی پلیوسن و واحدهای کواترنری می‌باشند (شکل 1). واحدهای دگرگونی کرتاسه به صورت مجموعه‌ای از شیست، فیلیت و اسلیت‌های خاکستری تا سبز تیره بوده که به شدت خرد شده و برگ‌وارگی در آنها توسعه یافته است.

آهک ماسه‌ای، مارن، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، توف و میان‌لایه‌های ژپسی، مهمترین واحدهای تخریبی میوسن را تشکیل می‌دهند. سیما و ویژگیهای سنگ‌شناسی این نهشته‌ها قابل قیاس با سازند قرمز بالایی است، اما احتمال هم‌ارزی آنها با مجموعه سازندهای قرمز زیرین، آهک‌های قم و سازند قرمز بالایی نیز وجود دارد (Rādfar et al., 2005). در چنین حالتی، تغییرات سنی آنها از الیگوسن تا میوسن خواهد بود. طبقات کنگلومرای این واحد دارای قطعات آهکی گردشده تا نیمه‌گرد شده در اندازه متوسط است؛ اما در برخی نقاط، قطعات آنها بیشتر آتشفشانی است. این کنگلومراها به صورت متناوب با واحدهای ماسه‌سنگی دیده می‌شوند. ستبرای واحدهای تخریبی میوسن به‌طور میانگین به 1500 متر می‌رسد. سنگهای آتشفشانی این مجموعه شامل توف پرشی، آندزیت و تراکی‌آندزیت با ستبرای 50 تا 100 متر است. مجموعه سنگهای پلیوسن به‌صورت لایه‌هایی کم‌شیب شامل

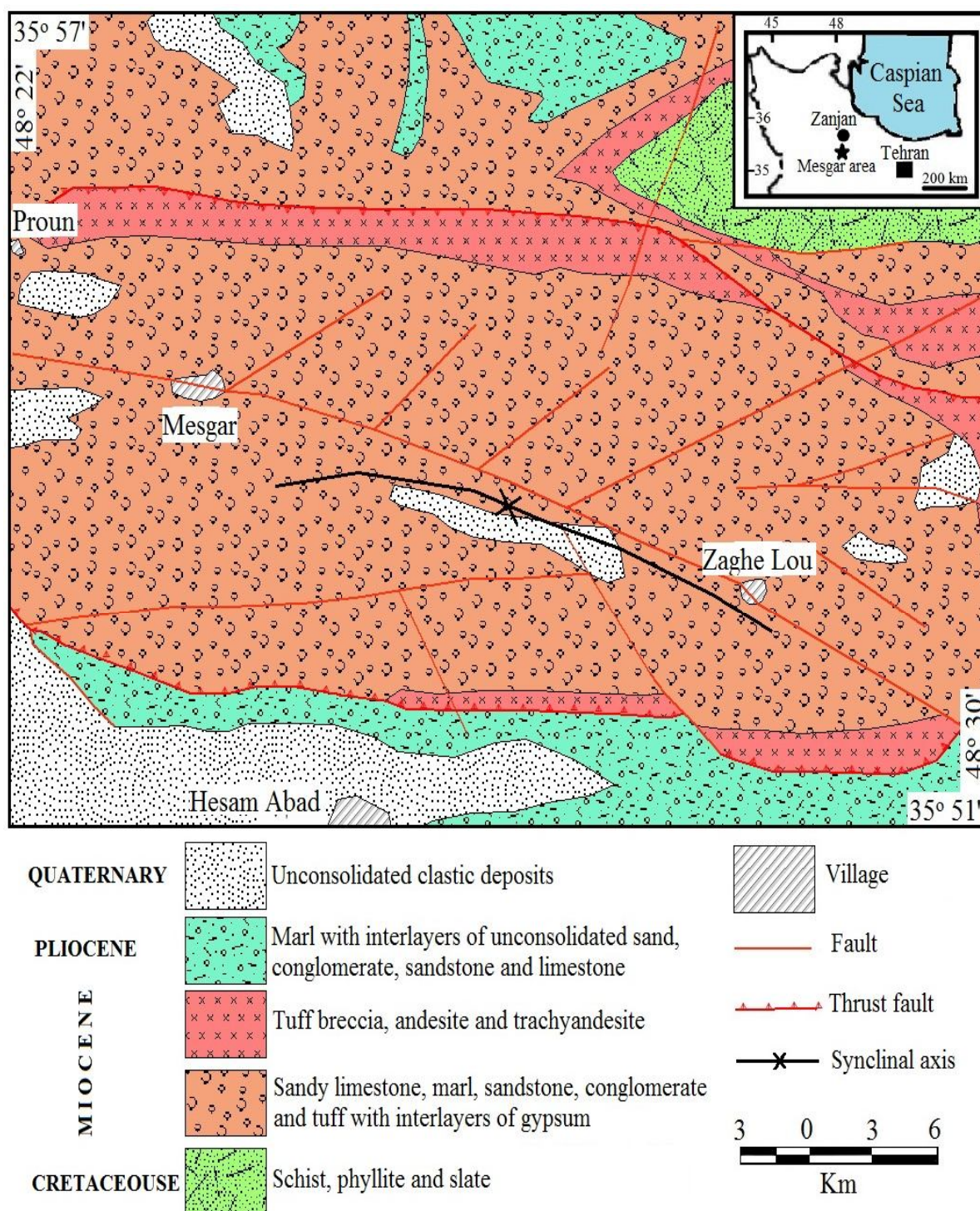
مارن‌های کرم تا قرمز رنگ است که گاهی با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌های سخت‌نشده همراهی می‌شود. در برخی نقاط، لایه‌هایی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و آهک نیز در این مجموعه دیده می‌شود. این مجموعه تخریبی به‌صورت ناپیوسته بر روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته است (Rādfar et al., 2005). از نظر ساختاری، منطقه مورد مطالعه دارای چین‌خوردگیها و گسل‌خوردگیهای متعددی است. جهت چین‌خوردگیها معمولاً شمال‌باختری - جنوب‌خاوری است. روند عمومی گسلها بیشتر شمال‌باختری - جنوب‌خاوری و خاوری - باختری است. از مهمترین ساختارهای موجود در منطقه می‌توان به ناودیس و گسل زاغلو اشاره کرد (شکل 1). امتداد گسل زاغلو با جهت محور ناودیس زاغلو هم‌راستاست.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه مسگر

در منطقه مسگر، واحدهای زمین‌شناسی شامل تناوب ضخیمی از نهشته‌های رسوبی میوسن (هم‌ارز سازند قرمز بالایی) است که توسط واحدهای آذرآواری و آتشفشانی میوسن (Rādfar et al., 2005) پوشیده شده‌اند (شکل 2). واحدهای آذرآواری در مجاورت بلا فصل واحدهای رسوبی میوسن و در بخش بالایی آنها رخنمون داشته (شکل 3-A) و شامل پرش آتشفشانی و آگلومرا می‌باشند. پرش‌های آتشفشانی به‌صورت لایه‌هایی با ستبرای حدود 10 متر و از نوع مونومیکتیک غنی از خمیره هستند (شکل 3-C). خرده‌سنگهای آنها شامل قطعات زاویه‌دار تا بعضاً نیمه‌گردشده آندزیت‌بازالتی با جورشدگی ضعیف می‌باشند که درون یک خمیره تخریبی قرار گرفته‌اند. اندازه خرده‌سنگها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است، اما به‌طور معمول بین 3 تا 5 سانتی‌متر است. آگلومراها به‌صورت لایه‌هایی با ستبرای کلی حدود 15 متر هستند که بین پرش‌های آتشفشانی در زیر و گدازه‌های آندزیت‌بازالتی در بالا قرار گرفته‌اند. قطعات سازنده این سنگها بیشتر خرده‌سنگهای گردشده تا نیمه‌گردشده آندزیت‌بازالتی است که با جورشدگی ضعیف درون سیمانی آتشفشانی تا تخریبی در کنار هم قرار گرفته‌اند (شکل 3-D). اندازه قطعات متغیر و به‌طور معمول اندازه‌ای بین 5 تا 7 سانتی‌متر دارند. واحدهای آتشفشانی به‌صورت یک توالی بر روی واحدهای آذرآواری رخنمون داشته (شکل 3-B) و ترکیب آندزیت‌بازالتی دارند.

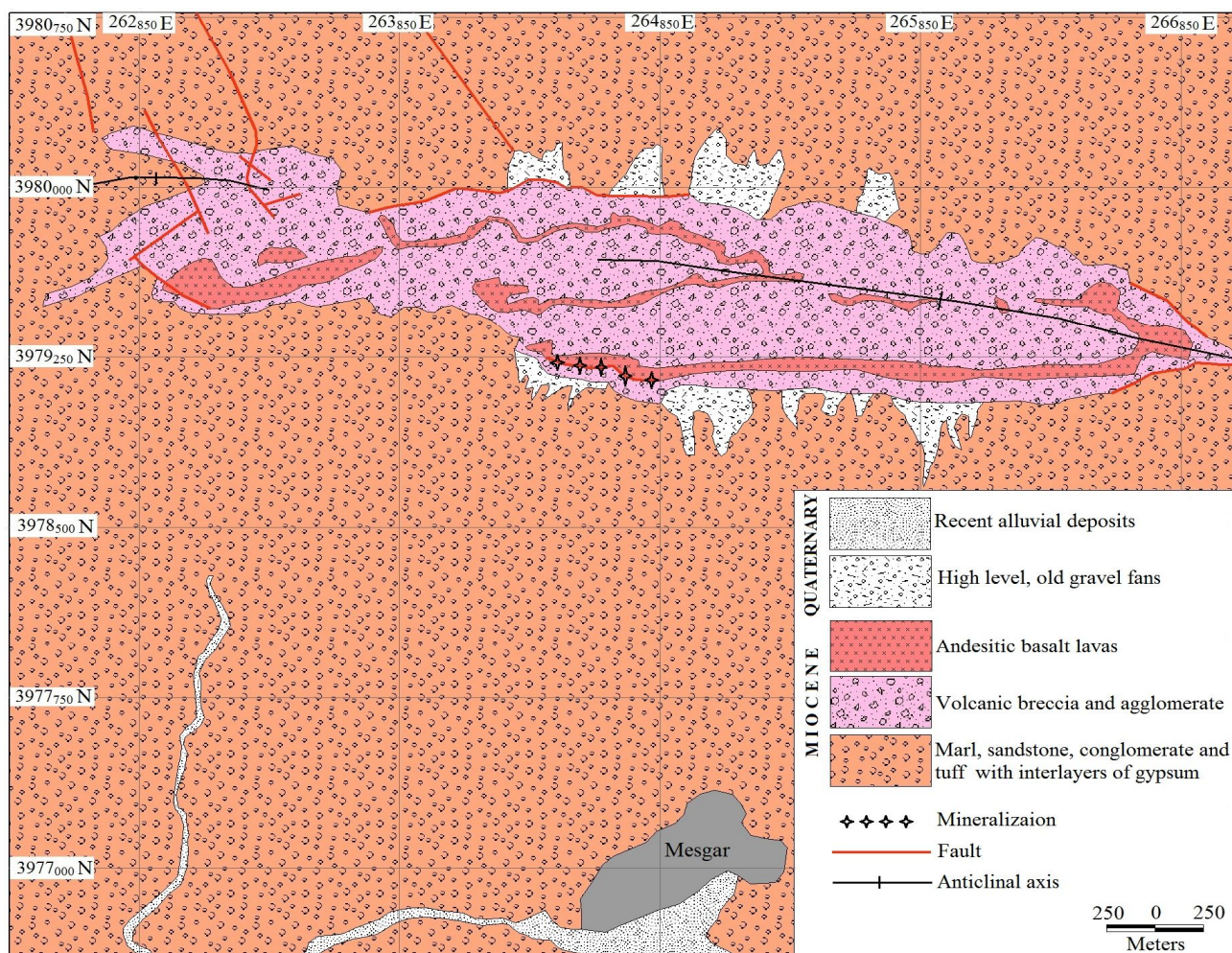
داده و به‌طور غالب شامل پلاژیوکلازهای درشت تا اندازه 3 میلی‌متر، پیروکسن و به میزان کمتر، کانیهای اوپک (هماتیت) می‌باشند (شکل 4).

این گدازه‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره متمایل به قهوه‌ای بوده و اغلب شکل توده‌ای دارند. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، درشت‌بلورها تا 15 درصد حجم سنگ را تشکیل



شکل 1. نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای ساده شده منطقه مسگر با تغییرات از (Rādfar et al. (2005).

Fig. 1. Simplified regional geological map of the Mesgar area modified after Rādfar et al. (2005).



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی منطقه مسگر و موقعیت پهنه کانه‌زایی بر روی آن.

Fig. 2. Geological map of Mesgar area showing the location of the ore zone.

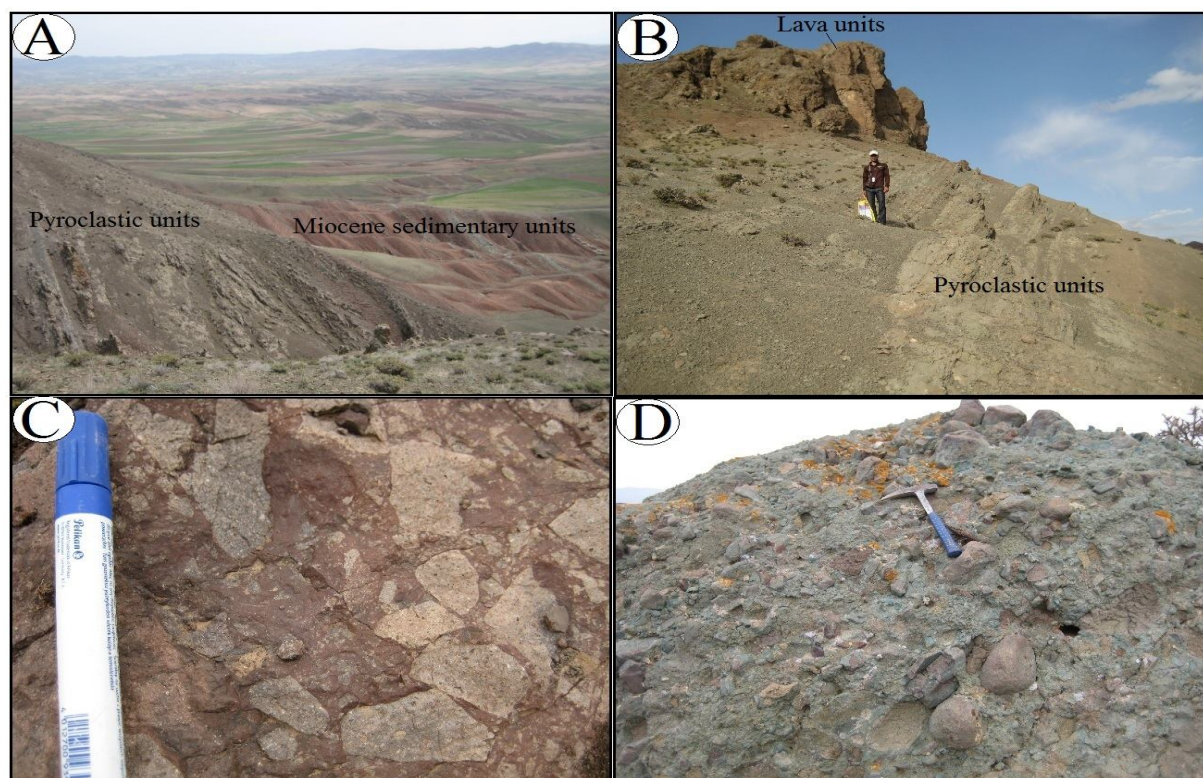
ماکل میان تیغه‌ای ساده بوده (شکل 4-B و E) و تا 20 درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. پیروکسن‌ها اغلب سالم هستند، اما در نمونه‌های هوازده، به کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند (شکل 4-F). برخی از درشت‌بلورهای پیروکسن نیز دچار خوردگی شده‌اند (شکل 4-E).

براساس مطالعات سنگ‌نگاری، بافتهای پورفیری، سریت، کومولوفیریک، گلومروپورفیری و تراکیتی در گدازه‌های آندزی‌بازالتی مشاهده می‌شوند (شکل 4). بافت پورفیری، بافت غالب در این سنگهاست که از کانیهای درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه متشکل از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و یا شیشه آتشفشانی تشکیل شده است. بافت گلومروپورفیری

پلاژیوکلازها اغلب به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل بوده و حدود 40 درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانیها معمولاً بافت غربالی داشته و منطقه‌بندی نشان می‌دهند (شکل 4-A و C). معمولاً بافت غربالی، بیانگر شرایط عدم تعادل فیزیکی (فشار و دما) و یا عدم تعادل شیمیایی حاکم بر مخزن ماگمایی است (Stromer, 1972; Tsuchiyama, 1985). منطقه‌بندی نیز مبین تبادل ضعیف سیلیسیم و آلومینیم در بلور حین تعادل با مذاب می‌باشد (Shelley 1993). وجود میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در گدازه‌های آندزی‌بازالتی (شکل 4-D)، نشانگر سردشدن سریع و یا گرانروی بالای گدازه است (Shelley 1993). پیروکسن‌ها اغلب به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل دارای

معمولاً از تجمع کانهای پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده است. زمینه این سنگها آفانیتیک و به صورت شیشه‌ای، ریزدانه

و یا حاوی میکروولیت‌های فراوان پلاژیوکلاز است (شکل 4).



شکل 3. نماهایی از رخنمون واحدهای سنگی در منطقه مسگر. A: رخنمون واحدهای آذرآواری به صورت متوالی و همشیب بر روی واحدهای رسوبی میوسن (دید به سمت جنوب - جنوب‌باختر). B: قرارگیری واحدهای گدازه‌ای به صورت همشیب بر روی واحدهای آذرآواری (دید به سمت جنوب). C: نمایی نزدیک از پرش آتشفشانی حاوی خرده‌سنگهای زاویه‌دار آندزیتی. D: نمایی نزدیک از واحدهای آگلومرایی حاوی خرده‌سنگهای گرد تا نیمه‌گرد شده آندزیتی.

Fig. 3. Views of rock units at the Mesgar area A: Pyroclastic units have concordantly overlain the Miocene sedimentary units (view to the south-southwest), B: Lavas have concordantly overlain the pyroclastic units (view to the south), C: A close view of the volcanic breccia with angular andesitic basalt clasts, D: Agglomerate units with rounded to subrounded andesitic basalt clasts.

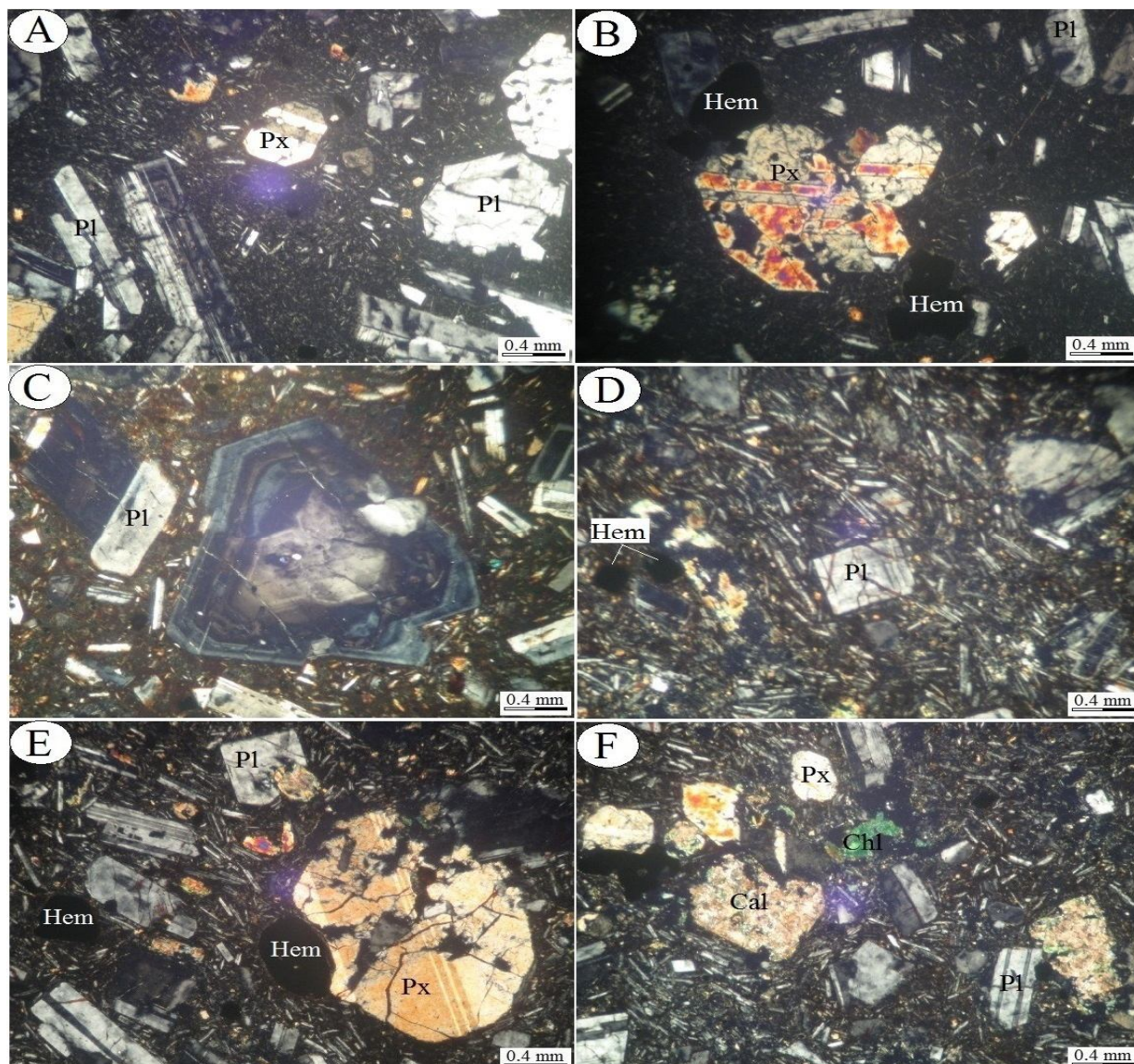
کانهای آهن

براساس مطالعات صحرایی، کانهای آهن در رخداد معدنی مسگر به صورت رگه‌ای و عدسی‌شکل در محدوده‌ای به درازای 150 متر و پهنای بیشینه 3 متر (میانگین 1/5 متر) درون و در مرز واحدهای آذرآواری و آتشفشانی رخ داده است. کمر پایین ماده معدنی را واحدهای آذرآواری و کمر بالای آن را گدازه‌های آندزیتی تشکیل می‌دهند. براساس مطالعات انجام‌شده، دو مرحله کانهای آهن در رخداد معدنی مسگر قابل تفکیک است: مرحله اول کانهای آهن قبل از رخدادهای پرشی گرمایی تشکیل شده است. این مرحله از کانهای آهن به صورت دانه‌پراکنده درون

گدازه‌های آندزیتی رخ داده و حاوی هماتیت‌های دانه‌ریز تا دانه‌متوسط است (شکل 5-A). هماتیت‌ها معمولاً بی‌شکل تا نیمه‌خودشکل و بعضاً خودشکل هستند. آثار این کانهای آهن به صورت خرده‌کانیهای گرد شده در پرش‌های گرمایی مرحله بعدی دیده می‌شوند (شکل 5-B). این مرحله از کانهای آهن در رخداد معدنی آهن مسگر گسترش چندانی ندارد. مرحله دوم کانهای آهن، اصلی‌ترین مرحله کانهای آهن در رخداد معدنی آهن مسگر است. این مرحله از کانهای آهن شامل هماتیت، کوارتز و کلریت همراه با مقادیر کم مگنتیت و به میزان کمتر کالکوپیریت می‌باشد که به صورت رگه‌ها و پرش‌های گرمایی

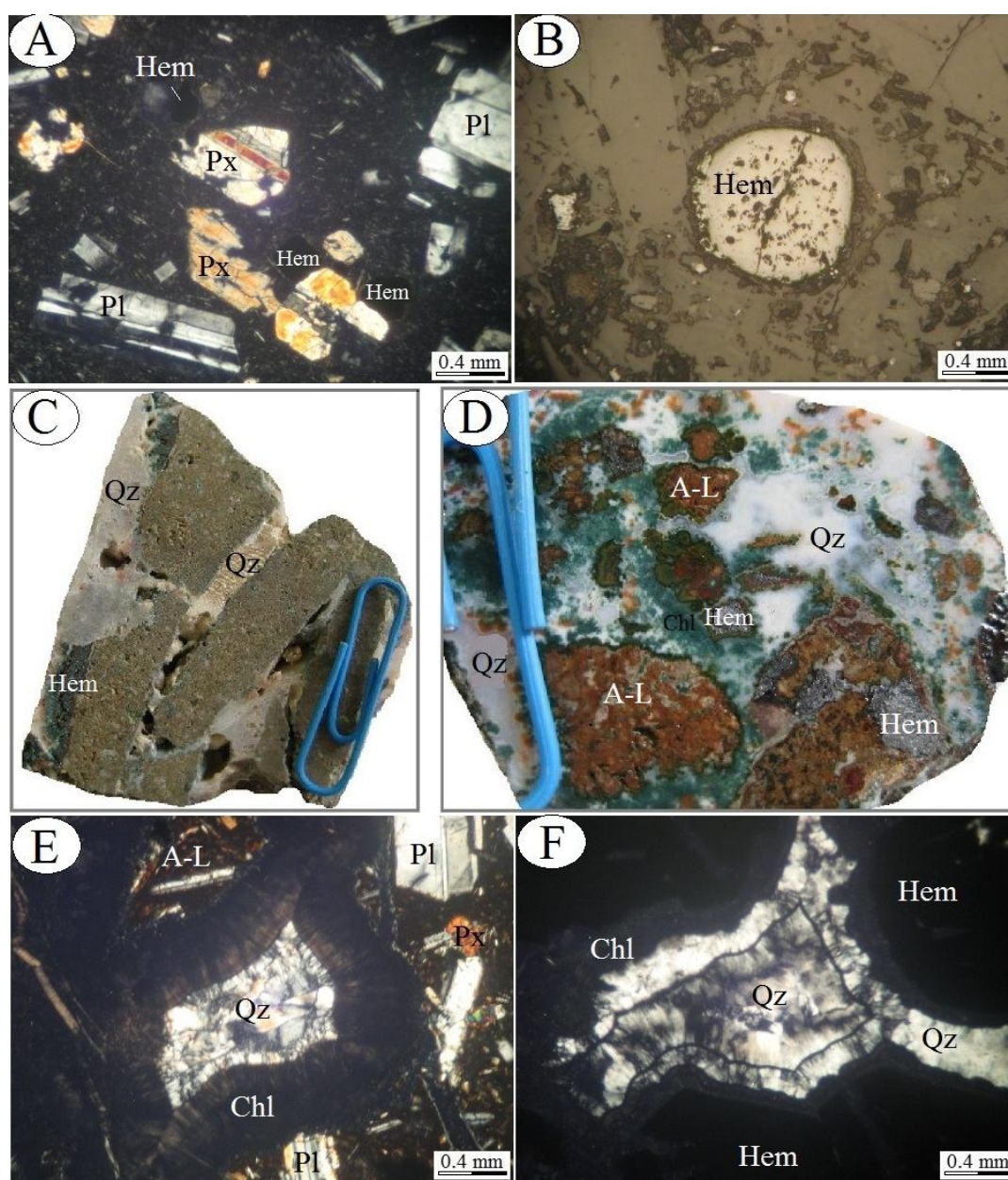
فضاهای خالی و نوارهای کوکاد در اطراف پرش‌های گرمایی دیده می‌شوند (شکل 5- D, E و F).

رخ داده است (شکل 5- C و D). هماتیت $\pm$ مگنتیت به صورت بلورهای نیمه خودشکل تا خودشکل و کوارتز و کلریت به شکل نوارهای پوسته‌ای و گل کلمی در رگه‌ها و



شکل 4. تصاویری میکروسکوپی از کانیهای تشکیل‌دهنده و بافت گدازه‌های آندزیتی بازالتی در منطقه مسگر. A: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز غربالی و گلومروکریست پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه ریزبلور سنگ (بافت کومولوفیریک). B: گلومروکریست پیروکسن در زمینه هیپوکریستالین سنگ (بافت گلومروپورفیریتیک). C: بافت سرییت با بلور پلاژیوکلاز زونه در مرکز تصویر. D: بافت تراکیتی با میکرولیت‌های پلاژیوکلاز. E: خوردگی درشت‌بلور پیروکسن و ماکل میان‌تیغه‌ای ساده آن. F: کلسیت و کلریت ناشی از دگرسانی کانیهای سنگ. همه تصاویر در نور انکساری پلاریزه متقاطع گرفته شده‌اند. (Cal= کلسیت، Chl= کلریت، Hem= هماتیت، Pl= پلاژیوکلاز، Px= پیروکسن)

Fig. 4. Photomicrographs of minerals and textures in the andesitic basalt lavas at the Mesgar area. A: Plagioclase phenocrysts with sieve texture along with plagioclase and pyroxene glomerocrysts set in fine-grained groundmass (cumulophyric texture), B: Pyroxene glomerocryst set in hypocrystalline groundmass (glomeroporphyritic texture), C: Seriate texture with zoned plagioclase at the center of the photo, D: Trachytic texture with plagioclase microlites, E: Pyroxene phenocryst with polysynthetic twinning, F: Alteration of rock minerals to calcite and chlorite. All photomicrographs are taken in transmitted light, XPL. (Cal= calcite, Chl= chlorite, Hem= hematite, Pl= plagioclase, Px= pyroxene)



شکل 5. مراحل کانه‌زایی در رخداد معدنی آهن مسگر. A: مرحله اول کانه‌زایی به صورت درشت‌بلورهای هماتیت دانه‌پراکنده در زمینه گدازه‌های آندزیتی‌بازالتی. B: خُرده‌کانی هماتیت گردشده مرحله اول کانه‌زایی در پرش‌های گرمایی مرحله دوم. C: رگه‌های کوارتزی و کوارتز-هماتیتی مرحله دوم کانه‌زایی که سنگ آندزیتی‌بازالتی میزبان را قطع کرده‌اند. D: مرحله دوم کانه‌زایی به صورت هماتیت، کوارتز و کلریت در سیمان پرش‌های گرمایی. E: کلریت با بافت گل‌کلمی و کوارتز با بافت‌های گل‌کلمی و پوسته‌ای در فضای بین قطعات آندزیتی‌بازالتی. F: رشد کلریت و سپس کوارتز با بافت گل‌کلمی در فضای بین بلورهای هماتیت. تصویرهای A، E و F در نور انعکاسی یک‌بار پلاریزه، تصویر B در نور انعکاسی یک‌بار پلاریزه. (A-L= andesitic basalt lithic, Chl= chlorite, Hem= hematite, Pl= plagioclase, Px= pyroxene, Qz= quartz)

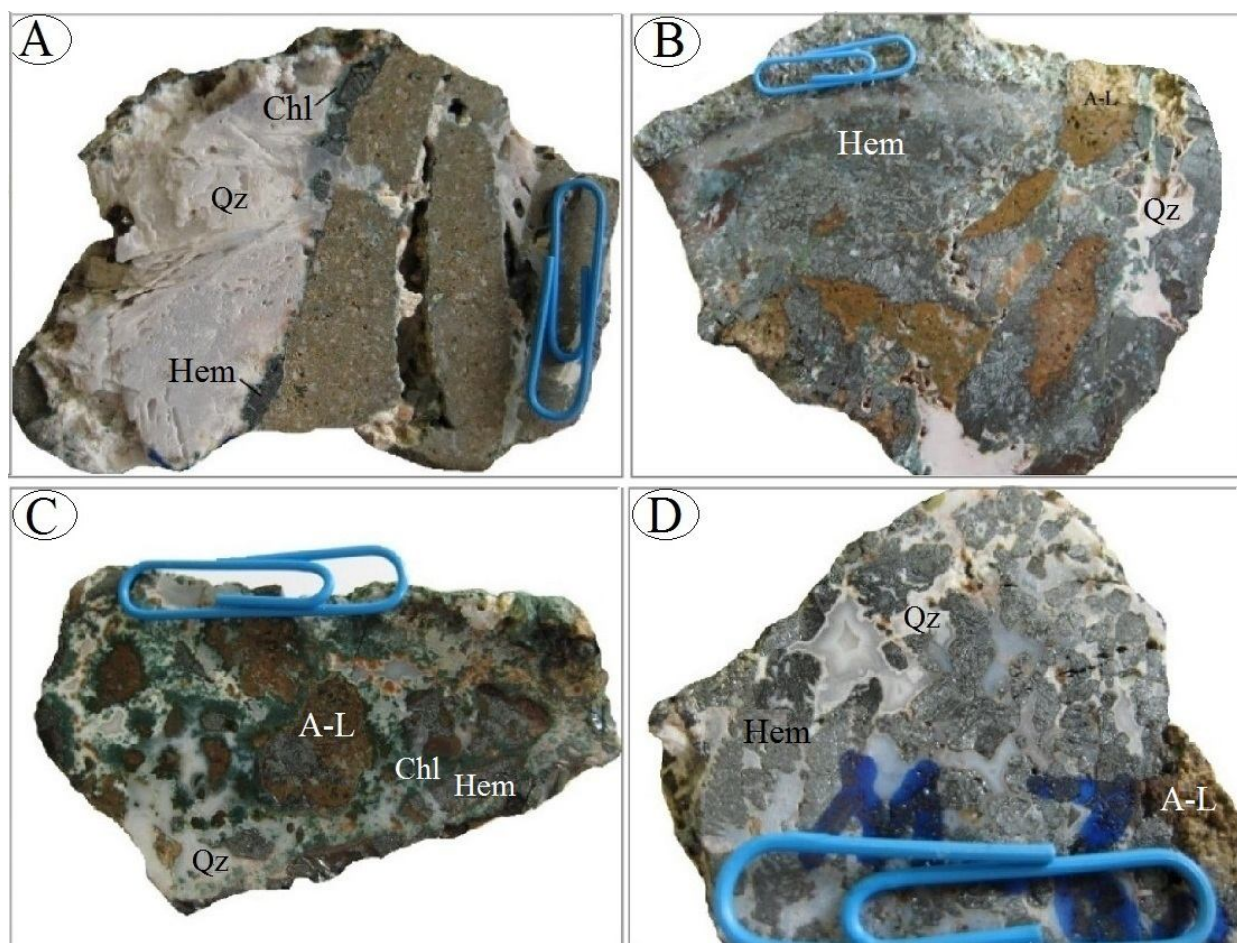
Fig. 5. Mineralization stages at the Mesgar iron occurrence. A: Stage-1 disseminated coarse-grained hematite in andesitic basalt lavas, B: Rounded clast of stage-1 hematite in hydrothermal breccia of stage-2 mineralization, C: Stage-2 quartz and quartz-hematite veins crosscutting the andesitic basalt host rock, D: Stage-2 hydrothermal breccia with hematite, quartz and chlorite cement, E: Chlorite and quartz vug infill with colloform and crustiform textures among the andesitic basalt clasts, F: Chlorite and quartz vug infill with colloform texture among the hematite crystals. A, E and F are taken in transmitted light, XPL, and B is taken in reflected light, PPL. (A-L= andesitic basalt lithic, Chl= chlorite, Hem= hematite, Pl= plagioclase, Px= pyroxene, Qz= quartz)

کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی و مواد باطله

مطالعات کانه‌نگاری نمونه‌های برداشت‌شده از پهنه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی آهن مسگر نشان‌دهنده حضور فراوان هماتیت به همراه مقدار کمی مگنتیت و مقدار بسیار کم کالکوپیریت است. گوتیت نیز در اثر فرآیندهای سوپرژن تشکیل شده است. کوارتز و به میزان کمتر کلریت، کانی‌شناسی اصلی مواد باطله را در این رخداد معدنی تشکیل می‌دهند. براساس این مطالعات، بافت ماده معدنی در رخداد معدنی آهن مسگر شامل رگه- رگه‌چهای (شکل 5- C و شکل 6- A)، توده‌ای (شکل 6- B)، پرشی (شکل 5- D و شکل 6-

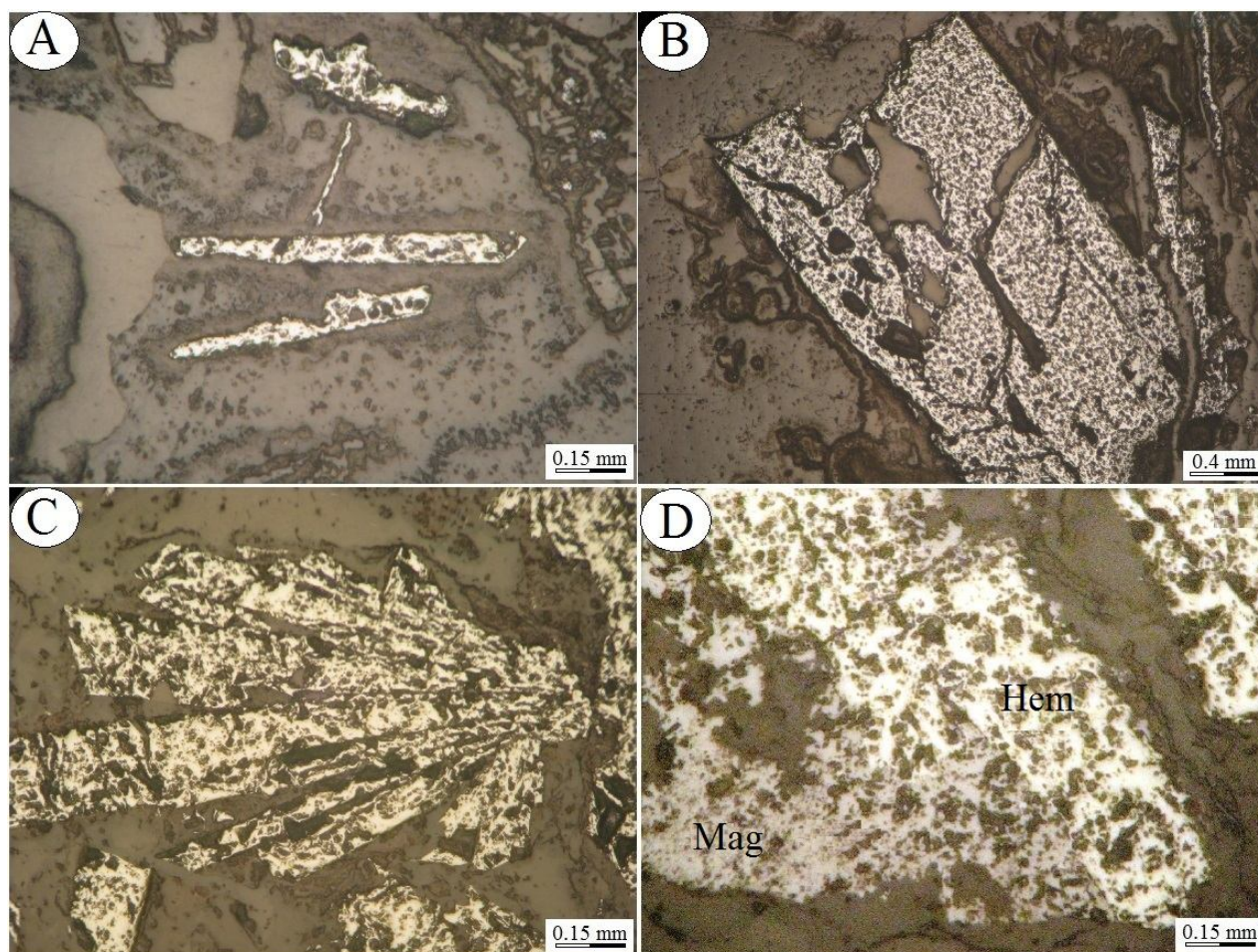
C و D)، دانه‌پراکنده (شکل 5- A) و خردشده (شکل 5- B) است.

هماتیت اغلب به صورت بلورهای تیغه‌ای خودشکل تا نیمه‌خودشکل با اندازه‌ای تا 2 سانتی‌متر دیده شده (شکل 7- A و B) و در بعضی از موارد حالت شعاعی (Ramdohr, 1989; Ineson, 1980) از خود نشان می‌دهد (شکل 7- C). بلورهای مگنتیت معمولاً به صورت خودشکل تا نیمه‌خودشکل بوده و اندازه‌ای تا 3 میلی‌متر دارند (شکل 7- D). کالکوپیریت به صورت بلورهای نیمه‌خودشکل دیده شده و اندازه‌ای تا 2 میلی‌متر دارند. این کانیها معمولاً در اثر فرآیندهای سوپرژن به گوتیت دگرسان شده‌اند.



شکل 6. انواع بافت ماده معدنی در رخداد معدنی آهن مسگر. A: رگه کوارتز- هماتیتی قطع‌کننده سنگ آندزیت‌بازالتی میزبان. B: هماتیت با بافت توده‌ای حاوی قطعات پرشی سنگ میزبان. C و D: بافت پرشی ماده معدنی. در ضمن بافت گل‌کلمی کوارتز در تصویر D مشخص است. (A-L= andesitic basalt lithic, Chl= chlorite, Hem= hematite, Pl= plagioclase, Qz= quartz)

Fig. 6. Types of ore textures at the Mesgar iron occurrence. A: Quartz-hematite veins crosscutting the andesitic basalt host rock, B: Hematite with massive texture, containing breccia clasts of host rock, C and D: Breccia texture of ore. Colloform texture of quartz is also observed in D. (A-L= andesitic basalt lithic, Chl= chlorite, Hem= hematite, Pl= plagioclase, Qz= quartz)



شکل 7. تصاویر میکروسکوپی نور انعکاسی یک‌بار پلاریزه از مواد معدنی در آهن مسگر. A: تیغه‌های هماتیت نیمه‌خودشکل. B: بلور درشت و نیمه‌خودشکل هماتیت. C: بلورهای تیغه‌ای هماتیت با بافت شعاعی. D: بلور نیمه‌خودشکل مگنتیت در کنار بلورهای خودشکل هماتیت. (Hem= هماتیت، Mag= مگنتیت)

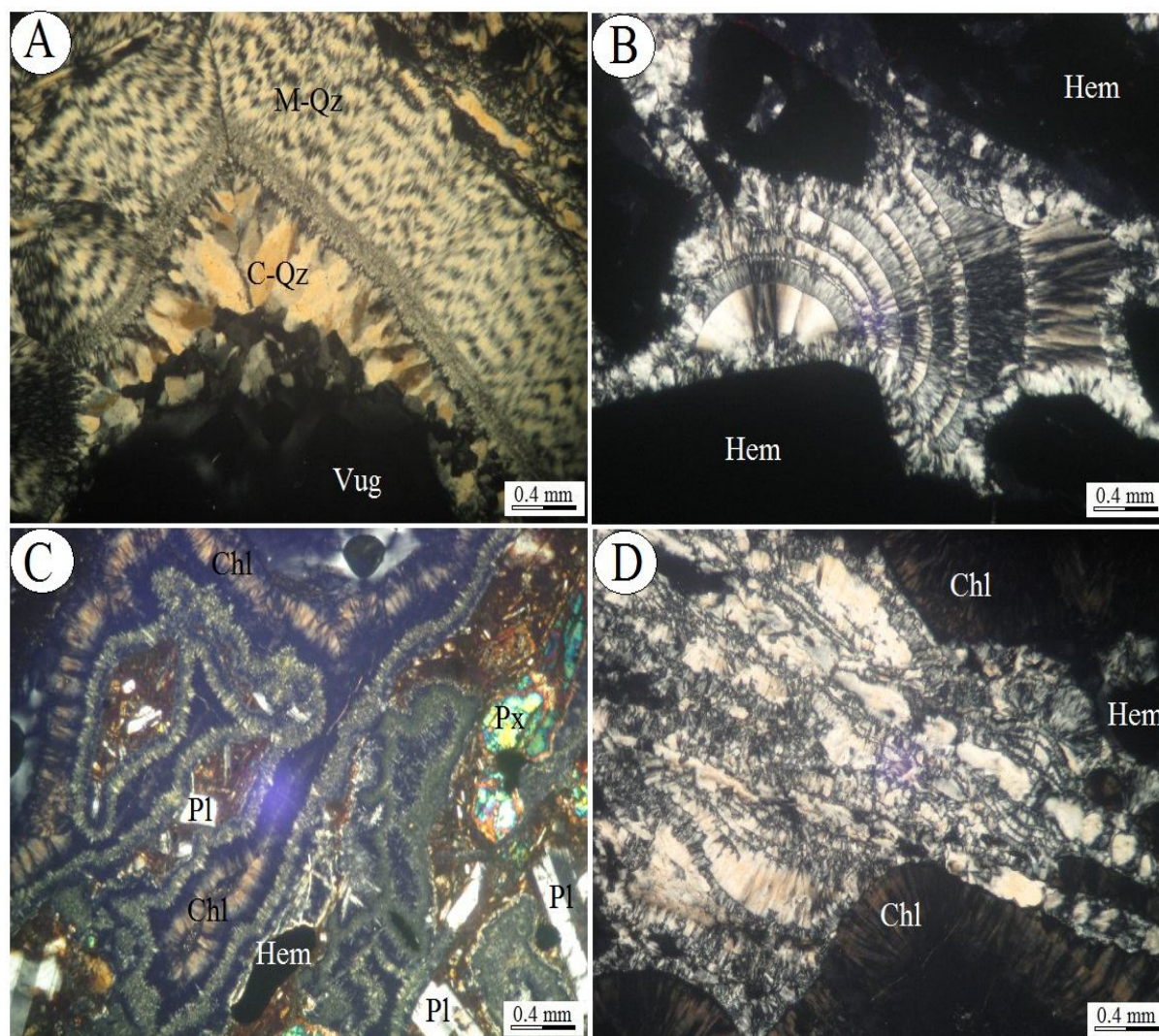
Fig. 7. Photomicrographs (reflected light, PPL) of ore mineralogy at the Mesgar iron occurrence. A: Subhedral crystals of bladed hematite, B: Subhedral and coarse-grained crystal of hematite, C: Bladed crystals of hematite with spherical texture, D: Subhedral crystal of magnetite along with euhedral crystals of hematite. (Hem= hematite, Mag= magnetite)

بلورها معمولاً به رنگ روشن، سفید و یا خاکستری دیده شده و اندازه‌ای کمتر از 1 میلی‌متر تا چند سانتی‌متر دارند. کلریت معمولاً به‌صورت گل‌کلمی و شعاعی دیده می‌شود. توالی پاراژنتیک کانیها در رخداد معدنی آهن مسگر به 3 مرحله قابل تقسیم است (شکل 9). مرحله اول با حضور بلورهای دانه‌پراکنده هماتیت در خمیره گدازه‌های آندزی-بازالتی مشخص می‌شود. مرحله دوم با تهنشست کانیهای هماتیت، کوارتز و کلریت به‌همراه مقادیر کمتر مگنتیت و کالکوپیریت در سیمان رگه‌ها و پرش‌های گرمابی همراه است. این کانیها معمولاً بافت رگه-رگه‌چهای، خُردشده، پرشی و

کوارتز و به میزان کمتر کلریت، کانی‌شناسی اصلی مواد باطله را در رخداد معدنی آهن مسگر تشکیل می‌دهند. این کانیها به‌طور معمول، بافت‌های رگه-رگه‌چهای، گل‌کلمی (شکل 8-8-B)، کوکاد (شکل 8-C) و پوسته‌ای (شکل 8-D) دارند. بر پایه اندازه بلورها، کوارتزهای موجود را می‌توان در دو دسته ریزبلور (کلسدونی) و درشت‌بلور (Dong et al., 1995) تقسیم‌بندی کرد (شکل 8-A). کوارتزهای ریزبلور معمولاً بافت‌های گل‌کلمی، کوکاد و پوسته‌ای دارند. کوارتزهای بلورین به‌صورت بلورهای درشت و خودشکل در نوارهای کوکاد و پوسته‌ای در رگه‌ها و سیمان گرمابی پرش‌ها رخ داده‌اند. این

(Yilmaz et al., 2010; Kouhestani et al., 2012). مرحله سوم با حضور کانیه‌های سوپرژن مانند گوتیت مشخص می‌شود. این کانی به‌طور معمول جانشین کانیه‌های اولیه شده است.

توده‌ای دارند. کوارتز به دو شکل ریزبلور و درشت‌بلور با بافت رگه-رگه‌چهای، گل‌کلمی، کوکاد و پوسته‌ای در رگه‌ها و برش‌های گرمایی دیده شده و فضاهای خالی بین بلورهای هماتیت را پر می‌کند. بافت‌های موجود، نشانگر ته‌نشست مواد معدنی و کانیه‌های باطله همراه، تحت شرایط گرمایی است



شکل 8. انواع کوارتز در رخداد معدنی آهن مسگر. A: رشد کوارتزهای درشت‌بلور خودشکل تا نیمه‌خودشکل در فضای بین کوارتزهای ریزبلور (کلسدونی). B: کوارتز ریزبلور با بافت گل‌کلمی در فضای بین بلورهای هماتیت. C: کوارتزهای ریزبلور با بافت کوکاد در اطراف قطعات پرشی آندزیتی‌بازالتی. D: کلریت با بافت گل‌کلمی و شعاعی و کوارتزهای درشت‌بلور با بافت پوسته‌ای درون رگه کوارتزی کانه‌دار. همه تصاویر در نور انکساری پلاریزه متقاطع گرفته شده‌اند. (Chl= کلریت، C-Qz= کوارتزهای درشت‌بلور، Hem= هماتیت، M-Qz= کوارتزهای ریزبلور، Pl= پلاژیوکلاز، Px= پیروکسن)

Fig. 8. Types of quartz at the Mesgar iron occurrence. A: Euhedral to subhedral coarse crystalline quartz overgrown among the microcrystalline quartz (chalcedony), B: Microcrystalline quartz with colloform texture among the hematite crystals, C: Andesitic basalt breccia clasts overgrown by cockade bands of microcrystalline quartz, D: Ore-bearing quartz vein with crustiform quartz and colloform and spherical chlorite. All photomicrographs are taken in transmitted light, XPL. (Chl= chlorite, C-Qz= coarse crystalline quartz, Hem= hematite, M-Qz= microcrystalline quartz, Pl= plagioclase, Px= pyroxene)

Stages		Stage 1	Stage 2	Supergene
Ore	Hematite	—	—	
	Magnetite		?	
	Chalcopyrite		—	
	Goethite			—
Gangue	Quartz		—	
	Chlorite		—	
Textures	Disseminated	—		
	Vein – Veinlet		—	
	Massive		—	
	Clastic and Brecciated		—	
	Colloform		—	
	Cokade and Crustiform		—	
	Replacement			—

شکل 9. توالی پاراژنتیک، فراوانی نسبی و ساخت و بافت کانیها برای مواد معدنی و باطله در رخداد معدنی آهن مسگر.

Fig. 9. Paragenetic scheme showing the relative abundance, structure and texture of gangues and ore minerals at the Mesgar iron occurrence.

دگرسانی

دگرسانی گرمابی در رخداد معدنی آهن مسگر دارای وسعت چندانی نبوده و به بخشهای سیلیسی و کلریتی شده پهنه‌های کانه‌دار محدود می‌شود. در خارج از بخشهای کانه‌دار، دگرسانی به صورت سربستی شدن و کلسیتی - کلریتی شدن گدازه‌های آندزی بازالتی میزبان کانه‌زایی محدود می‌شود. کائولینیتی شدن نیز در اثر فرآیندهای سوپرژن تشکیل شده است.

دگرسانی سیلیسی و کلریتی به طور معمول در بخشهای پرشی شده رخ داده و منطبق بر پهنه‌های کانه‌دار هستند. این دگرسانیها به صورت رگه‌ای و سیمان گرمابی در پرش‌های کانه‌دار مشاهده می‌گردند (شکلهای 6 و 8). کوارتز و کلریت معمولاً در بخشهای مرکزی رگه‌ها دیده شده و فضای بین سیمان هماتیتی پرش‌ها را پر می‌کنند. دگرسانیهای سربستی و کلسیتی - کلریتی، بیشتر در بخشهای بیرونی پهنه‌های دگرسانی گرمابی مشاهده شده و معمولاً از شدت زیادی در منطقه برخوردار نیستند، به طوری که بافت اولیه سنگها در این نوع دگرسانیها معمولاً حفظ شده و یا به راحتی قابل شناسایی است. پیروکسن‌ها به طور بخشی توسط کلسیت و کلریت و پلاژیوکلازها نیز به طور بخشی به وسیله سربست جای‌گزین شده‌اند. این دگرسانیها محدودکننده بخشهای بیرونی سیستم

دگرسانی گرمابی در منطقه بوده و با هیچ یک از مراحل کانه‌زایی همراه نمی‌باشند.

داده‌های زمین‌شیمیایی سنگهای میزبان و پهنه‌های کانه‌دار چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی هر منطقه و ارتباط این عناصر با یکدیگر، یکی از مهمترین جنبه‌هایی است که معمولاً در مطالعات زمین‌شیمیایی مدنظر قرار می‌گیرد. با استفاده از این روابط می‌توان به ویژگیهای محیط تشکیل و فرآیندهای مؤثر در شکل‌گیری کانسار پی برد (Nabatian et al., 2009). در این بخش، ویژگیهای زمین‌شیمیایی سنگهای آتشفشانی نسبتاً سالمتر میزبان رخداد معدنی آهن مسگر و پهنه‌های کانه‌دار آن مورد بررسی قرار می‌گیرند. هدف از این مطالعات، بررسی پتروژنز سنگهای آتشفشانی و تعیین غنی‌شدگی و تهی‌شدگیهای عنصری مرتبط با دگرسانیهای گرمابی در سنگهای میزبان و پهنه‌های کانه‌دار است. نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های منطقه مسگر در جدول 1 آمده است.

ویژگیهای زمین‌شیمیایی سنگهای میزبان

سنگهای آتشفشانی میزبان رخداد معدنی آهن مسگر به طور میانگین 58/87 درصد SiO_2 و 2/91 درصد MgO دارند. از

نظر ترکیب شیمیایی، این سنگها از نوع آندزیت بازالیت با ماهیت کالک‌آلکالن بوده و محیط تکتونوماگمایی آنها محیط حاشیه فعال قاره است. الگوهای چند عنصری سنگهای آتشفشانی منطقه مسگر که نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) به‌هنگار شده‌اند، در شکل A-10 نشان داده شده‌اند. براساس این شکل، نمونه‌ها از عناصر LILE و عناصر LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در ضمن، نمونه‌های مورد مطالعه دارای آنومالی‌های مثبت U و Th و آنومالی‌های منفی P, Nb, Ba, Ti می‌باشند.

غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE مانند P, Ti, Ta و Nb از ویژگیهای بارز کمانهای ماگمایی است (Kuster and Harms, 1998; Ulmer, 2001). ویژگی کمان ماگمایی و غنی‌شدگی از عناصر LILE در سنگهای آتشفشانی منطقه نشان می‌دهد که منشأ ماگمای سنگهای مذکور می‌تواند مخلوطی از مواد گوشته‌ای و پوسته‌ای باشد (Chappell and White, 1974; Miyashiro, 1977; Harris et al., 1986). آنومالی مثبت سرب در سنگهای منطقه می‌تواند نشان‌دهنده منشأ پوسته‌ای و یا درجات بالای آلاش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد (Kamber et al., 2002; Richards et al., 2006).

الگوهای عناصر نادر خاکی برای سنگهای آتشفشانی منطقه که نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) به‌هنگار شده‌اند، در شکل B-10 نشان داده شده‌اند. براساس این شکل، سنگهای آتشفشانی منطقه دارای الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده موازی و نسبتاً هموار با آنومالی منفی ضعیف Eu هستند. نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی بیشتری از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE می‌باشند. تفریق پلاژیوکلاز، پایین بودن فوگاسیته اکسیژن (Gill, 1981; Galoyan et al., 2009) و یا منشأ گرفتن ماگما از گوشته پلاژیوکلازدار (Wilson, 1989) می‌تواند آنومالی‌های منفی Eu را توضیح دهد.

ویژگیهای زمین‌شیمیایی پهنه‌های کانهدار

به‌طور معمول از الگوی رفتاری عناصر نادر خاکی در مواد معدنی برای تفسیر تاریخچه تشکیل و منشأ کانسارها استفاده می‌شود (Cullers and Graf, 1984; Lottermoser, 1992). بررسی این الگو برای پهنه‌های کانهدار در رخداد معدنی مسگر (شکل C-10) نشان می‌دهد که نمونه‌های

بخش کانهدار در مقایسه با سنگهای میزبان، تهی‌شدگی مشخصی در میزان عناصر نادر خاکی (به‌جز عنصر Ce) همراه با آنومالی منفی Eu دارند. کاهش در میزان LREE نسبت به HREE بیشتر مشهود است. هرچند الگوی عناصر نادر خاکی در نمونه دارای کوارتز گل‌کلی با الگوی این عناصر در نمونه دارای هماتیت توده‌ای مشابه است، اما این نمونه کاهش بیشتری در میزان عناصر نادر خاکی را نسبت به نمونه مزبور نشان می‌دهد. الگوی رفتاری عناصر نادر خاکی در این نمونه می‌تواند ناشی از دگرسانی سیلیسی آن باشد (Kikawada et al., 2001; Girtharan and Rajamani, 2001). علاوه بر ظرفیت 3، می‌تواند متناسب با شرایط احیایی و اکسیدان محیط به‌ترتیب دارای ظرفیتهای 4 و 2 باشد. Ce^{3+} در محیطهای اکسیدی به‌راحتی به Ce^{4+} اکسید شده و از طریق جذب سطحی توسط هیدرولیزات‌ها و ذرات معلق حمل و از محیط خارج می‌شود (Spangenberg et al., 1999). آنومالی‌های مثبت سرب در نمونه‌های کانهدار منطقه احتمالاً مرتبط با فرآیندهای دگرسانی گرمابی می‌باشد (Lottermoser, 1992; Bau, 1991).

تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در پهنه‌های کانهدار

نمونه‌برداری سیستماتیک، روشی مناسب برای بررسی چگونگی و میزان تغییر عناصر در سنگهای میزبان و پهنه‌های کانهدار در کانسارهای گرمابی است (Palacios et al., 1986; Bierlein et al., 1999; Bi et al., 2004; Yilmaz et al., 2007). به‌منظور بررسی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر طی کانهداری در رخداد معدنی مسگر، میانگین داده‌های مربوط به نمونه‌های کانهدار بر میانگین داده‌های مربوط به سنگهای میزبان سالم به‌هنگار گردید تا عناصر اضافه و یا کم‌شده به سنگ طی کانهداری مشخص گردد. لازم به ذکر است که این روش کیفی بوده و برای تعیین میزان کمی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر، نیاز به محاسبات موازنه جرم است که در این پژوهش انجام نشده است.

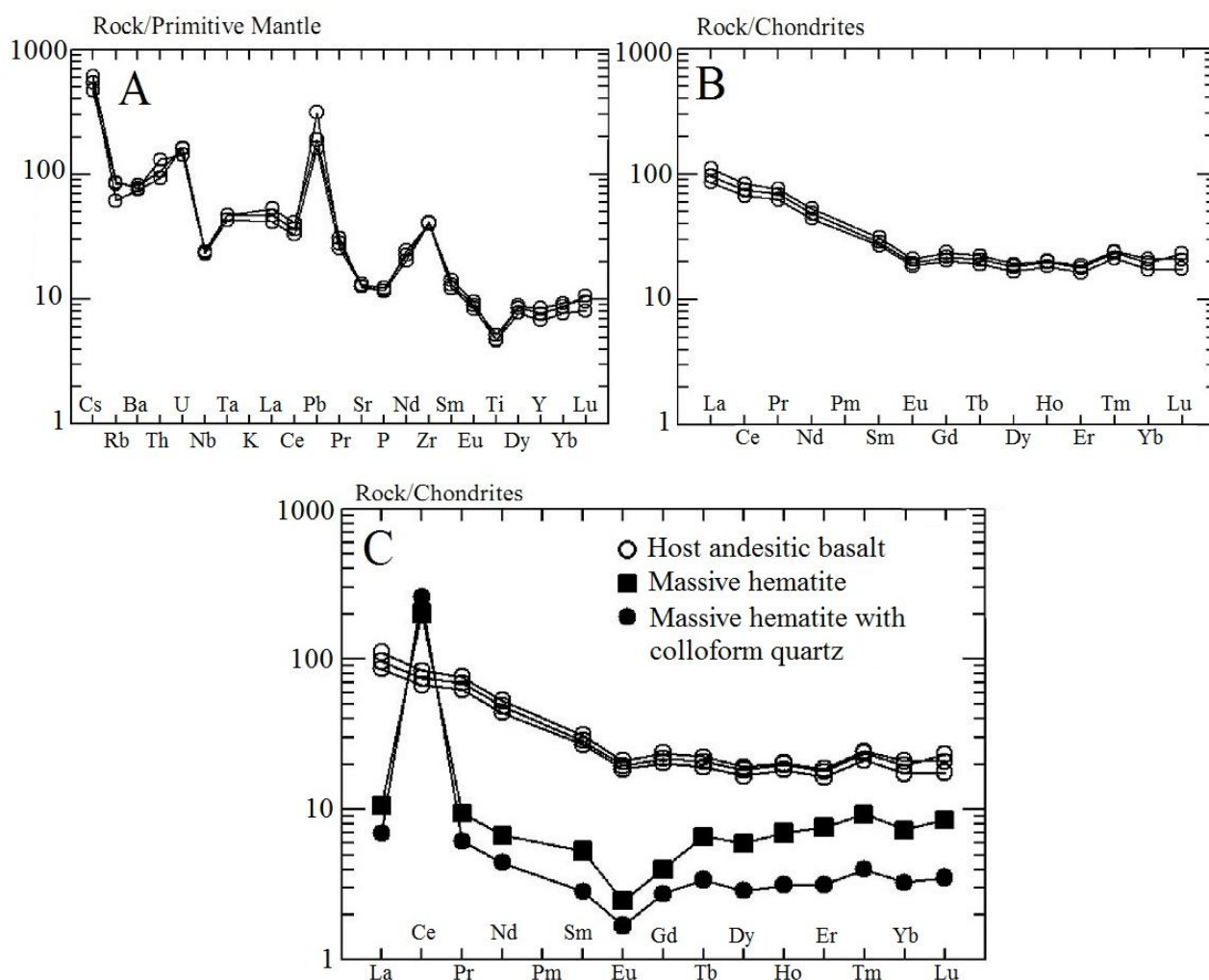
بررسی الگوی به‌هنگار شده عناصر نادر خاکی در بخشهای کانهدار رخداد معدنی مسگر نشان می‌دهد که میزان این عناصر به‌جز Ce در بخشهای کانهدار نسبت به سنگهای میزبان سالم تهی شده است. تهی‌شدگی در میزان عناصر HREE نسبت به عناصر LREE جزئی‌تر می‌باشد. این کاهش در میزان عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که حجم و یا

ژئوشیمی سیالات گرمایی برای تحرک این عناصر در رخداد
معدنی مسگر کافی بوده و بیانگر میزان بالای واکنش بین
سیالات کانه‌زا و سنگ میزبان است.

جدول 1. نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگهای آتشفشانی میزبان (نمونه‌های M-20A و M-15, M-20) و پهنه‌های کناره‌دار (نمونه‌های M-6 و M-30) در رخدادهای معدنی آهن مسگر. داده‌های عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt%) و عناصر فرعی و کمیاب بر حسب میلی‌گرم در تن (ppm) می‌باشند.

Table 1. Geochemical data of volcanic host rocks (samples M-20, M-15 and M-20A) and ore zones (samples M-6 and M-30) from the Mesgar iron occurrence. Major elements in wt%, and trace and rare earth elements in ppm.

Element	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	LOI	Cu
M-15	59.04	0.99	16.43	7.49	5	0.16	2.96	5.82	3.95	1.52	0.23	0.02	1.29	0.03
M-20	58.53	0.98	16.62	7.48	5	0.16	2.95	5.95	4.1	1.35	0.22	-	1.63	0.01
M-20A	59.04	0.97	16.52	7.22	4.75	0.17	2.83	5.91	4.06	1.38	0.23	-	1.61	-
	Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Rb	Re	S	Sb
M-15	0.68	8.45	5.9	569	1.7	<0.1	4.55	0.21	16.7	17	53.5	<0.01	<50	0.1
M-20	0.22	8.42	2.8	540	1.9	0.3	4.23	0.15	15.6	15	54.9	<0.01	<50	0.2
M-20A	0.2	7.58	2	526	2.1	<0.1	4.08	0.15	15.3	14	39.1	<0.01	<50	<0.1
M-6	0.04	2420	1.1	61.9	<0.2	<0.1	1290	0.06	1.1	15	9.8	<0.01	<50	0.2
M-30	0.02	2320	0.7	161	<0.2	<0.1	1910	<0.05	0.7	6	5.4	<0.01	<50	0.1
	Sc	Se	Sn	Sr	Ta	Te	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Nb	Ni
M-15	14	0.46	2.8	279	1.93	<0.2	1.32	13.1	1.42	1200	1.7	3.34	17.4	8
M-20	17	0.1	2.9	266	1.92	<0.2	1.12	15.6	1.50	1140	1.5	3.17	16.8	6
M-20A	12	<0.05	2.6	268	1.76	<0.2	1.15	9.1	1.23	1260	1.4	3.16	16.6	9
M-6	1	<0.05	1.5	10.9	3.78	<0.2	1390	3.7	2890	419	2.4	524	0.6	3
M-30	<1	<0.05	1.3	44.6	0.2	<0.2	917	3.1	1930	203	1.2	544	<0.5	3
	P	Pb	Cs	Cu	Fe	Ga	Ge	Hf	Hg	In	Th	Ti	Tl	U
M-15	1170	22.2	3.7	45.5	5.49	19.7	1.40	10.5	<0.05	0.06	9.01	6740	0.8	3.43
M-20	1110	13.4	4.8	27.9	5.16	18.9	1.41	10.1	<0.05	0.07	11.1	6140	0.9	3.01
M-20A	1120	11.5	4.3	32.4	5.11	19.7	1.39	10.2	<0.05	0.06	7.92	6170	0.8	3.38
M-6	19	17.4	1.4	8.4	43.3	3.72	0.65	0.15	<0.05	<0.01	1.36	143	0.1	3.36
M-30	7	0.8	3.1	10.2	32.60	3.11	0.56	<0.02	<0.05	<0.01	0.37	99	0.2	2.74
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
M-15	32	64.6	7.76	30.6	5.83	1.5	6.04	0.98	6.28	1.39	4.03	0.71	4.31	0.79
M-20	36.6	72.6	8.53	33.3	6.36	1.61	6.54	1.05	6.58	1.42	4.17	0.72	4.6	0.71
M-20A	28.4	58.4	7.06	27.8	5.47	1.42	5.63	0.9	5.75	1.29	3.69	0.64	3.83	0.6
M-6	3.51	175	1.06	4.22	1.08	0.19	1.11	0.31	2.04	0.49	1.71	0.28	1.61	0.29
M-30	2.29	223	0.69	2.79	0.58	0.13	0.76	0.16	0.99	0.22	0.71	0.12	0.72	0.12
	W	Y	V	Zn	Zr									
M-15	1	35	162	110	463									
M-20	1.3	38.3	152	105	454									
M-20A	0.8	30.9	153	138	451									
M-6	0.5	13.8	49	16.9	10									
M-30	<0.1	5.06	16	18.6	<1									



شکل 10. A: نمودار چند عنصری به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگهای آتشفشانی منطقه مسگر. B: الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگهای آتشفشانی منطقه مسگر. C: الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده برای گدازه‌های آندزیت‌بازالتی و پهنه‌های کانه‌دار منطقه مسگر که نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) به‌هنجار شده‌اند.

Fig. 10. A: Primitive mantle-normalized multiple element diagram (Sun and McDonough, 1989) for the volcanic rocks from the Mesgar area, B: Chondrite-normalized REE pattern (Nakamura, 1974) for the volcanic rocks from the Mesgar area, C: Chondrite-normalized REE patterns (Nakamura, 1974) for andesitic basalt lavas and ore zones from the Mesgar area.

کوکاد، پوسته‌ای و پُرکننده فضاهای خالی در بخشهای کانه‌دار و مواد باطله؛ 2) کانیهای دگرسانی شامل کوارتز و کلریت و 3) کانیهای معدنی شامل هماتیت، مگنتیت و کالکوپیریت، نشان می‌دهند که کانه‌زایی آهن در رخداد معدنی مسگر از نوع رگه‌ای گرمایی و حاصل تنشست مواد از یک سیال گرمایی است (Yilmaz et al., 2010; Kouhestani et al., 2012; Shahidi et al., 2012).

تیپ و خاستگاه کانه‌زایی آهن در رخداد معدنی مسگر

با توجه به مطالعات انجام‌شده در این پژوهش و همچنین مقایسه ویژگیهای زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی در رخداد معدنی مسگر با تیپ‌های مختلف کانسارهای آهن، کانه‌زایی آهن در رخداد معدنی مسگر شباهت زیادی با کانسارهای آهن تیپ گرمایی (Barker, 1995; Marschik and Fontbote, 2001) دارد. شواهدی از قبیل 1) بافت‌های رگه-رگه‌چهای، خُردشده، برشی، گل‌کلمی،

اکسیداسیون کانیهای سولفیدی (کالکوپیریت) و گسترش کائولینیتی شدن در پهنه‌های سطحی شده است.

نتیجه‌گیری

1- شواهدی مانند مشاهدات صحرایی، ژئومتری، ساخت و بافت، هم‌یافتی، زمین‌شیمی و دگرسانیهای تشکیل شده در رخداد معدنی آهن مسگر، همگی حاکی از آن است که این رخداد معدنی را می‌توان در ردیف کانسارهای آهن تیپ رگه‌ای تقسیم‌بندی کرد.

2- سنگ میزبان کانه‌زایی در رخداد معدنی مسگر، گدازه‌های آندزی‌بازالتی با ماهیت کالک‌آلکال هستند. الگوهای به‌هنگار شده چند عنصری این سنگها نسبت به گوشته اولیه، بیانگر غنی‌شدگی آنها از عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE می‌باشد که از ویژگیهای بارز کمانهای ماگمایی است. الگوهای به‌هنگار شده عناصر REE این سنگها نسبت به کندریت نیز غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE به همراه آنومالی منفی ضعیف Eu را نشان می‌دهد. این ویژگیها نشان می‌دهند که منشأ ماگمای این سنگها می‌تواند مخلوطی از مواد گوشته و پوسته باشد.

3- الگوی به‌هنگار شده عناصر نادر خاکی در بخشهای کانه‌دار نسبت به سنگهای میزبان سالم نشان می‌دهد میزان این عناصر به‌جز Ce در بخشهای کانه‌دار تهی شده است. این امر بیانگر میزان بالای واکنش بین سیالات کانه‌زا و سنگ میزبان است.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران مجله زمین‌شناسی اقتصادی به‌خاطر راهنمایی‌های علمی که منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر گردیده است، سپاس‌گزاری کنند.

براساس مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی، تکوین این رخداد معدنی را می‌توان در سه مرحله خلاصه کرد: مرحله نخست: این مرحله با تشکیل توالیهای آذرآواری و آتشفشانی همراه بوده است. طی این مرحله، کانه‌زایی مرحله اول به‌صورت هماتیت‌های دانه‌پراکنده درون واحدهای آتشفشانی (گدازه‌های آندزی‌بازالتی) رخ داده است. هماتیت‌های این مرحله به همراه سنگهای میزبان خود تحت تأثیر رخدادهای پرشی گرمایی، خُرد شده و به‌صورت خُرده‌کانی و خُرده‌سنگهای پرشی گردشده در پرش‌های مرحله دوم دیده می‌شوند.

مرحله دوم: این مرحله با توسعه فعالیت‌های گرمایی، پرشی و کانه‌زایی همراه بوده است. فرآیندهای پرشی این مرحله، کانه‌زایی مرحله اول را تحت تأثیر قرار داده است، به‌طوری‌که آثار آن به‌صورت خُرده‌کانی و خُرده‌سنگهای گردشده در پرش‌های گرمایی مرحله دوم دیده می‌شوند. در مرحله دوم، سیالات گرمایی با منشأ ماگمایی و یا جوی (Hedenquist et al., 1996; Hedenquist et al., 1998) سبب توسعه رخدادهای پرشی گرمایی و به تبع آن، ایجاد نفوذپذیری و تمرکز جریان سیالات کانه‌دار و کانه‌زایی در رخداد معدنی مسگر شده است. تمرکز جریان سیالات گرمایی با ته‌نشست کوارتزهای ریزبلور، هماتیت، مگنتیت و کالکوپیریت در محل شکستگیها و فضاهای خالی رگه‌ها و پرش‌ها همراه بوده و سبب گسترش دگرسانیهای سیلیسی و کلریتی در نزدیکی بخشهای نفوذپذیر شده است. ادامه ته‌نشست کانیها باعث مسدود شدن معبرها و کاهش میزان جریان سیال می‌شود. این عمل سبب تغییر در اندازه کانیها و ته‌نشست کوارتزهای درشت‌بلور در بخشهای داخلی سیستم کانه‌زایی شده است.

مرحله سوم: این مرحله با گسترش فرآیندهای هوازدگی مشخص می‌شود. هم‌زمان با توقف فعالیت‌های گرمایی و بالآ آمدن منطقه، هوازدگی و فرآیندهای سوپرژن، سبب

References

- Barker, D.S., 1995. Crystallization and alteration of quartz monzonite, Iron Spring mining district, Utah, relation to associated iron deposits. *Economic Geology*, 90(8): 2197–2217.
- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-

rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93(3): 219–230.

- Bi, X., Hu, R. and Cornell, D.H., 2004. The alkaline porphyry associated Yao'an gold deposit, Yunnan, China: Rare earth element and stable isotope evidence for magmatic-

- hydrothermal ore formation. *Mineralium Deposita*, 39(1): 21–30.
- Bierlein, F.P., Waldron, H.M. and Arne, D.C., 1999. Behaviour of rare earth and high field strength elements during hydrothermal alteration of meta-turbidites associated with mesothermal gold mineralization in central Victoria, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 67(1): 109–125.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8(2): 173–174.
- Cullers, R.L. and Graf, J.L., 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks ore petrogenesis. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Elements Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 275–316.
- Dong, G., Morrison, G. and Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *Economic Geology*, 90(6): 1841–1856.
- Eftekhārnezhd, J., 1980. Dividing different parts of Iran according to their structural positions in relation to the sedimentary basins. *The Journal of the Iranian Petroleum Institute*, 82: 19–28. (in Persian)
- Galoyan, R.Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C. and Melkonyan, R., 2009. Geology, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic back-arc opening and hot spot event between south Armenia and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(2): 135–153.
- Ghorbani, M., 2007. Economic geology, mineral deposits and natural resources of Iran. *Arian Zamin*, Tehran, 492 pp.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 390 pp.
- Giritharan, T.S. and Rajamani, V., 2001. REE geochemistry of ore zones in the Archean auriferous schist belts of the eastern Dharwar Craton, south India, *Proc. Indian Academic Science (Earth Planet Science)*, 110(2): 143–159.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward, and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 67–81.
- Hedenquist, J.W. and Arribas, A., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: far southeast Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93(4): 373–404.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A. and White, N.C., 1996. Hydrothermal system in volcanic arcs, origin of the exploration for epithermal gold deposits. A short course at Mineral Resource Department, Geological Survey of Japan, Tsukuba, Japan.
- Ineson, P.R., 1989. Introduction to practical ore microscopy. Longman Scientific and Technical, London, 181 pp.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(1): 38–56.
- Kikawada, Y., Osaka, T., Oi, T. and Honda, T., 2001. Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water. *Chemical Geology*, 176(1): 137–149.
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, K., Meffre, S. and Emami, M.H., 2012. Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran. *Mineralium Deposita*, 47(4): 425–440.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northern parts of the Late Neoproterozoic East Africa Orogen: a review. *Lithos*, 45(1): 177–195.
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1): 25–41.
- Marschik, R. and Fontbote, L., 2001. The Candelaria-Punta Del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*, 96(8): 1799–1826.
- Miyashiro, A., 1977. Nature of alkalic volcanic series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(1): 91–110.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Rashidnejad-Omran, N. and Daliran, F., 2009. Geochemistry and origin of apatite-bearing iron oxide deposit of Sorkhe Dizaj, SE Zanzan. *Journal of Economic Geology*, 1(1): 19–46.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and

- ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 755–773.
- Palacios, C.M., Hein, U.F. and Dulski, P., 1986. Behavior of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper–silver deposit, north Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 80(3): 208–216.
- Rādfar, J., Mohammadiha, K. and Ghahraeipour, M., 2005. Geological map of Zarrin Rood (Garmab), scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, New York, 1205 pp.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. and Ullrich T., 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran. *Economic Geology*, 101(8): 1455–1496.
- Shahidi, E., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2012. Structure, texture and mineralogy of Mesgar iron occurrence, south Gheydar. 4th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Birjand, Birjand, Iran. (in Persian with English abstract)
- Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman and Hall, London, 445 pp.
- Spangenberg, J.E., Lavric, J.V., Alcala, C., Gosar, M., Dold, B. and Pfeifer, H.P., 1999. Inorganic and organic geochemical patterns of waste material from the Idrija mercury mine (Slovenia): Tracers of natural and anthropogenic chemicals. 5th Biennial SGA Meeting and 10th Quadrennial IAGOD Symposium, London, England.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7): 1229–1258.
- Stromer, J.C., 1972. Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field, northeastern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 83(11): 3299–3322.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 313–345.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in the andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1): 1–16.
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge- the role of H₂O in the genesis of mantle-derived arc-related magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127(1): 215–232.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 446 pp.
- Yilmaz, H., Oyman, T., Arehart, G.B., Colakoglu, A.R. and Billor, Z., 2007. Low-sulfidation type Au-Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey. *Ore Geology Reviews*, 32(1): 81–124.
- Yilmaz, H., Oyman, T., Sonmez, F.N., Arehart, G.B. and Billor, Z., 2010. Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespilh Dere (Lapseki/western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37(3): 236–258.



بررسی فرآیندهای انتقال اکسیژن به داخل کومه‌های سنگ باطله معدن مس سرچشمه

سعید یوسفی^{1*}، فرامرز دولتی ارده‌جانی²، آرزو عابدی³، منصور ضیایی³ و عصمت اسماعیل‌زاده⁴

(1) آموزشکده معدن نهبندان، دانشگاه بیرجند، نهبندان، ایران

(2) دانشکده معدن، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(3) گروه اکتشاف، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران

(4) واحد آب و محیط زیست، امور تحقیقات و مطالعات، مجتمع مس سرچشمه، شرکت ملی صنایع مس، رفسنجان، ایران

دریافت: 1392/12/21، پذیرش: 1393/3/21

چکیده

اکسایش پیریت و تولید زهاب اسیدی یکی از مشکلات زیست‌محیطی معادن سولفید فلزی است. میزان حضور اکسیژن در مجاورت کانیهای سولفیدی، مهمترین عامل کنترل‌کننده میزان اکسایش این کانیهاست. بنابراین شناسایی فرآیندهای مؤثر در انتقال اکسیژن به داخل کومه‌های سنگ باطله در ارزیابی زیست محیطی بسیار اهمیت دارد. در این پژوهش، 30 نمونه از 6 ترانسه حفر شده در کومه‌های باطله 19 و 31 معدن مس سرچشمه برداشت و با استفاده از تجزیه XRD، آزمایش ASTM-D2492، آزمایش pH خمیری، تحلیل دانه‌بندی و همچنین مشاهدات صحرایی، فرآیندهای انتقال اکسیژن به مواد باطله، مورد بررسی قرار گرفت. نتایج XRD نشان داد کانیهای کوارتز، آلپیت، مسکویت، کلریت، پیریت و ارتوز کانیهای غالب در نمونه‌ها هستند. با توجه به حضور پیریت در اکثر نمونه‌ها و نبود کانیهای کربناته، تولید زهاب اسیدی در کومه‌های سنگ باطله معدن مس سرچشمه قابل انتظار بود. بر اساس مشاهدات صحرایی، مجراهایی با شارش قوی هوای گرم و مرطوب در اعماق 3 تا 5 متری شناسایی شد که در نمونه‌های مرتبط با آن، میزان رطوبت (8/25 و 13/43 درصد) و سولفات (4/5 و 7/02 درصد) بالا و در مقابل میزان پیریت (1/5 و 6/23 درصد) و pH (3/13 و 2/88) پایین است. نتایج به‌دست آمده همچنین نشان داد، دو عامل ناهمگنی اندازه ذرات و حضور لایه هاردپن، کنترل‌کننده شدت فرآیندهای انتقال اکسیژن می‌باشند. این عوامل باعث شده‌اند همرفت هوا از مواد درشت‌دانه کف و اطراف کومه، فرآیند مسلط در رساندن اکسیژن به پیریت باشد. تسلط این فرآیند باعث وفور اکسیژن، دمای بالا و ایجاد شرایط مناسب برای فعالیت باکتری‌های اکسیدکننده پیریت شده که اکسایش پیریت با شدت بیشتر و تا اعماق پایین‌تر کومه سنگ باطله را به دنبال دارد.

واژه‌های کلیدی: کومه سنگ باطله، اکسایش کانیهای سولفیدی، نفوذ اکسیژن، همرفت هوا، ناهمگنی مواد باطله، هاردپن، معدن مس سرچشمه

مقدمه

فلزی به‌خصوص پیریت در مجاورت اکسیژن در باطله‌های معدنی اتفاق می‌افتد (Borden, 2003). زهاب اسیدی از طریق اسیدی کردن محیط ژئوشیمیایی آب و رسوب سبب حمل غلظتهای بالایی از عناصر بالقوه سمی شده و تعادل ژئوشیمیایی عناصر را در مناطق تحت تأثیر معدن‌کاری برهم می‌زند به گونه‌ای که اثرات جبران‌ناپذیری برای زیست بوم

زهاب اسیدی معدن¹ (AMD) یکی از بزرگترین مشکلات زیست‌محیطی در معادن مس پورفیری است. این مشکل با توجه به وضعیت زمین‌شناسی، آب‌شناختی، روش استخراج و فرآوری، میزان خطر متفاوتی را برای محیط زیست ایجاد می‌کند. تولید زهاب اسیدی در اثر قرارگیری کانیهای سولفید

1. Acid Mine Drainage

محلی به دنبال خواهد داشت. زهاب اسیدی معمولاً حاوی تعداد زیادی از یون‌های فلزی و شبه فلزی همچون آهن، مس، روی، آرسنیک و ... است که به‌طور بالقوه پتانسیل آلودگی منابع آبهای سطحی و زیرزمینی را دارند.

تعیین میزان اکسایش پیریت به‌عنوان منبع اصلی تولید زهاب اسیدی، نقش مهمی در ارزیابی توانایی تولید آلودگی در باطله‌های سولفیدی دارد (Sracek et al., 2006). تاکنون پژوهشهای زیادی روی فرآیندهای کنترل‌کننده میزان اکسایش پیریت انجام شده است (Cathles and Apps, 1975; Jaynes et al., 1984; Davis and Ritchie, 1986). بر اساس این پژوهشها، میزان انتقال اکسیژن در باطله‌های معدنی، نحوه اکسایش پیریت را کنترل می‌کند. انتقال اکسیژن در مواد باطله از طریق دو فرآیند زیر صورت می‌گیرد:

1- نفوذ¹: این فرآیند به‌علت گرادیان غلظت اکسیژن خارج و داخل مواد باطله به‌وجود می‌آید. بر این اساس، اکسیژن با نرخ مشخص با توجه به خصوصیات فیزیکی مواد باطله منتشر می‌شود (Doulati Ardejani, 2003).

2- همرفت هوا²: همرفت هوا به‌علت تفاوت چگالی هوای نقاط مختلف مواد باطله و خارج آن، رخ می‌دهد. تفاوت چگالی هوا به علت گرمای تولید شده در واکنش اکسایش پیریت است (Lefebvre et al., 2001a). فرآیندهای انتقال اکسیژن در باطله‌های مختلف معدنی متفاوت است. به‌طور کلی باطله‌های معدنی را می‌توان به پنج گروه زیر تقسیم کرد: 1) روباره‌های معدنی³، 2) سنگهای باطله⁴، 3) باطله‌های فرآوری⁵، 4) باطله‌های باقی‌مانده از فرآیند فروشویی⁶ و 5) باطله‌های کارخانه ذوب⁷ (Khorasanipour, 2011).

از این باطله‌ها، سنگهای باطله و باطله‌های فرآوری به‌علت حضور مقادیر بالای کانیهای سولفیدی از جمله پیریت برای بررسی فرآیندهای انتقال اکسیژن، اهمیت دارند. باطله‌های فرآوری اندازه‌ای در حدود ماسه و رس داشته و به سد باطله منتقل می‌شوند.

در مقابل، سنگهای باطله شامل مواد کم عیار معدنی هستند که به لحاظ اقتصادی ارزش فرآوری و استحصال کانه ندارند. این باطله‌ها حاوی طیف وسیعی از اندازه دانه‌ها، از رس تا قطعات بزرگ سنگی هستند و در کومه‌های سنگ باطله انباشته می‌شوند. تاکنون پژوهشهای زیست محیطی زیادی در

محیط باطله‌های فرآوری انجام شده در حالی که پژوهشهای اندکی به کومه‌های باطله اختصاص یافته است (Smuda et al., 2007). مهمترین علت این موضوع، ناهمگنی کومه‌های سنگ باطله از نظر فیزیکی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی است (Morin et al., 1994; Nichol et al., 2000; Lefebvre et al., 2001; Molson et al., 2005; Azam et al., 2007). در باطله‌های فرآوری به سبب دانه ریز بودن و تراکم مواد باطله، اکسیژن تنها از طریق فرآیند نفوذ به درون باطله‌ها راه می‌یابد (Elberling et al., 1994; et al., 2014). بنابراین پژوهشگران زیادی با تعیین میزان نفوذ اکسیژن، میزان پیریت و تعیین سطح مؤثر آن با استفاده از مدل‌های عددی به پیش‌بینی میزان اکسایش پیریت پرداخته‌اند (Morin et al., 1988; Wunderly et al., 1986; Blowes et al., 1991; Elberling et al., 1994; Jannesar Malakooti et al., 2014). در مقابل در کومه‌های باطله به‌علت حضور مواد باطله درشت‌دانه، هر دو فرآیند نفوذ و همرفت در انتقال اکسیژن به پیریت، می‌توانند دخیل باشند. امکان وجود همزمان این دو فرآیند در کنار ناهمگنیهای همراه با کومه‌های سنگ باطله، باعث پیچیدگی بررسیهای ژئوشیمیایی در آنها می‌شود. به‌منظور غلبه بر این مشکل، در مدل‌سازیهای عددی، نقش فرآیندهای نفوذ و همرفت در اکسایش پیریت به‌صورت جداگانه، بررسی شده است (Cathles and Apps, 1975; Jaynes et al., 1984; Davis and Ritchie, 1986; Doulati Ardejani, 2003; Lefebvre et al., 2001a; Lefebvre et al., 2001b; Molson et al., 2005; Doulati Ardejani et al., 2010; Silva et al., 2009; Brown et al., 1999). در این پژوهشها با فرض همگن بودن کومه باطله از نظر مقدار پیریت، میزان نفوذ و میزان جریان همرفت، مدل‌سازی انجام و سپس با تغییر مقدار هر یک از این مؤلفه‌ها در ورودی مدل، میزان اکسایش پیریت و تولید زهاب اسیدی برای شرایط مختلف پیش‌بینی شده است.

تاکنون پژوهشهای جامعی در مورد توصیف ریاضی فرآیندهای انتقال اکسیژن با استفاده از مدل‌سازی عددی انجام شده است ولی اثرات متقابل این فرآیندها و خصوصیات ژئوشیمی و کانی‌شناسی کومه سنگ باطله مورد بررسی قرار نگرفته است.

- | | |
|---------------|-------------------------------|
| 1. Diffusion | 5. Tailing wastes |
| 2. Convection | 6. Heap and dump leach wastes |
| 3. Overburden | 7. Slag wastes |
| 4. Waste rock | |

بنابراین هدف این پژوهش شناسایی شواهد حضور فرآیندهای نفوذ و همرفت هوا در کومه باطله و همچنین نقش آنها روی میزان اکسایش پیریت خواهد بود که در نهایت فرآیند غالب در انتقال اکسیژن به کومه سنگ باطله معرفی خواهد شد. انتظار می‌رود این‌گونه پژوهش‌های ساختاری کومه باطله در فهم بهتر و واقعی‌تر فرآیندهای دخیل در مدل‌های عددی و همچنین برای ارائه راهکارهای مدیریت زیست‌محیطی در منطقه مورد مطالعه و معادن مشابه مفید باشند.

منطقه مورد مطالعه

معدن مس سرچشمه در 160 کیلومتری جنوب غربی کرمان و 50 کیلومتری جنوب غرب رفسنجان واقع گردیده است. شکل A موقعیت جغرافیایی معدن مس سرچشمه را نشان می‌دهد. معدن مس سرچشمه به علت قرار گرفتن در مناطق کوهستانی، دارای زمستانهای سرد، برف‌گیر و بادخیز و تابستانهای ملایم و معتدل است. میزان ریزش جوی در این منطقه بین 300 تا 550 میلی‌متر در سال گزارش شده است. این ریزشها غالباً در فواصل زمانی آذر تا فروردین مشاهده می‌شود که یکی از پر باران‌ترین زیر حوضه‌های غرب تا جنوب غرب کرمان محسوب می‌گردد (Orandi, 2006).

کانسار مس سرچشمه یکی از بزرگترین ذخایر مس پورفیری الیگومپوسن واقع در کمانهای قاره‌ای است که زون سولفیدی سوپرژن در آن، به‌خوبی تشکیل شده و توسط گوسان هماتیته پوشیده شده است. این گوسان‌ها می‌توانند با اکسایش کانیهای سولفید فلزی خود به‌عنوان منبع تولید زهاب اسیدی سنگ مطرح باشند. مهمترین کانی‌سازیه‌ها در کانسار سرچشمه عبارتند از: هماتیت، گوتیت، ژاروسیت و دیگر سولفات‌های آهن در زون گوسان؛ کالکوسیت و دیجنیت در زون سوپرژن؛ کولیت، پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، کالکوسیت اولیه و بورنیت به‌همراه رگه‌های کوارتز در منطقه هیپوژن (Modabberi et al., 2013).

در حال حاضر سالانه 22 میلیون تن ماده معدنی از معدن مس سرچشمه استخراج می‌شود که این فرآیند تاکنون باعث تولید بیش از 300 میلیون تن سنگ باطله شده است. باطله‌های تولید شده در 31 محل، اطراف پیت معدن انباشته شده‌اند که بر اساس کاهش مسافت انتقال باطله‌ها و جلوگیری

بنابراین هدف این پژوهش شناسایی شواهد حضور فرآیندهای نفوذ و همرفت هوا در کومه باطله و همچنین نقش آنها روی میزان اکسایش پیریت خواهد بود که در نهایت فرآیند غالب در انتقال اکسیژن به کومه سنگ باطله معرفی خواهد شد. انتظار می‌رود این‌گونه پژوهش‌های ساختاری کومه باطله در فهم بهتر و واقعی‌تر فرآیندهای دخیل در مدل‌های عددی و همچنین برای ارائه راهکارهای مدیریت زیست‌محیطی در منطقه مورد مطالعه و معادن مشابه مفید باشند.

در بیش از یک دهه فعالیت واحد آب و محیط‌زیست، پژوهش‌های زیادی توسط امور تحقیق و توسعه مجتمع سرچشمه در محیط‌های مختلف تحت تأثیر معدن‌کاری، در منطقه انجام شده است. این پژوهشها شامل بررسی آلودگیهای زهاب و رسوبات مجتمع (Komeizi, 2000; Khorasanipour, 2011)، بررسی آلودگی زهاب خروجی از کومه‌های سنگ باطله (Orandi, 2002; Doorandish, 2006)، بررسی زیست‌محیطی خاک و گیاهان اطراف مجتمع (Khorasanipour, 2011; Ghotbi Ravandi, 2007; Rastmanesh et al., 2011)، بررسی گونه‌پذیری عناصر سمی در محیط‌های خاک، رسوب، روباره‌های کارخانه ذوب و باطله‌های فرآوری (Esmaeilzadeh, 2012; Abbasnejad, 2013; Sharifi et al., 2013; Keshavarzi et al., 2012)، تعیین خصوصیات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی باطله‌های فرآوری (Jannesar Malakooti et al., 2014)، بررسی میزان اسیدزایی کومه‌های سنگ باطله (Modabberi et al., 2013) و بررسی وضعیت گوسان‌های سرچشمه و تأیید گوسان‌های در حال تشکیل¹ و خطر تولید زهاب اسیدی سنگ² (ARD) (Atapour and Aftabi, 2007) می‌باشند. بر اساس پژوهش‌های انجام شده کومه‌های سنگ باطله، مهمترین جایگاه رخداد زهاب اسیدی در مجتمع مس سرچشمه هستند (Orandi, 2006). وجود شواهدی مانند جلبک‌های رشته‌ای سبز اولوتریکس گیگاس³ که خاص زهاب‌های با غلظت بالای عناصر سنگین می‌باشند (Ourandi et al., 2009) و همچنین کانیهای تبخیری هیدروکسی سولفات‌ها فراوان در اطراف زهکش‌های خروجی از کومه‌های سنگ باطله، نشان‌دهنده اسیدزا بودن کومه‌هاست. بر اساس پژوهش‌های اورندی (Orandi, 2006) زهاب کومه‌های 11، 19 و 31 معدن سرچشمه بالاترین غلظت عناصر سمی As، Cd،

1. Ongoing gossan formation

2. Acid Rock Drainage

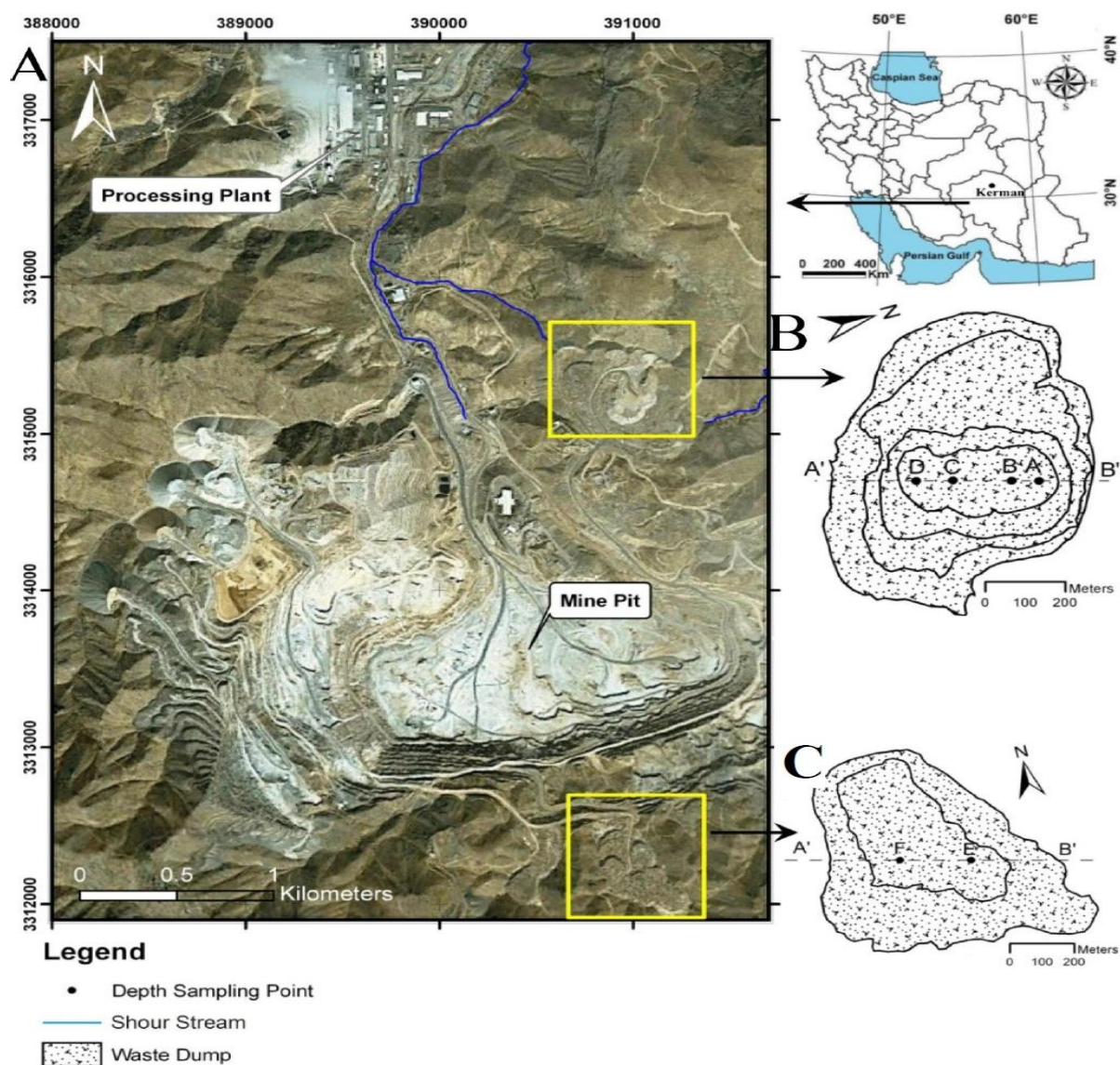
3. Ulothrix Gigas

انجام شد. در تمامی ترانشه‌ها به جز ترانشه B، نمونه‌برداری از اعماق مشخص تا عمق حداکثر 3 متری ادامه یافت. در ترانشه B به سبب تغییرات سیمای ظاهری مواد باطله، نمونه‌برداری از دو عمق 3 و 5 متری انجام گرفت. در طول عملیات نمونه‌برداری مجموعاً 30 نمونه 8 کیلوگرمی از ترانشه‌های مختلف برداشت شد.

از جریان آبهای سطحی به درون پیت معدن، مکان‌یابی شده‌اند (Orandi, 2006).

مواد و روشها

برای دستیابی به اهداف پژوهش، نمونه‌برداری از 6 ترانشه A، B، C، D، E و F (شکل 1-B و C) حفر شده در کومه‌های سنگ باطله 19 و 31 معدن مس سرچشمه، به‌صورت عمقی



شکل 1. موقعیت جغرافیایی معدن مس سرچشمه A: مجموعه معدن در تصویر ماهواره‌ای B: موقعیت کومه 31 و ترانشه‌های حفر شده A، B، C و D. C: موقعیت کومه 19 و ترانشه‌های حفر شده E و F.

Fig. 1. The geographical position of Sarcheshmeh copper mine A: mine complex in satellite image B: dump 31 position accompanied by the location of trenches A, B, C and D. C: dump 19 position accompanied by the location of trenches E and F.

- | | |
|---------------|-------------------------------|
| 1. Diffusion | 5. Tailing wastes |
| 2. Convection | 6. Heap and dump leach wastes |
| 3. Overburden | 7. Slag wastes |
| 4. Waste rock | |

خمیری به دست آید. میزان pH نمونه پس از به تعادل رسیدن خمیر (12 تا 24 ساعت) با استفاده از دستگاه pH متر پرتابل دیجیتال ساخت کمپانی متلر تولدو⁵ سوییچ با دقت 2 رقم اعشار اندازه‌گیری شد. بر اساس این آزمایش، نمونه‌های با pH کمتر از 4، اسیدزا محسوب می‌شوند (Islam and Lotse, 1986).

آزمایش ASTM-D2492

پیریت به عنوان منبع اصلی تولید اسید، کانی‌های هیدروکسی سولفات و کانی‌های اکسی هیدروکسید آهن به عنوان محصول اولیه اکسایش پیریت، مهمترین کانی‌های مورد مطالعه در بررسی‌های زیست‌محیطی زهاب اسیدی هستند. امکان تعیین دقیق این کانی‌ها به علت بی‌شکل بودن⁶، انحراف از ترکیب شیمیایی ایده‌آل، تغییر درجه بلوری شدن و غلظت‌های پایین، در روش XRD وجود ندارد (Islam and Lotse, 1986). بنابراین برای تعیین دقیق این کانی‌ها از روش ASTM-D2492 (ASTM, 1986) استفاده شد. این آزمایش برای تعیین انواع سولفور موجود در باطله‌های زغال کاربرد دارد (Doulati Ardejani et al., 2010) که توسط یوسفی و همکاران (Yousefi et al., 2014) برای تعیین میزان سولفات، پیریت و آهن موجود در کانی‌های اکسی هیدروکسیدی آهن (Fe_{0.1}) در باطله‌های مس پورفیری، اصلاح و استفاده شده است. روش کار در آزمایش استاندارد ASTM-D2492، شامل دو مرحله زیر می‌شود:

مرحله 1) به میزان 0/2 گرم نمونه معرف زیر 200 مش (75 میکرون) در محلول 25 میلی‌لیتر اسید کلریدریک رقیق ریخته و مخلوط می‌شود. مخلوط حاصل تا زمان رسیدن به حجم 10 میلی‌لیتر حرارت داده شده و سپس رسوبات حل نشده با استفاده از یک کاغذ صافی جدا می‌گردد. محلول عبور کرده از صافی برای تعیین میزان یون سولفات با روش اسپکترومتری نشری و برای تعیین میزان آهن موجود در کانی‌های اکسی هیدروکسیدی با روش جذب اتمی تجزیه می‌شود.

مرحله 2) رسوب باقی‌مانده از مرحله قبل به 50 میلی‌لیتر اسید نیتریک رقیق اضافه و حرارت داده می‌شود. در ادامه مواد غیر محلول که شامل کانی‌های سیلیکاته هستند با کاغذ صافی جدا شده و محلول حاصل پس از به حجم رسیدن برای تعیین

پس از نمونه‌برداری و اندازه‌گیری میزان رطوبت، هر نمونه با استفاده از ریفیل به دو زیرنمونه تقسیم شد که یکی از زیرنمونه‌ها برای تحلیل دانه‌بندی و زیرنمونه دیگر با جدا کردن ذرات ریزتر از 4 مش (4750 میکرون) برای تجزیه XRD، آزمایش استاندارد ASTM-D2492¹ و آزمایش pH خمیری² آماده‌سازی شد. انتخاب ذرات ریزتر از 4 مش برای تجزیه کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی به دلیل تسلط فعل و انفعالات مربوط به اکسایش پیریت در موارد دانه‌ریز کومه باطله و همچنین رعایت جامع³ بودن نمونه با توجه به وزن آن می‌باشد.

به منظور بررسی کنترل کیفی داده‌های روشهای XRD و آزمایش استاندارد ASTM-D2492، در هر سری از نمونه‌های ارسال شده به آزمایشگاه‌های مختلف، چندین نمونه تکراری ارسال شد. دقت مقادیر گزارش شده با استفاده از شاخص انحراف معیار نسبی⁴ (RSD) به صورت درصد مورد ارزیابی قرار گرفت. این شاخص بر طبق رابطه 1 محاسبه می‌گردد:

$$RSD = \frac{\delta}{\bar{X}} \times 100 \quad (1)$$

که در آن:

δ : انحراف معیار و $\bar{X}$: میانگین دو داده تکرار شده است. مقدار RSD کمتر از 10 درصد، تضمین کننده کیفیت مناسب داده هاست که تمامی نمونه‌های تکراری حایز این شرط بوده و به لحاظ دقت، قابل قبول هستند.

تجزیه XRD

شناسایی انواع ترکیبات کانی‌شناختی مرتبط به نمونه‌های کومه سنگ باطله از طریق تجزیه پراش پرتو X (XRD) انجام شد. آنالیز XRD برای نمونه‌های مذکور در مرکز فرآوری مواد معدنی ایران در کرج صورت گرفت که در آن علاوه بر شناسایی کیفی کانی‌ها، با استفاده از نتایج ICP و روش کمی‌سازی ریتولد (Dercz et al., 2008) میزان کمی کانی‌ها نیز تعیین شد.

آزمایش pH خمیری

آزمایش pH خمیری روشی بسیار ساده و ارزان برای تعیین pH نمونه‌های جامد پودر شده و نشان دادن اسیدزا بودن نمونه است. برای تعیین pH خمیری نمونه‌ها، 50 گرم نمونه آسیا شده با 50 میلی‌لیتر آب مقطر، اشباع شد تا نمونه

1. American Society for Testing and Material, 1986

2. Paste pH

3. Representative

4. Relative Standard Deviation

5. Mettler Toledo

6. Amorph

که D_{60} متناظر قطری است که 60 درصد مواد در منحنی دانه‌بندی از آن ریزترند.

3- ضریب دانه‌بندی یا خمیدگی (C_c): این مؤلفه به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$C_c = \frac{D_{30}^2}{D_{10} \times D_{60}} \quad (3)$$

که در آن D_{30} متناظر با قطری از ذرات است که 30 درصد مواد در منحنی دانه‌بندی از آن ریزترند. ضریب یکنواختی و دانه‌بندی برای مشخص کردن خوب دانه‌بندی شدن یا نشدن نمونه‌ها استفاده می‌شود. خاکهای خوب دانه‌بندی شده به خاکهایی گفته می‌شود که فاصله خالی¹ در اندازه دانه‌های مختلف خود نداشته باشد. بر این اساس، برای خاکهای شنی، داشتن معیارهای $1 \leq C_c \leq 4$ و $C_u \geq 4$ و برای خاکهای ماسه‌ای $1 \leq C_c \leq 4$ و $C_u \geq 6$ نشان‌دهنده خوب دانه‌بندی شدن است. در شرایط زیر خاک بد دانه‌بندی شده محسوب می‌شود:

الف) درصد قابل توجهی از دانه‌های خاک به یک اندازه باشند یا به عبارت دیگر دانه‌بندی یکنواخت باشد.

ب) خاک به اندازه کافی دانه‌های بزرگ و کوچک داشته باشد، ولی دانه‌های حد متوسط در آن کم باشد. به این حالت دانه‌بندی منقطع یا میان تهی گفته می‌شود (Das and Sobhan, 2013).

میزان پیریت باقی‌مانده تجزیه می‌شود، برای سهولت تعیین میزان پیریت به جای اندازه‌گیری مقدار سولفور، میزان آهن با روش جذب اتمی تعیین می‌گردد (Yousefi et al., 2014).

تحلیل دانه‌بندی

تحلیل دانه‌بندی عبارت است از تعیین محدوده اندازه ذرات موجود در خاک که به‌صورت درصدی از وزن خشک بیان می‌شود (Das and Sobhan, 2013). در این پژوهش به‌منظور بررسی ناهمگنی مواد از نظر تغییرات اندازه ذرات با استفاده از سری الکهای استاندارد ASTM تحلیل دانه‌بندی انجام شد. مشخصات الکهای استفاده شده در جدول 1 آمده است. تحلیل دانه‌بندی را می‌توان برای استخراج سه ویژگی مهم دانه‌بندی به شرح زیر استفاده کرد:

1- اندازه مؤثر (D_{10}): این ویژگی، قطر متناظری از منحنی دانه‌بندی است که 10 درصد ذرات ریزتر از آن هستند، اندازه مؤثر برای تخمین ضریب نفوذپذیری معیاری مناسب محسوب می‌شود (Das and Sobhan, 2013).

2- ضریب یکنواختی (C_u): این ویژگی به صورت زیر تعریف می‌شود (Das and Sobhan, 2013):

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad (2)$$

جدول 1. مشخصات الکهای استفاده شده سری ASTM برای تحلیل دانه‌بندی

Table 1. Characterization of ASTM sieves used for particle-size analysis

Row	Inch & Mesh	Micron	Row	Mesh	Micron
1	4.25 Inch	107600	11	10 Mesh	2000
2	3 Inch	76100	12	14 Mesh	1410
3	2 Inch	50800	13	18 Mesh	1000
4	1 Inch	25400	14	25 Mesh	707
5	0.75 Inch	19000	15	35 Mesh	500
6	0.5 Inch	12700	16	45 Mesh	354
7	0.375 Inch	9510	17	60 Mesh	250
8	0.25 Inch	6350	18	80 Mesh	177
9	4 Mesh	4760	19	120 Mesh	125
10	7 Mesh	2830	20	200 Mesh	74

نتایج

نتایج تجزیه XRD

نتایج به‌دست آمده از تجزیه XRD در جدول 2 آمده است. از این جدول اطلاعات زیر استنباط می‌شود:

- فراوانترین کانیه‌های موجود در کومه‌های 19 و 31 سرچشمه عبارتند از: کوارتز، آلبیت، مسکویت، کلریت، پیریت، ارتوز.

- در این نمونه‌ها، پیریت تنها کانی سولفیدی شناسایی شده است که پتانسیل تولید اسید دارد.

دارند.
 - کانیهای کربناته به‌عنوان بهترین خنثی‌کننده اسید تولیدی، سهمی در نمونه‌های مورد بررسی نداشتند.
 - در هیچ یک از نمونه‌های تجزیه شده، کانیهای اکسی هیدروکسید آهن آشکار نشد. این نتیجه می‌تواند به‌علت عدم تکامل بلوری و غلظت پایین این کانیها در نمونه‌های مورد بررسی باشد.

- در نمونه‌های تجزیه شده سه کانی هیدروکسی سولفات‌ها شامل باتلریت¹ $(\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ ، ژاروسیت² $(\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6)$ و ژیس³ $(\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ مشاهده شد. این کانیها محصولات هوازدگی و پیشرفت اکسایش پیریت در pHهای کمتر از 4 هستند (Hammarstrom et al., 2005) که عناصر قرار گرفته در شبکه این کانیها به‌علت حلالیت بالا در آبهای جاری، خطرپذیری زیست‌محیطی زیادی

جدول 2. نتایج تجزیه XRD نمونه‌های کومه‌های مورد مطالعه (همه مقادیر بر حسب درصد هستند)

Table 2. XRD result in waste dumps samples (all data in %)

Trenches	Sample	Depth (m)	Qz	Py	Ms	Ill	Kln	Or	Ab	Chl	Mnt	Ep	But	Jar	Gp
A	A1	0.2	36	12	14	9	-	-	-	12	-	-	9	8	-
	A2	0.5	44	19	13	7	-	-	-	7	5	-	5	-	-
	A3	0.8	50	13	12	7	-	-	-	8	5	-	7	-	-
	A4	1.1	43	10	9	6	5	8	-	-	4	-	-	9	6
	A5	1.5	49	10	10	7	-	8	9	7	-	-	-	-	-
	A6	2	31	-	5	-	-	9	40	-	-	-	-	8	7
	A7	2.5	33	4	7	5	-	-	40	-	5	-	-	6	-
	A8	3	33	2	8	6	-	-	46	5	-	-	-	-	-
B	B1	3	52	6	13	6	5	6	7	-	-	-	-	5	-
	B2	5	38	-	7	5	6	7	15	8	-	-	-	14	-
C	C1	0.2	46	4	11	6	6	6	14	7	-	-	-	-	-
	C2	0.5	48	4	11	7	-	6	18	0	-	-	6	-	-
	C3	0.8	43	3	7	5	-	7	25	10	-	-	-	-	-
	C4	1.1	50	4	17	8	6	8	-	-	-	-	7	-	-
	C5	1.5	49	4	16	8	5	6	6	-	-	-	-	6	-
D	D1	0.2	37	4	11	8	-	9	24	7	-	-	-	6	-
	D2	0.5	42	5	10	6	-	7	23	7	-	-	-	-	-
	D3	0.8	36	5	9	5	-	8	30	7	-	-	-	-	-
	D4	1.1	45	4	10	7	-	7	18	9	-	-	-	-	-
	D5	1.5	33	-	9	6	-	7	25	9	5	-	-	-	-
E	E1	0.2	34	11	10	8	9	-	-	12	-	8	-	8	-
	E2	0.5	49	5	13	-	-	-	14	15	-	4	-	-	-
	E3	0.8	47	4	11	5	-	-	19	14	-	-	-	-	-
	E4	1.1	50	-	14	8	-	7	10	11	-	-	-	-	-
	E5	1.5	59	2	9	7	-	-	10	7	6	-	-	-	-
F	F1	0.2	41	13	12	8	-	-	-	18	-	-	-	8	-
	F2	0.5	30	13	15	6	8	-	-	28	-	-	-	-	-
	F3	0.8	25	14	15	8	7	5	6	20	-	-	-	-	-
	F4	1.1	42	-	20	9	7	7	-	9	-	-	-	-	6
	F5	1.5	57	-	23	-	-	-	-	9	-	-	-	5	6

*: The English capital letter in the beginning of sample name represents the trench name

Qz: Quartz, Py: Pyrite, Ms: Muscovite (Sericite), Ill: Illite, Kln: Kaolanite, Or: Orthose, Ab: Albite, Chl: Chlorite, Mnt: Montmorillonite, Ep: Epidote, But: Butlerite, Jar: Jarosite, Gp: Gypsum.

نتایج به‌دست آمده، پیریت، سولفات و آهن موجود در فاز اکسی‌هیدروکسیدی به‌عنوان کانیهای منشأ و محصول هوازدگی پیریت در همه نمونه‌ها حضور دارند و حتی مقادیر کم آنها نیز آشکار شده است. این در حالی است که بر اساس

نتایج روش ASTM-D2492 و pHخمیری

نتایج به‌دست آمده از آزمایش ASTM-D2492 برای تعیین غلظت سولفات، پیریت و آهن موجود در کانیهای اکسی‌هیدروکسیدی در جدول 3 آورده شده است. بر پایه

2 دمای هوای خروجی یکی از مجراهای هوا در عمق 3 متری ترانشه B را نشان می‌دهد، به طوری که در دمای 8 درجه‌ای آذرماه سال 1390، هوای مرطوب خروجی از فضای خالی بین سنگهای کومه، حدود 26 درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد. همان‌طور که قبلاً بحث شد حضور این فرآیند در انتقال اکسیژن به‌علت اختلاف چگالی و دمای هوای نقاط مختلف کومه با هوای خارج آن است. این اختلاف از گرمای اکسایش پیریت ناشی می‌شود (Sracek et al., 2006). به ازای اکسایش هر مول پیریت (119/98 گرم) برابر با 1409 کیلو ژول گرما تولید می‌شود. به‌واسطه افزایش دما در کومه که می‌تواند به دمای 70 درجه سانتی‌گراد هم برسد، انتقال اکسیژن سریع‌تر انجام می‌شود، شرایط برای رشد و فعالیت باکتری‌های هوازی تسریع کننده اکسایش پیریت، مناسب شده و در نتیجه اکسایش پیریت به‌صورت مضاعف ادامه پیدا می‌کند (Lefebvre et al., 2001a). شکل 3 یک مدل مفهومی برای فرآیندهای حاکم بر کومه سنگ باطله در تامین اکسیژن شامل فرآیندهای نفوذ اکسیژن، همرفت هوا، تولید و انتقال گرما را نشان می‌دهد. در شکل 4 ارتباط متقابل فرآیندهای نفوذ اکسیژن، همرفت هوا و تولید گرما روی تأمین اکسیژن مصرفی در اکسایش پیریت، نشان داده شده است.

نتایج XRD، پیریت در 24 نمونه و کانیه‌های هیدروکسی سولفات در 14 نمونه (جدول 2) آشکارسازی شدند و کانیه‌های اکسی‌هیدروکسید آهن در هیچ نمونه‌ای یافت نشد. بنابراین استفاده از این روش در بررسی‌های زیست‌محیطی باعث بالا رفتن دقت، به‌ویژه برای نمونه‌های با غلظت‌های پایین این کانیه‌ها می‌شود.

نتایج آزمایش pHخمیری و میزان رطوبت نمونه‌ها نیز در جدول 3 آورده شده است. بر اساس نتایج به‌دست آمده تعداد 15 نمونه با داشتن pHخمیری کمتر از 4، اسیدزا هستند. همچنین در این جدول، مقادیر بالایی برای رطوبت نمونه‌های A6، A7، B1 و B2 مشاهده می‌شود که می‌تواند نشانه‌ای از وضعیت خاص این نمونه‌ها در ترانشه‌های A و B باشد.

بحث و بررسی

با فرض حضور فرآیند نفوذ در کومه سنگ باطله به‌علت گرادیان غلظت اکسیژن بین خارج و داخل کومه، پی‌جویی‌هایی برای شناسایی شواهدی دال بر حضور پدیده همرفت هوا در کومه‌های مورد مطالعه انجام شد.

در پی‌جویی‌های انجام شده در ترانشه‌ها، در اعماق بین 3 تا 5 متری ترانشه‌های A و B، مجراهایی با شارش بالای هوای گرم و مرطوب در ارتباط با فرآیند همرفتی هوا مشاهده شد. شکل



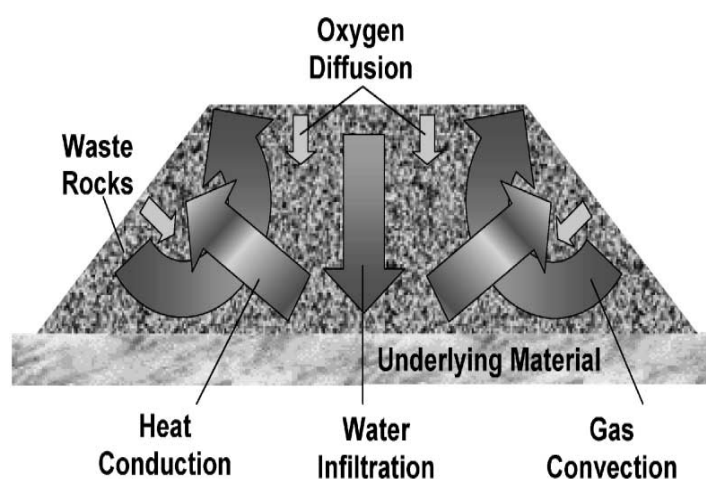
شکل 2. شارش هوای گرم و مرطوب از میان سنگهای ترانشه B در عمق 3 متری (دمای محیط 8 درجه سانتی‌گراد)

Fig. 2. Hot and humid air flow through the trench B rock in 3 meters depth (room temperature 8 ° C)

جدول 3. نتایج آزمایش ASTM-D2492 و pH خمیری

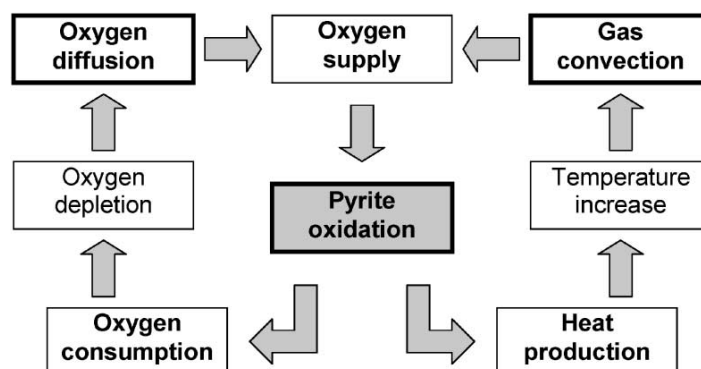
Table 3. ASTM-D2492 and paste pH experiment results

Trenches	Sample	Depth (m)	Moisture (%)	Paste pH	Pyrite(%)	SO ₄ (%)	Fe _{o-h} (%)
A	A1	0.2	4.73	2.43	11.79	4.41	3.86
	A2	0.5	3.07	3.92	18.21	2.31	3.72
	A3	0.8	4.33	3.16	12.86	4.11	3.40
	A4	1.1	3.17	3.3	6.94	3.66	4.43
	A5	1.5	1.24	4.36	15.77	2.13	2.38
	A6	2	13.23	3.79	0.64	2.55	2.71
	A7	2.5	9.88	3.86	2.79	2.25	2.55
	A8	3	6.40	4.04	0.38	1.5	1.70
B	B1	3	8.25	3.13	6.23	4.5	3.23
	B2	5	13.43	2.88	1.50	7.02	4.84
C	C1	0.2	3.58	6	2.74	0.78	4.31
	C2	0.5	4.50	6.34	2.49	0.6	4.30
	C3	0.8	3.67	5.97	2.12	0.63	3.83
	C4	1.1	4.56	6	3.19	0.69	5.36
	C5	1.5	6.74	5.99	2.91	0.72	5.33
D	D1	0.2	3.51	4.4	2.68	1.56	4.78
	D2	0.5	2.14	5.4	3.51	1.53	4.38
	D3	0.8	3.17	5.68	2.94	1.41	4.21
	D4	1.1	2.96	6.3	2.96	0.99	4.09
	D5	1.5	2.29	3.99	1.41	1.24	4.17
E	E1	0.2	4.88	3.84	5.72	4.41	6.01
	E2	0.5	4.63	5.97	2.31	1.65	7.93
	E3	0.8	3.02	4.57	2.78	1.47	4.87
	E4	1.1	3.68	6.01	1.46	1.47	6.46
	E5	1.5	6.48	6.68	1.29	1.44	6.73
F	F1	0.2	5.31	2.94	10.88	4.98	3.00
	F2	0.5	5.33	3.75	13.71	1.08	1.90
	F3	0.8	6.63	3.72	12.51	1.98	2.13
	F4	1.1	5.80	3.84	0.28	1.35	2.19
	F5	1.5	5.19	3.88	0.43	1.35	2.96



شکل 3. مدل مفهومی فرآیندهای اصلی حاکم بر کومه سنگ باطله (Lefebvre et al., 2001a)

Fig. 3. Conceptual model of the main physical processes acting within waste rock piles (Lefebvre et al., 2001a)

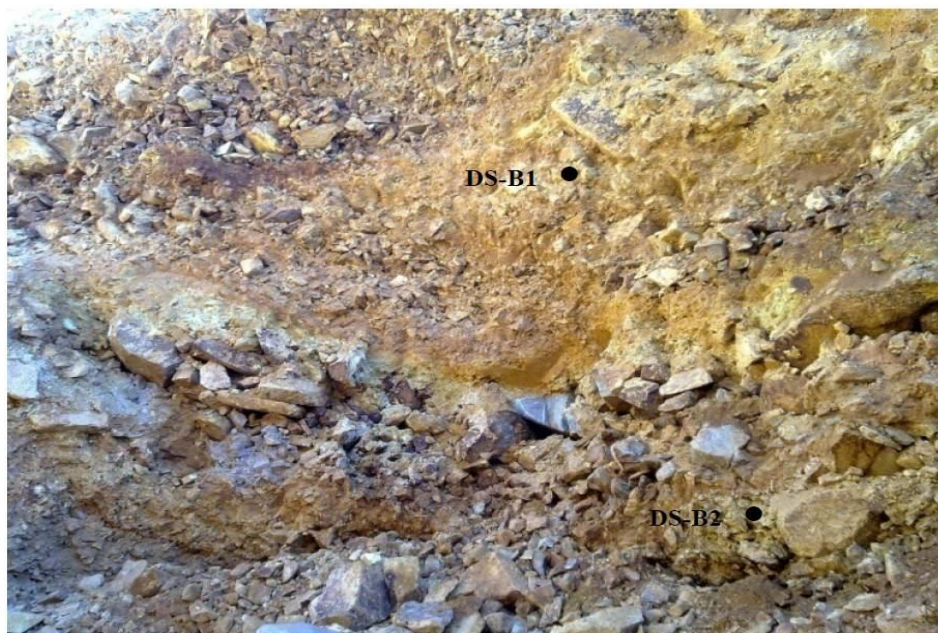


شکل 4. تأثیر متقابل دما و فرآیندهای تامین اکسیژن روی اکسایش پیریت (Lefebvre et al., 2001a)

Fig. 4. Interaction of temperature and oxygen supply processes linking pyrite oxidation (Lefebvre et al., 2001a)

مهم در این جدول، ناهمبستگی کامل نتایج میزان پیریت و کانیهای هیدروکسی سولفات در دو روش مورد استفاده است که به علت دقت بالاتر آزمایش ASTM-D2492 در تعیین میزان پیریت و سولفات به عنوان بخش اصلی تشکیل دهنده کانیهای هیدروکسی سولفات است (Yousefi et al., 2014). جدول 4 همچنین نشان می‌دهد که در نمونه B2 که در مجاورت جریان همرفت هوا وجود دارد نمونه کاملاً فقیر از پیریت و غنی از کانیهای هیدروکسی سولفات (درصد $SO_4=7/02$) به خصوص ژاروسیت (14 درصد) است.

پی‌آمد وجود هوای گرم و مرطوب، تسریع اکسایش پیریت و تشکیل کانیهای ثانویه اسیدزاست که این موضوع در اعماق 3 تا 5 متری ترانشه B به صورت شاخص (شکل 5) قابل رؤیت است. در حد فاصل این دو عمق، دو نمونه برداشت شد که یکی از نمونه‌ها (B1) در فاصله 1 متری از بالای لایه حاوی جریان همرفت هوا (عمق 3 متری از سطح) و نمونه دیگر (B2) در مجاورت مرز پایینی این لایه (عمق 5 متری از سطح) قرار می‌گرفت. نتایج تجزیه XRD، ASTM-D2492، pH و خمیری این دو نمونه در جدول 4 آورده شده است. نکته



شکل 5. کانی‌های تشکیل شده ثانویه (ژاروسیت و کائولینیت) در ارتباط با مجراهای هوای گرم و مرطوب و مکان نمونه‌های برداشت شده در ترانشه B

Fig. 5. Secondary minerals (jarosite and kaolinite) related to the warm and humid air channels and sample points in trench B

جدول 4. خصوصیات نمونه‌های مرتبط با مجاری هوای گرم و مرطوب ترانشه B

Table 4. Sample characteristics associated with warm and humid air channels in trench B

Sample	Depth (m)	XRD Analysis			ASTM-D2492 experiment		Paste pH	Moisture (%)
		Total of clay minerals (%)	Jarosite (%)	Pyrite(%)	Pyrite(%)	SO ₄ (%)		
B1	3	24	5	6	6.23	4.5	3.13	8.25
B2	5	26	14	-	1.5	7.02	2.88	13.43

عامل ناهمگنی مواد از نظر اندازه ذرات و وجود یک لایه هاردپن در افقهای سطحی، بر شدت این فرآیندها دخیل باشند.

ناهمگنی مواد از نظر اندازه ذرات

در اولین نگاه در ترانشه‌های حفر شده، ناهمگنی مواد از نظر اندازه ذرات جلب توجه می‌کند. به‌عنوان نمونه شکل 6 ناهمگنی اندازه ذرات را در ترانشه F نشان می‌دهد. چنان‌که در این شکل مشاهده می‌شود، در اعماق کم این ترانشه، مواد دانه ریز دیده می‌شوند و در اعماق بیشتر، توالی از مواد درشت‌دانه و ریزدانه حضور دارند. ناهمگنی از نظر اندازه ذرات با بررسی داده‌های دانه‌بندی به‌راحتی قابل اثبات است. برای روشن شدن ناهمگنی اندازه ذرات مواد باطله، به‌عنوان نمونه، نتایج مربوط به دانه‌بندی ترانشه A شامل 8 نمونه A1 تا A8 در جدول 5 نشان داده شده است. همان‌طور که در این جدول مشخص است، اندازه مؤثر (D_{10}) از 175 میکرون تا 3250 میکرون در ترانشه A تغییر می‌کند. اندازه مؤثر برای تخمین ضریب نفوذپذیری معیار مناسبی محسوب می‌شود. بنابراین با توجه به وابستگی میزان نفوذ اکسیژن و نفوذپذیری، مقدار اکسیژن منتقل شده با این فرآیند، از سطح یا مجراهای هوای گرم و مرطوب، در سراسر کومه، متفاوت است. علاوه‌بر اندازه مؤثر، میزان عوامل C_U و C_C نشان می‌دهد که تنها نمونه‌های A1، A3 و A7 شرایط خاک شنی خوب دانه‌بندی شده را دارند و سایر نمونه‌ها همه بخشهای اندازه دانه‌ها را شامل نمی‌شوند یا اصطلاحاً "بد دانه‌بندی" شده‌اند. یعنی بین سنگها، فضاهای خالی با اندازه‌های متفاوت وجود دارد که می‌تواند جایگاهی برای انتشار فرآیند همرفت هوا باشد. وجود این ناهمگنی در فضای خالی بین مواد کومه باطله، باعث انتقال هوا با شدت و دمای متفاوت می‌شود. به‌عنوان نمونه، هوای همرفتی راه یافته به سطح کومه 19، دمایی برابر با 32/6 درجه دارد (شکل 7) که در مقایسه با مجرای مشاهده

کانی ژاروسیت به‌عنوان یکی از کانیه‌های شاخص فرآیند اکسایش پیریت مربوط به محیطی با مشخصات $pH < 3$ و غلظت یون سولفات بیشتر از 3000 میلی‌گرم بر لیتر است (Hammarstrom et al., 2005) که این شرایط، نابه‌هنگام‌ترین شرایط زیست‌محیطی در اکسایش پیریت محسوب می‌شود. نکته مهم در رابطه با نمونه B2 حضور بالای کانیه‌های رسی در این نمونه است. حضور کانیه‌های رسی در این نمونه می‌تواند منشأ اولیه یا ثانویه داشته باشد. منشأ ثانویه این کانیه‌ها مربوط به واکنش اسید حاصل از اکسایش پیریت با کانیه‌های سیلیکاته مثل کلریت، فلدسپات آلکال و پلاژیوکلاز می‌شود که تشکیل کانیه‌های رسی ثانویه را به دنبال دارد (Lottermoser et al., 2007).

نمونه B1 که در فاصله بیشتری از مجرای هوای گرم و مرطوب قرار گرفته است محتوای پیریت بالاتر (6 درصد) و کانی هیدروکسی سولفات (درصد $SO_4 = 4/5$) پایین‌تری نسبت به نمونه B2 دارد. مقایسه دو نمونه B1 و B2 در دو فاصله متفاوت از مجراهای همرفت هوای گرم و مرطوب نشان‌دهنده اکسایش شدید پیریت در مجاورت این مجراهاست. مقایسه میزان pH خمیری و رطوبت دو نمونه هم شرایط اسیدی‌تر و مرطوب‌تری را برای نمونه B2 نشان می‌دهد. بنابراین می‌توان نمونه‌های با pH خمیری پایین و محتوای رطوبت بالا را در ارتباط با مجراهای شارش هوای گرم و مرطوب در کومه باطله دانست. به این ترتیب نمونه‌های A6 و A7 که به‌ترتیب در عمقهای 2 و 2/5 متری ترانشه A قرار می‌گیرند می‌توانند در ارتباط با این مجراهای هوای گرم و مرطوب باشند.

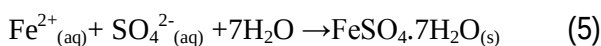
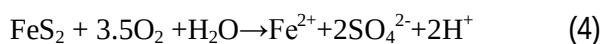
عوامل مؤثر در شدت فرآیندهای انتقال اکسیژن در کومه باطله

در کومه‌های مورد مطالعه معدن مس سرچشمه دو فرآیند نفوذ و همرفت هوا، اکسیژن را به درون کومه منتقل می‌کنند. با مشاهدات صحرائی انجام شده در منطقه به نظر می‌رسد و

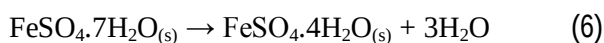
شده در عمق 3 متری ترانشه B (شکل 2) دمای بالاتری را نشان می‌دهد.

بالاتر بودن دما شرایط مناسب‌تری را برای رشد باکتری‌های اکسیدکننده پیریت فراهم کرده و در نتیجه اکسایش پیریت با سرعت بیشتری انجام می‌شود (Doulati Ardejani, 2003). شدت بالای اکسیدشدگی را می‌توان با حضور کانیه‌های هیدروکسی سولفات تشکیل شده در اطراف مجرای موجود در سطح کومه 19 (شکل 7) اثبات کرد. این کانیه‌ها با وجود وفور اکسیژن در سطح کومه تنها در اطراف مجرا به علت فعالیت باکتری‌ها و وجود دمای بالاتر از هوای آزاد، تشکیل شده‌اند. کانیه‌های ثانویه تشکیل شده شامل، رزونیت¹ ($\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$)، ملانتریت² ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) و اکسیدهای آهن هستند. ملانتریت مشخص‌کننده اکسایش پیریت و تشکیل یون سولفات و ترکیب با یون آهن دو ظرفیتی موجود در محیط است که با از دست دادن آب به کانی رزونیت سفید

رنگ تبدیل می‌شود. ساز و کار تشکیل این دو کانی در رابطه‌های 4 تا 6 (Hammarstrom et al., 2005) آمده است.



(ملانتریت)



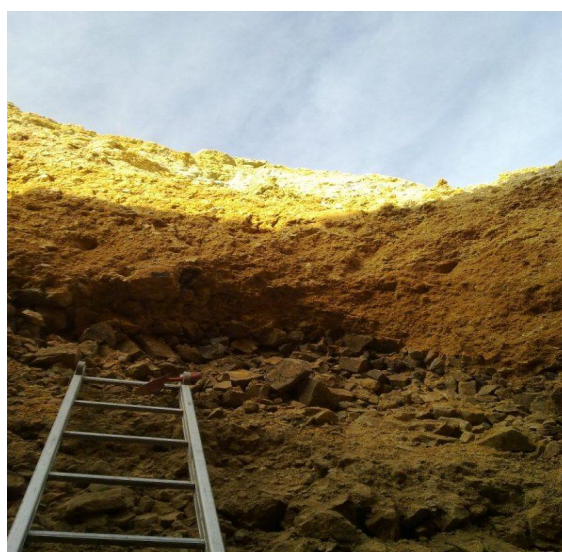
(رزونیت)

تفاوت موجود در عوامل دانه‌بندی، دلالت بر ناهمگنی باطله‌ها از لحاظ دانه‌بندی و خصوصیات هیدرولیکی دارد. این ناهمگنی در شرایط فیزیکی کومه، باعث وجود سهم مختلف فرآیندهای انتقال اکسیژن در مناطق مختلف کومه می‌شود. به‌عنوان مثال در مناطقی میزان شارش همرفت هوا، بالا و در مناطقی کم و یا وجود ندارد.

جدول 5. پارامترهای دانه‌بندی نمونه‌های مربوط به ترانشه A

Table 5. Particle size distribution parameters of samples for trench A

Sample	Depth (m)	D ₁₀ (micron)	D ₃₀ (micron)	D ₆₀ (micron)	C _U	C _C
A1	0.2	1250	4750	12500	10	1.44
A2	0.5	2100	8000	1520	0.72	20.05
A3	0.8	2500	8000	15100	6.04	1.69
A4	1.1	3250	1850	33000	10.15	0.03
A5	1.5	1600	30000	46000	28.75	12.22
A6	2	175	540	2550	14.58	0.65
A7	2.5	500	1950	6000	12	1.26
A8	3	185	700	6000	32.43	0.44



شکل 6. ناهمگنی اندازه ذرات مواد باطله در ترانشه F

Fig. 6. Particle size heterogeneity of waste material in trench F



شکل 7. مجرای هوای گرم و مرطوب مشاهده شده در سطح کومه 19 که با تشکیل کانیه‌های ثانویه ملانتریت (کانیه‌های آبی رنگ) و رزونیت (کانیه‌های سفید رنگ) و اکسیدهای آهن (کانیه‌های نارنجی رنگ) همراه شده است

Fig. 7. Evidence of warm and humid air channels in the surface of dump 19 which was accompanied by forming secondary minerals such as melanterite (blue), rozenite (white) and iron oxide (orange)

وجود لایه هاردپن در افق‌های سطحی

هاردپن¹ را می‌توان به عنوان توسعه یک سد طبیعی در مواد باطله تعریف کرد که قادر است با کاهش نرخ نفوذ عمودی آب و همچنین اکسیژن، به بالا رفتن کیفیت زهاب خروجی کمک کند (Rafael et al., 2005). میزان انتقال اکسیژن در فرآیند نفوذ به میزان نفوذپذیری مواد باطله بستگی دارد (Blowes et al., 2003). عمق انتقال اکسیژن در این فرآیند کم است به طوری که بر اساس پژوهش‌های دولتی ارده‌جانی (Ardejani et al., 2010) در باطله‌های زغال، پس از گذشت 20 سال انتقال اکسیژن با فرآیند نفوذ، حداکثر تا عمق 3 متر ادامه می‌یابد. بنابراین حضور هاردپن می‌تواند از عوامل محدود کننده فرآیند نفوذ باشد.

تشکیل هاردپن در افق‌های سطحی مربوط به تشکیل کانیه‌های ثانویه تولیدی در اثر پیشرفت فرآیند اکسایش پیریت مثل ژاروسیت، آلونیت²، شرممانیت³، فری‌هیدریت⁴، گوئیت⁵، ملانتریت، رزونیت، کوپاپیت⁶ و هالوتریکیت⁷ است. این کانیه‌ها در درز و شکاف سنگها و تخلخل خاک جای‌گزین شده و نفوذپذیری را کاهش می‌دهند (Sidenko et al., 2006).

به نظر می‌رسد در کومه‌های سنگ باطله معدن مس سرچشمه علاوه بر عوامل فوق، خنثی‌شدگی اسید با کانیه‌های کلریت، آلینیت و ارتوز و تشکیل کانیه‌های رسی ثانویه نیز در تشکیل لایه هاردپن نقش داشته دارد. نتایج کانی‌شناسی مربوط به نمونه‌های سطحی ترانشه‌های A، C، D، E و F (از ترانشه B نمونه سطحی گرفته نشد) در جدول 6 آمده است. در این جدول علاوه بر نتایج XRD برای فراوانی کانیه‌های رسی و هیدروکسی سولفاته، نتایج غلظت سولفات (SO_4) و آهن موجود در کانیه‌های اکسی هیدروکسید ($\text{Fe}_{\text{O-h}}$) به دست آمده از مرحله اول آزمایش ASTM-D2492 و مقدار pH خمیری، جهت تأیید نتایج XRD ارائه شده است. برای درک بهتر شدت اکسایش در قسمت‌های سطحی ترانشه‌های حفر شده و تشکیل هاردپن، در جدول 6 نتایج سطحی‌ترین نمونه با میانگین نتایج 4 نمونه مربوط به اعماق بیشتر (عمق 0/5 تا 1/5 متر) نیز مقایسه شده است. همان‌طور که در این جدول مشخص است، بالا بودن میزان کانیه‌های هیدروکسی سولفاته، SO_4 و $\text{Fe}_{\text{O-h}}$ و پایین بودن میزان pH خمیری، اکسایش شدیدتر پیریت موجود در نمونه‌های سطحی نسبت

1. Hardpan
2. Alunite
3. Schwertmannite
4. Ferrihydrite

5. Goetite
6. Copiapite
7. Halotrichite

به نمونه‌های عمیق‌تر را نشان می‌دهد. مجموع کانیهای رسی هم می‌تواند توجیه کننده خنثی شدگی اسیدیته توسط کانیهای سیلیکاته باشد. تنها در نمونه C1 کانیهای هیدروکسی سولفات مقدار کمتری نسبت به میانگین نمونه‌های عمیق‌تر داشتند. این در حالی است که در این

ترانسه میزان Fe_{0-h} و SO_4 در نمونه سطحی C1 از میانگین نمونه‌های عمیق‌تر، بیشتر است. بنابراین با توجه به دقت بالاتر آزمایش ASTM-D2492 (ASTM, 1986) می‌توان برای این نمونه سطحی هم اکسایش پیریت را بیش از نمونه‌های عمیق‌تر ارزیابی کرد.

جدول 6. نتایج تجزیه سطحی‌ترین نمونه‌های عمقی و مقایسه آن با میانگین نمونه‌های پایین‌تر در ترانسه‌های حفر شده

Table 6. Result of superficial samples in comparison with the average of deeper samples in the trenches

Sample	Depth (m)	XRD Analysis (%)		ASTM-D2492 experiment (%)		Paste pH	Moisture (%)
		Total of hydroxy sulphate minerals	Total of clay minerals	Fe_{0-h}	SO_4		
A1	0.2	17 (12.5)*	35 (30.75)	3.86 (3.84)	4.41 (3.05)	2.43 (3.2)	4.73
C1	0.2	0 (4)	30 (25)	4.3 (4.1)	0.72 (0.66)	6 (6.1)	3.58
D1	0.2	6 (0)	8 (6)	4.78 (4.21)	1.56 (1.29)	4.34 (5.34)	3.51
E1	0.2	8 (2)	39 (32.5)	6 (6.3)	1.47 (0.5)	3.84 (5.1)	4.88
F1	0.2	8 (3.5)	38 (48)	3 (2.3)	1.66 (0.48)	2.94 (3.6)	5.31

*: Amount in parentheses represents the average of four deeper samples than the first one (depth from 0.5 to 1.5)

نتیجه‌گیری

شناسایی فرآیند غالب در انتقال اکسیژن به پیریت یکی از مهمترین مسائل در مدل‌سازیهای عددی به‌منظور پیش‌بینی میزان اکسایش پیریت و تولید زهاب اسیدی است. در این پژوهش با استفاده از خصوصیات شیمیایی، فیزیکی، کانی‌شناسی و مشاهدات صحرایی نحوه تأثیر هر یک از فرآیندهای انتقال اکسیژن به کومه‌های سنگ باطله بررسی و فرآیند غالب در اکسیژن‌رسانی شناسایی شد. مهمترین نتایج به‌دست آمده از این تحقیق را می‌توان به شرح زیر خلاصه کرد:

- 1- در پیمایشهای صحرایی مجراهایی با جریان‌های شدید هوای گرم و مرطوب در اعماق 3 تا 5 متری ترانسه‌های A و B و همچنین سطح کومه باطله 19 مشاهده شد.
- 2- وجود جریان‌های هوای گرم و مرطوب باعث اکسایش شدید پیریت و در نتیجه افزایش میزان کانیهای هیدروکسی سولفات و رسی، کاهش میزان pH خمیری و افزایش محتوای رطوبت نمونه‌ها شده است.
- 3- لایه هاردپن در افقهای سطحی کومه سنگ باطله به ضخامت تقریبی 30 سانتی‌متر تشکیل شده است. این لایه دارای میزان بالاتری از کانیهای هیدروکسی سولفات، اکسی هیدروکسید آهن و رسی و میزان pH خمیری کمتری نسبت به نمونه‌های عمیق‌تر است.

جدول 6 همچنین نشان می‌دهد، نمونه‌های مرتبط با لایه هاردپن محتوای رطوبت پایینی دارند (کمتر از 6 درصد). نکته مهم، پایین بودن قابل توجه رطوبت این نمونه‌ها در مقایسه با نمونه‌های مرتبط با مجراهای هوای گرم و مرطوب (جدول 4) است. بنابراین با توجه به تشابه خصوصیات نمونه‌های این دو محیط از نظر میزان بالای کانیهای هیدروکسی سولفات و رسی و میزان پایین pH خمیری، تفاوت در میزان رطوبت را می‌توان به‌عنوان وجه تمایز آنها، در نظر گرفت.

در تأیید خصوصیات مطرح شده برای لایه هاردپن می‌توان به شکلهای 8 و 9 استناد کرد. شکل 8 لایه هاردپن مربوط به ترانسه A به ضخامت تقریبی 30 سانتی‌متر را نشان می‌دهد. رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز این لایه و اثرات جریان مایع قهوه‌ای رنگ روی سنگ، بیان‌گر تولید زهاب اسیدی غنی از یون آهن و سولفات و تشکیل کانیهای ثانویه هیدروکسی سولفات و اکسی هیدروکسید است. شکل 9 کاهش نفوذپذیری کومه سنگ باطله به سبب تشکیل هاردپن را نشان می‌دهد که باعث ماندن آب بارندگی پس از گذشت یک روز از اتمام بارندگی در آذرماه سال 1390 در سطح کومه 31 شده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که حضور هاردپن در افقهای سطحی کومه باعث کم شدن ضریب نفوذ اکسیژن در مواد باطله شده و سهم فرآیند نفوذ اکسیژن را در اکسایش پیریت‌های عمیق‌تر را کاهش می‌دهد.



شکل 8. لایه هاردپن و اثر جریان مایعات غنی از یون آهن و سولفات در ترانشه A

Fig. 8. The hardpan layer and the flow effect of ferric and sulphate ion-rich fluid in trench A



شکل 9. باقی ماندن آب باران پس از گذشت 24 ساعت از پایان بارندگی روی کومه 31 معدن سرچشمه، آذر 1390

Fig. 9. Remaining rainwater after 24 hours of the end of rainfall on the dump 31, in December 2011

نفوذ، ضرورت کنترل اکسیژن نفوذی از مواد درشت‌دانه قسمتهای تحتانی و جانبی کومه سنگ باطله را روشن می‌کند. به این ترتیب استفاده از راهکاری مرسوم مانند ایجاد لایه نفوذناپذیر در سطح کومه جهت کنترل اکسایش پیریت، غیر اصولی خواهد بود.

قدردانی

نویسندگان این مقاله بر خود لازم می‌دانند از واحد آب و محیط زیست امور تحقیق و توسعه معدن مس سرچشمه به سبب حمایت‌های مالی و مجوز انجام نمونه‌برداری و تحقیقات آزمایشگاهی قدردانی و تشکر نمایند.

References

- Abbasnejad, A., 2012. Determination the trend of heavy metal variations in tailing dam of Sarcheshmeh copper mine. Research project, Research and Development Center, Sarcheshmeh copper complex. Rafsanjan, Iran, 238 pp. (in Persian)
- American Society for Testing and Materials (ASTM), 1986. Annual book of ASTM standards: gaseous fuels; coal and coke. ASTM International West Conshohocken, United States, 546 pp.
- Atapour, H. and Aftabi, A., 2007. The geochemistry of gossans associated with Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: implications for exploration and the environment. *Journal of Geochemical Exploration*, 93(1): 47-65.
- Azam, S., Wilson, G., Herasymuk, G., Nichol, C. and Lee, S.B., 2007. Hydrogeological behaviour of an unsaturated waste rock pile: a case study at the Golden Sunlight Mine, Montana, USA. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 66(3): 259-268.
- Blowes, D.W., Ptacek, C.J., Jambor, J.L. and Weisener, C.G., 2003. The geochemistry of acid mine drainage. *Treatise on geochemistry*, 9:149-204.
- Blowes, D.W., Reardon, E.J., Jambor, J.L. and Cherry, J.A., 1991. The formation and potential importance of cemented layers in inactive sulfide mine tailings. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(4): 965-978.

4- وجه تمایز مشخصات نمونه‌های مرتبط با مجراهای هوای گرم و مرطوب و لایه هاردپن در محتوای بالاتر رطوبت نمونه‌های مرتبط با مجراهای هوای گرم و مرطوب می‌باشد.

5- با توجه به حضور مواد درشت‌دانه و بد دانه‌بندی شده و همچنین وجود لایه هاردپن که محدود کننده نفوذ اکسیژن است می‌توان نقش همرفت هوا را به عنوان فرآیند مسلط در انتقال اکسیژن به کومه‌های سنگ باطله معدن مس سرچشمه معرفی کرد.

6- نتایج این پژوهش می‌تواند به‌عنوان مبنایی برای ارائه راهکارهای پیشنهادی کنترل زهاب اسیدی نیز مورد اهمیت باشد. به طوری که اطلاع از تسلط فرآیند همرفت هوا در انتقال اکسیژن و حضور لایه هاردپن به‌عنوان محدود کننده فرآیند

- Borden, R.K., 2003. Environmental geochemistry of the Bingham Canyon porphyry copper deposit, Utah. *Environmental Geology*, 43(7): 752-758.
- Brown, P., Luo, X.L., Mooney, J. and Pantelis, G., 1999. The modelling of flow and chemical reactions in waste piles. Second International Conference on CFD in the Minerals and Process Industries, CSIRO, Melbourne, Australia.
- Cathles, L.M. and Apps, J.A., 1975. A model of the dump leaching process that incorporates oxygen balance, heat balance, and air convection. *Metallurgical Transactions B*, 6(4): 617-624.
- Das, B. and Sobhan, K., 2013. Principles of geotechnical engineering. Cengage Learning, Stamford, 356 pp.
- Davis, G.B. and Ritchie A.I.M., 1986. A model of oxidation in pyritic mine wastes: part 1: Equations and approximate solution. *Applied Mathematical Modeling*, 10(5): 314-322.
- Dercz, G., Oleszak, D., Prusik, K. and Pajak, L., 2008. Rietveld-based quantitative analysis of multiphase powders with nanocrystalline NiAl and FeAl phases. *Review Advance Master Science* 18:764-768.
- Doorandish, M., 2002. The role of weathering in acid mine drainage production in active mine at Kerman province. M.Sc. Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran, 220 pp. (in Persian with English abstract)

- Doulati Ardejani, F., 2003. Hydrogeological investigations of backfilled surface coal mine site. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia, 437 pp.
- Doulati Ardejani, F., Jodeiri Shokri, B., Bagheri, M. and Soleimani, E., 2010. Investigation of pyrite oxidation and acid mine drainage characterization associated with Razi active coal mine and coal washing waste dumps in the Azad shahr–Ramian region, northeast Iran. *Environmental Earth Sciences*, 61(8): 1547-1560.
- Elberling, B., Nicholson, R.V., Reardon, E.J. and Tibble, R., 1994. Evaluation of sulphide oxidation rates: a laboratory study comparing oxygen fluxes and rates of oxidation product release. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(3): 375-383.
- Esmailzadeh, E., 2012. Environmental assessment of furnace slag in Sarcheshmeh copper complex. Research project, Research and Development Center, Sarcheshmeh copper complex, Rafsanjan, Iran, 312 pp. (in Persian)
- Ghotbi Ravandi, A., 2007. Evaluation of heavy metal content in plant around The Sarcheshmeh region. M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 234 pp. (in Persian with English abstract)
- Hammarstrom, J.M., Seal, R.R., Meier, A.L. and Kornfeld, J.M., 2005. Secondary sulfate minerals associated with acid drainage in the eastern US: recycling of metals and acidity in surficial environments. *Chemical Geology*, 215(1): 407-431.
- Islam, A.K.M.E. and Lotse, E.G., 1986. Quantitative mineralogical analysis of some Bangladesh soils with X-ray, ion exchange and selective dissolution techniques. *Clay Mineralogy*, 21:31-42.
- Jannesar Malakooti, S., Shafaei Tonkaboni, S.Z., Noaparast, M., Ardejani, F.D. and Naseh, R., 2014. Characterisation of the Sarcheshmeh copper mine tailings, Kerman province, southeast of Iran. *Environmental earth sciences*, 71(5): 2267-2291.
- Jaynes, D.B., Rogowski, A.S. and Pionke, H.B., 1984. Acid mine drainage from reclaimed coal strip mines 1. Model description. *Water Resources Research*, 20(2): 233-242.
- Keshavarzi, B., Moore, F. and Sharifi, R., 2013. Evaluation of dispersion and chemical partitioning patterns of heavy metals in the Sar Cheshmeh porphyry copper deposit: geochemical data from mine waste, water and stream sediments. *International Journal of Environmental Studies*, 70(1): 73-93.
- Khorasanipour, M., 2011. Identification of trace element speciation in soil and sediments around Sarcheshmeh Copper Complex, an approach to the environmental monitoring. Ph.D. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran, 367 pp. (in Persian with English abstract)
- Komeizi, A., 2000. Evaluation of Shoor river pollution in Sarchemeh copper complex. M.Sc. Thesis, Sistan and Baluchestan University, Zahedan, Iran, 245 pp. (in Persian with English abstract)
- Lefebvre, R., Hockley, D., Smolensky, J. and Gélina, P., 2001a. Multiphase transfer processes in waste rock piles producing acid mine drainage: 1: Conceptual model and system characterization. *Journal of Contaminant Hydrology*, 52(1): 137-164.
- Lefebvre, R., Hockley, D., Smolensky, J. and Lamontagne, A., 2001b. Multiphase transfer processes in waste rock piles producing acid mine drainage: 2. Applications of numerical simulation. *Journal of Contaminant Hydrology*, 52(1): 165-186.
- Lottermoser, B.G., 2007. Mine waste characterization, treatment, environment impacts. second edition. Springer –Verlag Berlin Heidelberg, New York, 303 pp.
- Modabberi, S., Alizadegan, A., Mirnejad, H. and Esmailzadeh, E., 2013. Prediction of AMD generation potential in mining waste piles, in the sarcheshmeh porphyry copper deposit, Iran. *Environmental Monitoring and Assessment*, 185(11): 9077-9087.
- Molson, J.W., Fala, O., Aubertin, M. and Bussière, B., 2005. Numerical simulations of pyrite oxidation and acid mine drainage in unsaturated waste rock piles. *Journal of Contaminant Hydrology*, 78(4): 343-371.
- Morin, K.A., Cherry, J.A., Dave, N.K., Lim, T.P. and Vivyurka, A.J., 1988. Migration of acidic groundwater seepage from uranium-tailings impoundments, 1. Field study and conceptual hydrogeochemical model. *Journal of Morin, K.A., Jones, C.E. and van Dyk, R.P., 1994. Internal hydrogeologic monitoring of an acidic waste-rock dump at Westmin Resources Myra Falls Operations. 3rd International Conference on the Abatement of Acid Drainage, University of Pittsburgh, Pennsylvania, USA.*

- Nichol, C., Smith, L. and Beckie, R., 2000. Hydrogeologic behaviour of unsaturated mine waste rock: An experimental study. 5th International Conference on Acid Rock Drainage, Society for Mining Metallurgy, and Exploration, Colorado, USA.
- Orandi, S., 2006. The effect of waste mining dumps on acid mine drainage production. M.Sc. Thesis, Kharazmi University, Tehran, Iran, 243 pp. (in Persian with English abstract)
- Ourandi, S., Yaghoubpour, A., Nakhaei, M., Mehrabi, B., Sahraei, H. and Behrouz, M., 2009. Distribution and role of green algae in acid mine drainage at Sarcheshmeh copper mine. *Geosciences*, 18(72): 173-180. (in Persian with English abstract)
- Rafael, P.L., Miguel, N.J., Gabriel, R.A., 2005. Geochemistry and mineralogy of hardpan formation processes at the interface between sulphide-rich sludge and fly ash. 9th International Mine Water Congress, University of Oviedo, Oviedo, Spain.
- Rastmanesh, F., Moore, F., Kopaei, M.K., Keshavarzi, B. and Behrouz, M., 2011. Heavy metal enrichment of soil in Sarcheshmeh copper complex, Kerman, Iran. *Environmental Earth Sciences*, 62(2): 329-336.
- Sharifi, R., Moore, F. and Keshavarzi, B., 2013. Geochemical behavior and speciation modeling of rare earth elements in acid drainages at Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman Province, Iran. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 73(4): 509-517.
- Sidenko, N.V., Sherriff, B.L. and VanGulck, J., 2006. Mineralogical and geochemical characterization of Ni-Cu sulfide tailings, Thompson, Manitoba, Canada. 7th International Conference on Acid Rock Drainage (ICARD), American Society of Mining and Reclamation (ASMR), Lexington Kentucky, USA.
- Silva, J.C., Vargas, E.A. and Sracek, O., 2009. Modeling multi phase reactive transport in a waste rock pile with convective oxygen supply. *Vadose Zone Journal*, 8(4): 23-34.
- Smuda, J., Dold, B., Friese, K., Morgenstern, P. and Glaesser, W., 2007. Mineralogical and geochemical study of element mobility at the sulfide-rich Excelsior waste rock dump from the polymetallic Zn-Pb-(Ag-Bi-Cu) deposit, Cerro de Pasco, Peru. *Journal of Geochemical Exploration*, 92(2): 97-110.
- Sracek, O., Gélinas, P., Lefebvre, R. and Nicholson, R.V., 2006. Comparison of methods for the estimation of pyrite oxidation rate in a waste rock pile at Mine Doyon site, Quebec, Canada. *Journal of Geochemical Exploration*, 91(1): 99-109.
- Wunderly, M.D., Blowes, D.W., Frind, E.O. and Ptacek, C.J., 1986. Sulfide mineral oxidation and subsequent reactive transport of oxidation products in mine tailings impoundments: A numerical model. *Water Resources Research*, 32(10): 3173-3187.
- Yousefi, S., Doulati Ardejani, F., Ziaii, M. and Karamoozian, M. and Esmail zadeh, E., 2014. Modification of ASTM-D2492 standard test method for determining sulfur forms in environmental monitoring of porphyry copper waste dump, Case study: Sarcheshmeh copper mine. *Iranian Journal of Mining Engineering (IRJME)*, 8(21): 53-65. (in Persian with English abstract)



کانه‌زایی و فرآیند آب‌شویی در کانسار مس جیان شمال شرق استان فارس: کاربردی از پتروگرافی و ایزوتوپ‌های پایدار

فرید مر^{1*}، عباس اعتمادی²، سینا اسدی¹ و نسیم فتاحی¹

(1) بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

(2) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

دریافت: 1392/11/16، پذیرش: 1393/3/31

چکیده

کانسار مس جیان در حاشیه شرقی زون دگرگونی سنندج- سیرجان، در جنوب ایران (195 کیلومتری شمال شرق شیراز) و در توالی آتشفشانی- رسوبی دگرگون شده سوریان به سن پرموتریاس قرار گرفته است. کانه‌زایی، عمدتاً شامل پیریت، کالکوپیریت و مقدار کمتری اسفالریت، پیروتیت و اندکی گالن، کوبانیت و مس خالص می‌باشد. کانه‌زایی شکافه پرکن (مانند رخداد رگه‌ها و رگه‌چه‌های کانه‌دار) در ارتباط با وافشارش هیدرولیک و نشان‌دهنده کانه‌زایی ثانویه در منطقه است. اثرات حاصل از فرآیندهای دگرگونی دینامیک و گرمایی به‌صورت بافتهای شاخص این دگرگونیها در ماده معدنی قابل تشخیص است. رخداد فعالیت دگرگونی- گرمایی در این منطقه باعث تشکیل دو گروه رگه‌های کوارتزی کانه‌دار (تیپ A) و رگه‌های کوارتزی بی‌کانه (تیپ B) شده است. مطالعه میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن بر روی این رگه‌ها نیز تکامل سیال دگرگونی- گرمایی را طی دو مرحله متفاوت نشان می‌دهد. مرحله نخست از کانه‌زایی در ارتباط با یک سیال دما بالا (بیش از 303 درجه سانتی‌گراد)، نسبتاً شور (میانگین 10 درصد وزنی معادل NaCl) و با غلظت بالای CO₂ (بیش از 2/7 درصد وزنی) بوده است. این سیال در ادامه با کاهش دما (میانگین 183 درجه سانتی‌گراد) و شوری (میانگین 5/4 درصد وزنی معادل NaCl) در محیطهای سطحی با نهشت روتیل همراه بوده است. این رگه‌ها تاریخچه برهمکنش سیال- سنگ را در سنگ میزبان دگرگونی کمپلکس سوریان، طی سرد شدگی، بالا آمدگی و کشش نهایی طی فرآیند دگرگونی پس‌رونده که منجر به کانه‌زایی مس شده است، ثبت کرده‌اند. همچنین اثر ناچیز فرآیند غنی‌شدگی سطحی‌زاد¹ در این کانسار با تغییرات جزئی ایزوتوپ‌های مس ($\delta^{65}\text{Cu} = -0.45 \text{ to } +0.49 \%$) نیز تأییدکننده کانه‌زایی مس با منشأ اولیه و عمقی است.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ پایدار، سیال دگرگونی، کانسار مس، جیان (بوانات)، زون سنندج- سیرجان.

مقدمه

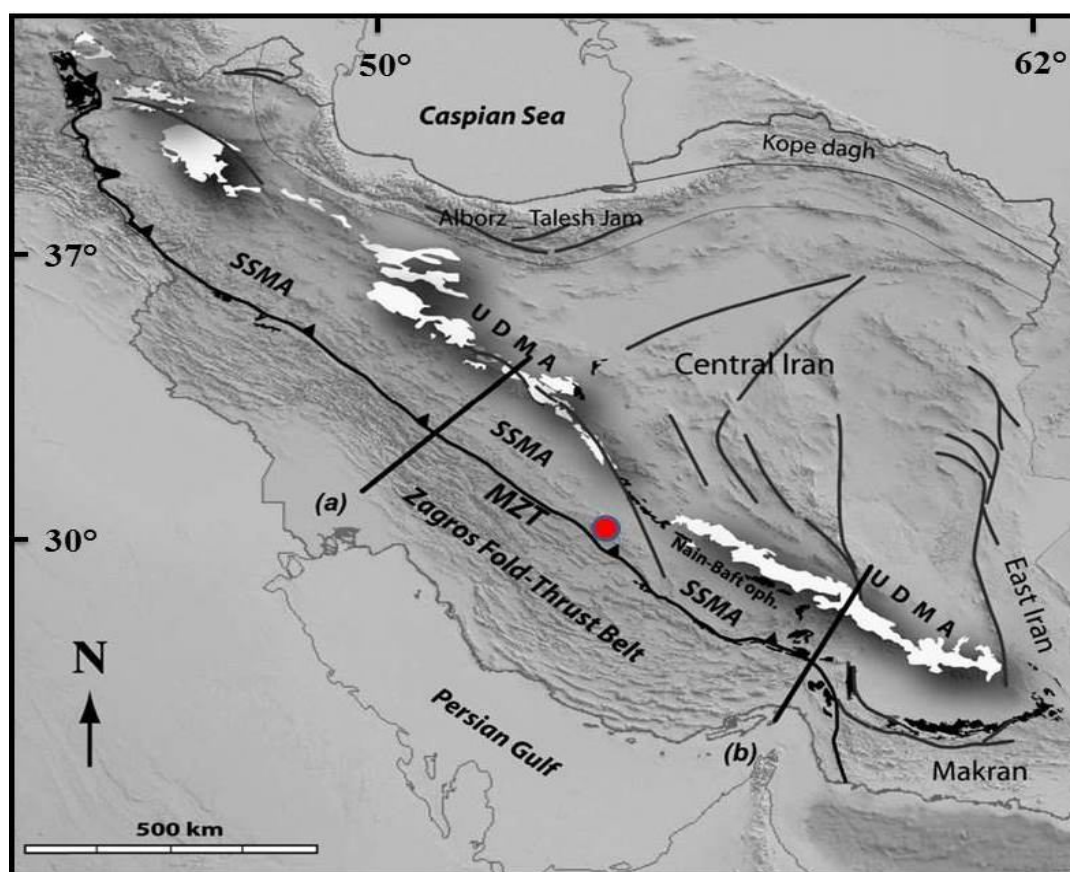
رخمونهای سطحی در طول دره بوانات به چشم می‌خورد. گسترش سرباره‌های ذوب قدیمی مس (اطراف کانسار مس جیان، جنوب روستای مزایجان و روستای چیر) و آهن (کوه سفید توتک)، در کنار آثار معدن‌کاری شدادی در طول دره بوانات مؤید این موضوع است که استخراج و ذوب مواد معدنی به‌خصوص مس و آهن، قدمت دیرینه دارد. همان‌طور که در نقشه زمین‌شناسی کانسار مس جیان نیز دیده می‌شود، سنگهای درون‌گیر ماده معدنی شامل کلریت شیست، گرافیت شیست، میکاشیست و متاسب ولکانیک‌های حدواسط- بازیک

کانسار مس جیان در زون ساختاری سنندج- سیرجان و در 195 کیلومتری شمال شرق شیراز (در طول جغرافیایی 35° 53' شرقی و عرض جغرافیایی 27° 30' شمالی)، در شهرستان بوانات واقع شده است (شکل 1). از نظر تقسیمات زمین‌ساختی، منطقه بوانات، ذخایر و اندیس‌های معدنی مس موجود در آن، در بخش جنوبی زون سنندج- سیرجان واقع شده است. علاوه بر کانسار مس جیان که فعال می‌باشد، آنومالی‌های کوچک زیادی از کانیهای ثانویه مس به‌صورت

1. Epigenetic

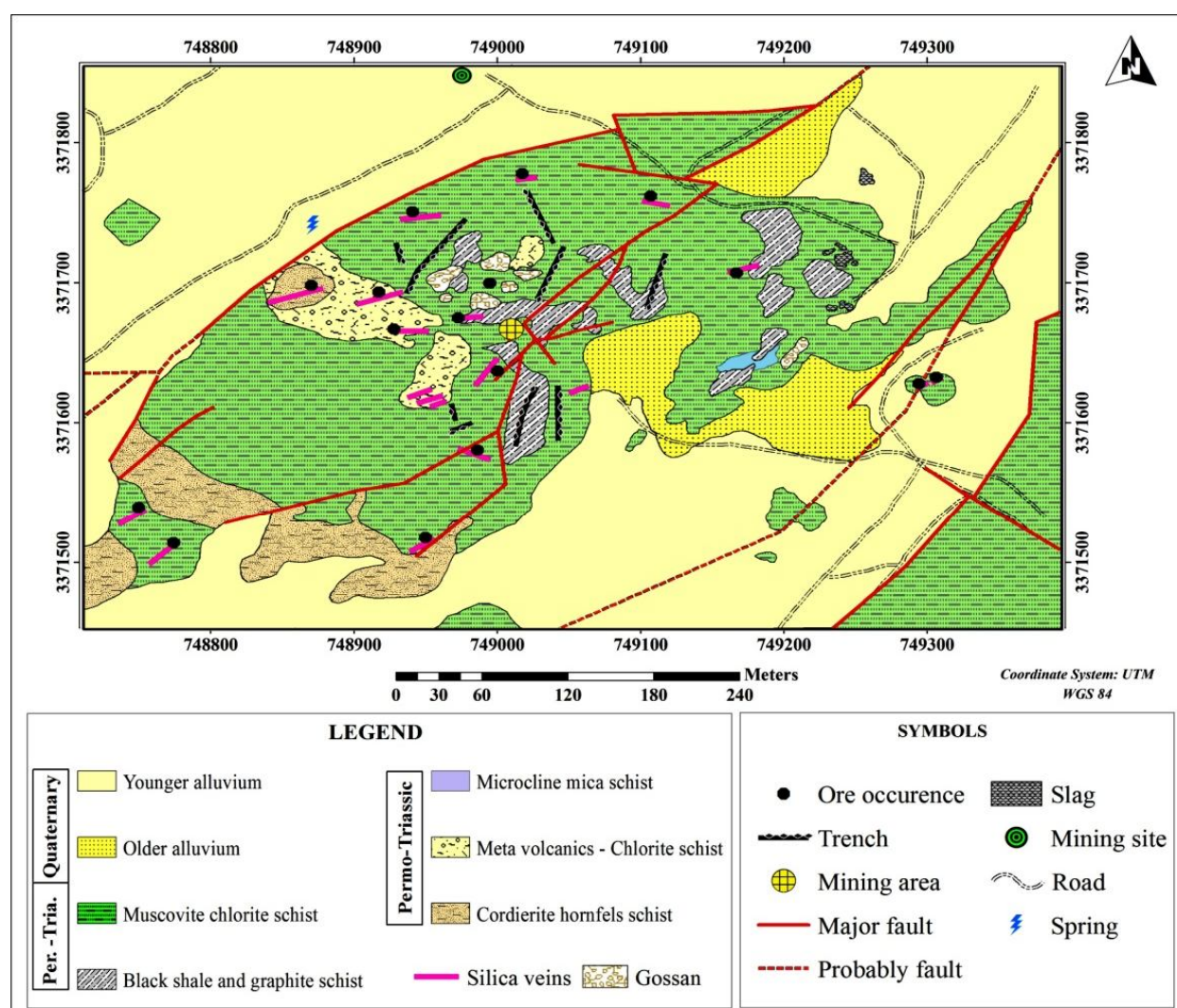
بر روی این کانسار صورت گرفته که آن را از نوع سولفید توده‌ای و آتشفشان‌زاد معرفی می‌کند. یکی از اصول اولیه در مطالعه چگونگی تشکیل یک ذخیره، بررسی‌های کانی‌شناختی، ساخت و بافت ماده معدنی و روابط پاراژنتیکی میان کانسنگ و کانیهاست که می‌تواند اطلاعات مفیدی در رابطه با محیط تشکیل و فرآیندهای شکل‌گیری یک ذخیره به دست دهد. علاوه بر مطالعات پتروگرافی، مطالعات ایزوتوپی نیز در زمین‌شناسی اقتصادی کاربردهای مهم و گسترده‌ای دارد. با توجه به این‌که این ایزوتوپ‌ها واپاشیده نمی‌شوند، از آنها در مطالعات زمین‌شناختی فقط برای تعیین خاستگاه و دماسنجی استفاده می‌شود. در این مقاله سعی شده است که با استفاده از مطالعات بافتی و ایزوتوپ‌های پایدار؛ نوع فرآیند کانه‌زا که در تشکیل این کانسار نقش داشته است و همچنین میزان تأثیر فرآیند آب‌شویی که با گذشت زمان صورت گرفته، مورد ارزیابی قرار گیرد.

و رگه‌ها و عدسیه‌های کوارتزیتی هم روند با برگ‌وارگی شیبست-ها می‌باشد (شکل 2).
با توجه به مطالعاتی که بر روی کانسار مس جیان صورت گرفته، به‌طور کلی دو نظریه در مورد منشأ این کانسار وجود دارد. بیشتر مطالعات قدیمی و برخی از مطالعات جدید تاییدکننده منشأ دگرگونی برای این کانسار است. از جمله این مطالعات بررسی زمین‌شیمی و خاستگاه مس است که توسط افرادی چون لیاقت و تقی‌پور (Liaghat and Taghipour, 2000)، زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2001)، تقی‌پور و مُر (Taghipour and Moore, 2000)، فتاحی (Fattahi, 2013) و اسدی و همکاران (Asadi et al., 2013) صورت گرفته و آن را از انواع کانسارهای با ویژگیهای دگرگونی معرفی کرده‌اند. مطالعات دیگری نیز توسط افرادی چون موسیوند و همکاران (Mousivand et al., 2007)، رجب‌زاده و اسماعیلی (Rajabzadeh and Esmaili, 2012)،



شکل 1. نقشه ساختاری ساده شده ایران نشان‌دهنده بخش شمالی و جنوبی زون سنندج-سیرجان (Agard et al., 2006; Molinaro et al., 2005)، همراه با موقعیت کانسار مس جیان (●) در شمال شرق استان فارس.

Fig. 1. Simplified structural map of Iran with two cross sections (Agard et al., 2006; Molinaro et al., 2005), along with the position of Jian copper deposit (●) on northeastern Fars province.



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی کانسار مس جیان (modified after Asadi et al., 2013).

Fig. 2. Geological map of Jian copper deposit (modified after Asadi et al., 2013).

حوضه سکویی حاشیه قاره‌ای و کششی بوده که با رخداد نازک‌شدگی پوسته در پالئوزوئیک پایینی همراه بوده است. از اواخر پالئوزوئیک بالایی تا تریاس میانی زون سنندج-سیرجان با پدیده کافتش و نهشت کربنات‌ها، گدازه‌های بالشی و پرش‌های همزمان با رسوب‌گذاری همراه بوده است، که نشانگر رژیم زمین‌ساختی کششی و جدایش بلوک ایران مرکزی از گندوانا و گسترش بستر اقیانوس نئوتتیس می‌باشد. از شواهد این مقطع زمانی می‌توان به تشکیل 400 متر بازالت‌های بالشی در کفه خیرآباد (شمال شرق نیریز) اشاره کرد. پس از آن با تغییر رژیم زمین‌ساختی و شروع فروانش دست کم سه مرحله دگرگونی و دگرشکلی هم‌زمان با

ویژگی‌های زمین‌شناسی و رخدادهای زمین‌ساختی-دگرگونی

کانسار مس جیان

کانسار مس جیان در لبه شرقی زون سنندج-سیرجان قرار دارد. بر اساس مطالعات موسیوند و همکاران (Mousivand et al., 2007) ذخیره آن 6 میلیون تن با عیار میانگین 3 درصد مس، 0/5 درصد روی، 0/68 گرم در تن نقره و 0/5 گرم در تن طلا برآورد شده است. پاراژنز ماده معدنی شامل کلکوپیریت + پیروتیت + اسفالریت + پیریت ± گالن ± مارکازیت می‌باشد (Taghipour, 2000) (Liaghat and Taghipour, 2000). براساس پیشینه زمین‌دینامیکی زون سنندج-سیرجان، منطقه مورد مطالعه در زمان نئوپروتروزوئیک تا دونین یک

فرورانش و ایجاد کمربندهای مزدوج و دگرگونی کوه‌زایی ناشی از برخورد (کرتاسه بالایی) در منطقه رخ داده است. بیشینه سن دگرگونی یا نخستین مرحله از رخداد دگرگونی با روش U-Pb در متاپلیت‌های منطقه چاه‌گز در جنوب شرق کانسار جیان $175/7 \pm 1/7$ Ma ثبت گردیده است (Mousivand et al., 2007). کانه‌زایی مس با برتری کلکوپیریت در طول رگه‌های کوارتزی و یا به‌صورت افشان در سنگهای میزبان دگرگونی (کمپلکس آتشفشانی - رسوبی سوریان) رخ داده است. کمپلکس آتشفشانی - رسوبی سوریان با سن پرموتریاس بر روی کمپلکس آتشفشانی توتک (دونین) قرار گرفته و دارای 1800 متر ضخامت بوده و از پایین به بالا شامل چهار واحد: 1- متا کنگلومرا و میکا شیست، 2- تناوب میکا شیست با سنگهای آتشفشانی دگرگون شده حد واسط تا بازیک، 3- میکاشیست، کردیریت هورنفلس شیست، کلریت شیست و شیل سیاه و 4- سنگهای زیر آتشفشانی دگرگون شده همراه با میکاشیست است (Mousivand et al., 2007). کانه‌زایی مس در گستره‌ای به طول 35 کیلومتر و در بخش بالایی واحد 2 و بخش پایینی واحد 4 این کمپلکس رخ داده است.

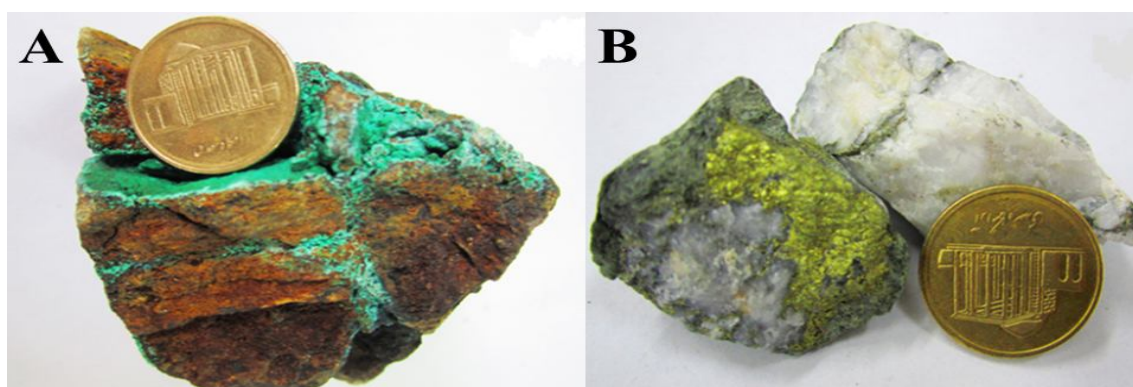
نمونه‌برداری و روش مطالعه

در کانسار جیان، زون گوسان در منطقه رخنمون داشته و اغلب با تشکیل کانیهای مالاکیت، آزوریت و تنوریت، همراه با اکسیدهای آهن قابل مشاهده است. تشکیل مالاکیت از سیالهای رقیق با غلظت اندکی از مس (نسبت به شرایط تشکیل آزوریت) و واکنش آنها با CO_2 کربنات‌ها رخ داده است. گسترش زون اکسیدی در محدوده کانسار نشان‌دهنده حجم بالای سولفیدهای فرسایش یافته در بالای سطح فرسایش کنونی است. یکی از اصول اولیه در مطالعه چگونگی تشکیل یک ذخیره، بررسیهای کانی‌شناختی، ساخت و بافت ماده معدنی و روابط پاراژنتیکی میان کانسنگ و کانیهاست. بدین‌منظور، از ماده معدنی و سنگ میزبان، مقاطع نازک، صیقلی و دوبرصیقل تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت (15 مقطع صیقلی، 27 مقطع نازک و 5 مقطع دوبر صیقل) که به‌علت توجه بیشتر به شیست‌های کانه‌دار و همچنین عدسیهای کوارتزی کانه‌دار، بیشترین تعداد نمونه از این واحدهاست.

به‌منظور مطالعه ایزوتوپی کانیهای مس زون اکسیدی آب‌شوییده در کانسار مس جیان، نمونه‌برداری از کومه باطله صورت گرفت. نمونه‌های دیگری نیز از اعماق مختلف کانسار برداشته شد. این کانیها در نمونه دستی به رنگ سبز تا سبز-آبی و به شکل کلوخه دیده می‌شوند (شکل 3-A). از این میان، 4 نمونه برای بررسی تفکیک ایزوتوپی مس به‌روش MC-ICP-MS و کانی‌شناختی به روش XRD انتخاب و در دانشگاه Junjata آمریکا مورد تجزیه و بررسی قرار گرفت. در کانسار مس جیان، کانه‌زایی با رگه‌های کوارتز همراه است. به‌منظور مطالعه ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن، این رگه‌ها که شامل کوارتزهای کانه‌دار (نسل اول) و کوارتزهای فاقد کانه (نسل دوم) می‌باشند (شکل 3-B)، انتخاب و برای تجزیه به کشور استرالیا ارسال شد. اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپ‌های پایدار برای اکسیژن و هیدروژن نیز به‌ترتیب بر روی کوارتز ($\delta^{18}\text{O}$) و هیدروژن (δD) با دقت $\pm 0/2$ قسمت در هزار (%) بر روی بیوتیت صورت گرفت. جدول 1، داده‌های حاصل از بررسی تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار مس در کانسار مس جیان را نشان می‌دهد. نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن، هیدروژن و مس نیز، در جدول 2 آورده شده است. آماده‌سازی و تجزیه و تحلیل کوارتز برای ایزوتوپ اکسیژن با استفاده از تکنیک‌های استاندارد که جزئیات آن توسط کلیتون و میدا (Clayton and Mayeda, 1963) ارائه شده، انجام شد. روشها استاندارد بوده و شبیه به کارهای انتشار یافته توسط فالیک و همکاران است (Fallick et al., 1987).

مطالعات کانی‌شناختی

کانه‌زایی در توالی سوربان عمدتاً شامل کانسنگهای مس است، ولی مقداری روی، نقره، و مقدار ناچیزی سرب و طلا نیز آن را همراهی می‌کند. کانه‌زایی پاراژنز نسبتاً ساده‌ای دارد. در این کانسار، کانه‌زایی عمدتاً شامل پیریت (شکل 4-A)، کالکوپیریت (شکل 4-B) و مقدار کمتری اسفالریت (شکل 4-C)، پیرویت (شکل 4-D) و مقادیر جزئی گالن (شکل 4-E)، کوبانیت و مس خالص (شکل 4-F) می‌شود. رگه‌های کوارتز شامل چند نسل متفاوت می‌باشند که بر اساس مطالعات پاراژنزی صورت گرفته، رگه‌های کوارتز کانه‌دار همزمان با کانه‌زایی تشکیل شده‌اند (Asadi et al., 2013).



شکل 3. A: نمونه کانیهای مس زون اکسیدی آب‌شوییده در کانسار مس جیان (بوانات)، حاوی مالاکیست و کوارتز. B: نمونه کوارتزهای کانهدار (نسل اول)، همزمان با کانسارسازی و کوارتزهای فاقد کانهدار (نسل دوم).

Fig. 3. A: Samples of secondary copper minerals in the Jian copper deposit leached zone (Bavanat), containing malachite, and quartz. B: Ore-bearing quartz samples (first generation), simultaneous with non-mineralized quartz (second generation).

جدول 1. تغییر ترکیب ایزوتوپی کانیهای ثانویه مس (مالاکیست) در کانسار مس جیان.

Table 1. Variation of isotopic composition in secondary copper minerals (malachite) in the Jian copper deposit.

Nr.	Mineralogy	$\delta^{65}\text{Cu}$ (SRM976)‰	Depth
1	Malachite & Quartz	- 0.45	0-5
2	Malachite & Quartz	- 0.15	10
3	Malachite & Quartz	+ 0.19	25
4	Malachite & Quartz	+0.49	35

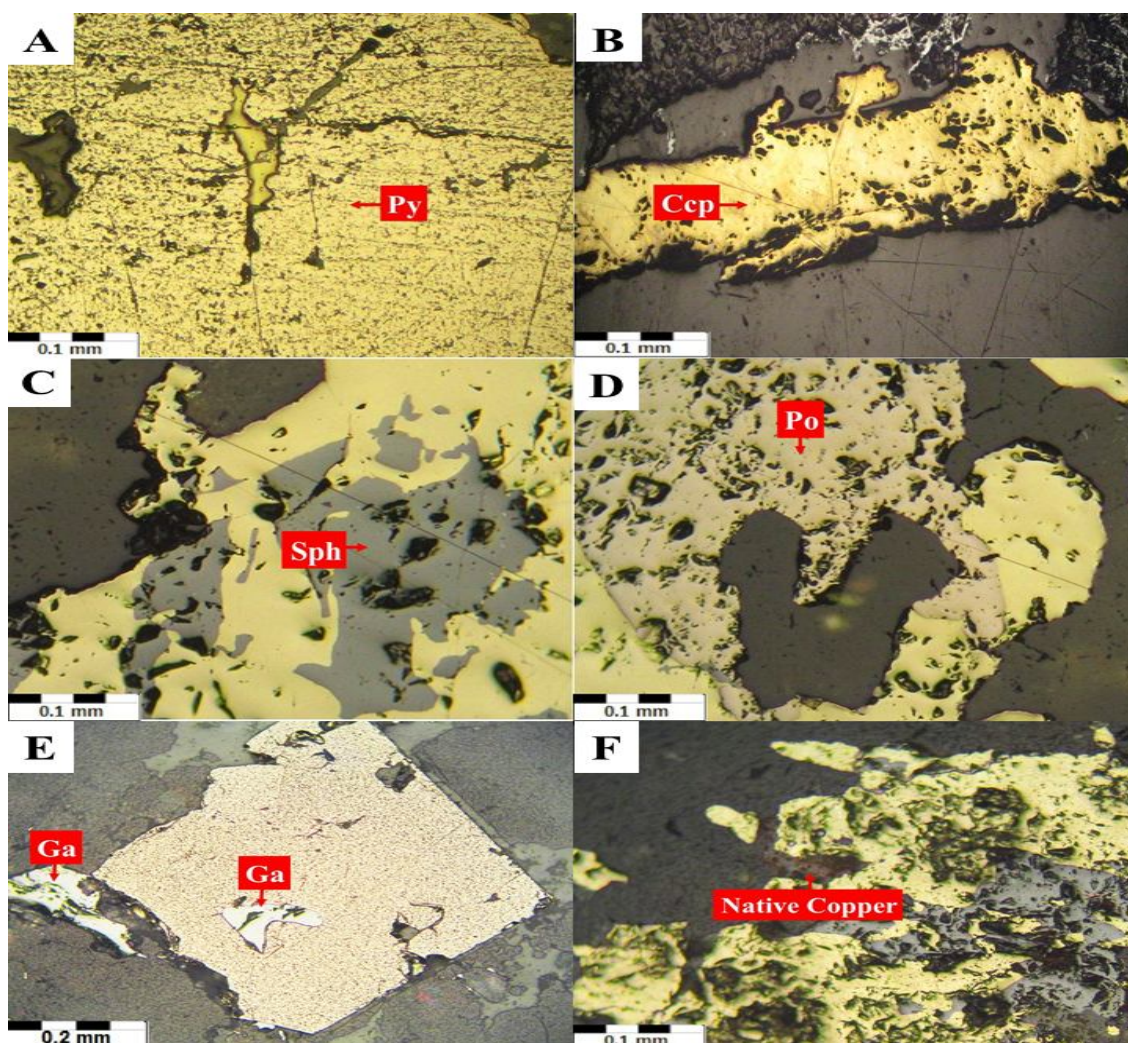
جدول 2. تغییر ترکیب ایزوتوپی اکسیژن (نمونه کوارتز) و هیدروژن (کانی بیوتیت) رگه‌های کوارتز (نوع A و B) در کانسار مس جیان (Asadi et al., 2013). مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال برای نمونه‌های کوارتز نوع A از معادله $1000\ln\alpha_{\text{quartz-fluid}} = 3.34(106/T_2) - 3.31$ (Matsuhisa et al., 1979) و برای نمونه‌های کوارتز نوع B با استفاده از معادله $1000\ln\alpha_{\text{quartz-fluid}} = 3.306(106/T_2) - 2.71$ (Zhang et al., 1989) محاسبه شده است. نمونه‌های بیوتیت به دلیل دارا بودن آب در ساختار کانیایی نیاز به تصحیح ندارند (Anderson et al., 2004).

Table 2. The $\delta^{18}\text{O}$ (quartz samples) and δD (biotite mineral) values from different quartz veins (A and B type) at the Jian deposit (Asadi et al., 2013). The $\delta^{18}\text{O}$ fluid values for quartz samples vein-type A were calculated using the equation: $1000\ln\alpha_{\text{quartz-fluid}} = 3.34(106/T_2) - 3.31$ (Matsuhisa et al., 1979) and for quartz samples vein-type B were calculated using the equation: $1000\ln\alpha_{\text{quartz-fluid}} = 3.306(106/T_2) - 2.71$ (Zhang et al., 1989). Biotite samples need not to be corrected due to water in the mineral structure (Anderson et al., 2004).

Sample type	$\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ V-SMOW (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}^a$ V-SMOW(‰)	$1000\ln\alpha^b$	$\delta\text{D}_{\text{biotite}}$ V-SMOW (‰)	Mean T_h (°C)
vein-type A	+ 15.8	+ 8.9	6.9	- 33.1	312
vein-type A	+ 15.9	+ 7.6	8.3	- 41.2	275
vein-type A	+ 18.4	+ 10.7	7.7	- 38.5	290
vein-type B	+ 17.9	+ 5.1	12.8	- 53.9	188
vein-type B	+ 16.6	+ 4.7	11.9	- 52.3	202

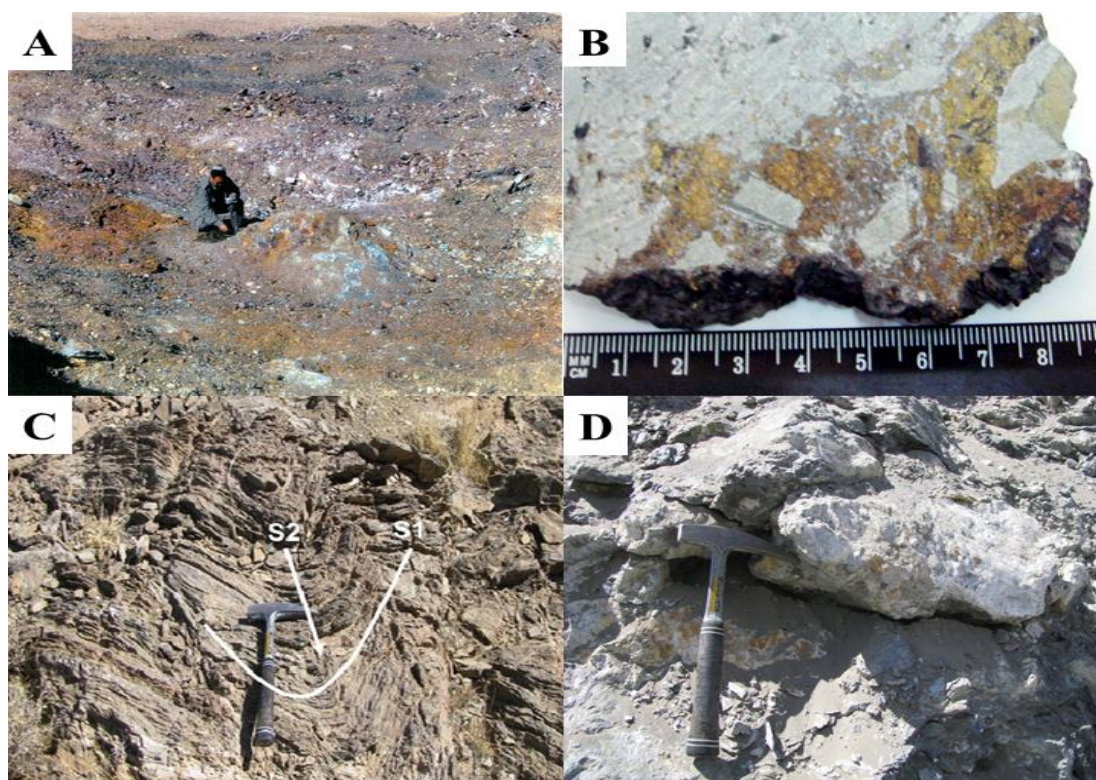
سامانه برگ‌وارگی S_1 و S_2 در منطقه معرفی شده است. برگ‌وارگی S_1 در اکثر سنگهای منطقه به‌وفور دیده می‌شود بر اثر فاز دگرشکلی D_1 شکل گرفته است. این فاز براساس مطالعات شیخ الاسلامی و همکاران (Sheikhholeslami et al., 2008) مقارن با پیشینه فاز دگرشکلی در منطقه و همزمان با کوه‌زایی کیمیرین اولیه (تریاس بالایی) رخ داده است. برگ‌وارگی S_2 به‌صورت کلیواژ کنگره‌ای¹ در شیست‌های منطقه به‌خوبی توسعه یافته است. کانه‌زایی در کمپلکس سورپان بیشتر از روند برگ‌وارگی شیست‌ها و به موازات فاز S_2 تبعیت می‌کند.

مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن بر روی این نسل از رگه‌های کوارتز انجام شده است. وجود ساختهای شبه گوسان (شکل 5-A)، پرشی (شکل 5-B)، برگ‌وارگی، چین‌خوردگی (شکل 5-C) و رگه‌ای-رگه‌چه‌ای (شکل 5-D) در محدوده کانسار و درون حفره اصلی معدن، نشان‌دهنده کانه‌زایی ثانویه است. در بین شیست‌ها، عدسیه‌های کوارتزی وجود دارد که در شکستگی‌های آنها رگه‌چه‌های حاوی کانه‌های مس دیده می‌شود (al., 2011 Moore et). ضخامت رگه‌های کوارتز در منطقه از چند سانتی‌متر تا یک متر و در محدوده کانسار مس جیان تا چند متر هم می‌رسد. بر اساس مطالعات سرکاری‌نژاد (Sarkarinejad, 2007)، دو



شکل 4. کانیهای فلزی بر اساس فراوانی در کانسار مس جیان A: پیریت (Py)، B: کالکوپیریت (Ccp)، C: اسفالریت (Sph)، D: پیروتیت (Po)، E: گالن (Ga)، F: مس خالص (Native Copper)

Fig. 4. Metallic minerals based on abundance in the Jian copper deposit (A: Pyrite, B: Chalcopyrite, C: Sphalerite, D: Pyrrhotite, E: Galena, and F: Native Copper)



شکل 5. ساختارهای نشان‌دهنده کان‌زایی ثانویه در کانسار مس جیان (A: ساخت شبه گوسان، B: ساخت برشی، C: برگ‌وارگی و چین‌خوردگی، D: ساخت رگه‌ای و رگه‌چهای کوارتزهای همزمان با کان‌زایی).

Fig. 5. The structures that show secondary mineralization in Jian copper deposit (A: Formation of pseudo-gossan, B: shearing, C: Foliation and folding, D: Formation of parallel quartz veins and veinlets with mineralization).

مطالعات بافتی

بافتهای موجود در کان‌های حاصل از فرآیند دگرگونی

در بررسی میکروسکوپی نور انعکاسی، به‌ویژه مطالعه کان‌ها، شناسایی و تفسیر روابط بین دانه‌ها (بافت)، به‌همان اندازه مهم است که شناسایی کان‌ها اهمیت دارد. شناسایی بافت کان‌ها در موارد زیر کاربرد دارند: (Liaghat and Jami, 1999)

1- مشخص کردن ماهیت فرآیندهای درگیر در نهشته‌شدن کان‌ها.

2- مشخص کردن رخداد‌های ثانویه مانند برقراری تعادل دوباره، هوازدگی، اکسایش و سیمانی شدن.

اسپری (Spry, 1969)، مرجع مناسبی برای مطالعه گسترده انواع بافتهای دگرگونی است. بسیاری از ذخایر بر اثر فرآیندهای دگرگونی تشکیل شده‌اند ولی شمار زیادی نیز تحت تأثیر دگرسانی ناشی از عملکرد دگرگونی قرار گرفته‌اند. آثار دگرگونی بیشتر وابسته به نوع کان اولیه پیش از دگرگونی است. بافتهای حاصل نیز به ساختارهای اولیه و میزان تأثیر

فرآیند دگرگونی بستگی دارد.

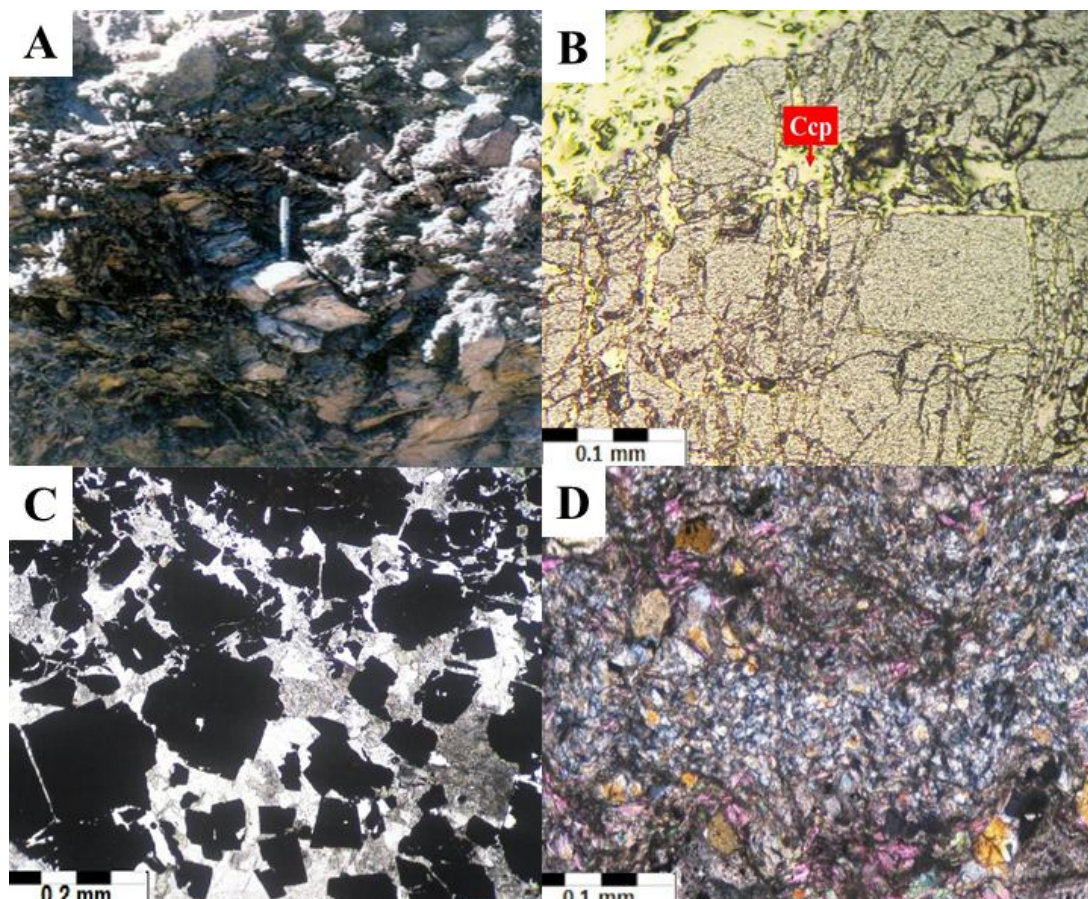
اثر دگرگونی دینامیک¹

بافتهایی چون بودیناژ در رگه‌های کوارتزی (شکل 6- A) نشان‌دهنده اثر فرآیندهای دینامیکی است. اثر این تیپ دگرگونی در شکستگی‌ها و یا کان‌های شکننده‌ای آشکار می‌شود که تبلور مجدد یافته، یا بر اثر شکل‌پذیری در کانیهایی نرم‌تر پدیدار شده‌اند. نتیجه آمیخته شدن دو پدیده بالا احتمالاً زمانی پدیدار می‌شود که کانیهایی شکل‌پذیر شکستگی‌های کانیهایی شکننده را پر می‌کنند. سولفیدهای شکل‌پذیر احتمالاً در اثر فشارهای وارده در امتداد سطوح رخ یا درون مناطق نسبتاً کم فشار قرار می‌گیرند (شکل 6- B). در چنین شرایطی نمی‌توان توالی پاراژنزی را به‌کار برد (Liaghat and Jami, 1999). علاوه بر این، بافت برشی (شکل 6- C) و شیستوزیته و چین‌خوردگی (شکل 6- D) در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی، دوقلوئیهای دگرشکلی،

1. Dynamic metamorphic effects

که بیشتر آنها در کانسار جیان مشاهده گردید.

آثار رخی‌های انحنادار، نوارهای شکنجی، خاموشی موجی و میانبارهای جهت‌یافته از دیگر علایم دگرگونی دینامیکی است



شکل 6. اثرات دگرگونی دینامیکی در کانسار مس جیان (A: بودیناژ در رگه‌های کوارتزی، B: پرشدگی رگه‌های پیریت به‌وسیله کالکوپیریت (Ccp)، C: بافت پرشی در نور عبوری، D: شیس‌توزیته و چین‌خوردگی در مقیاس میکروسکوپی).

Fig. 6. The effects of dynamic metamorphism in Jian copper deposit (A=filling of pyrite fracture by chalcopyrite veins, B=Boudinage in quartz veins, C=Schistosity and folding in microscopic scale, D=Shear texture in transmitted light).

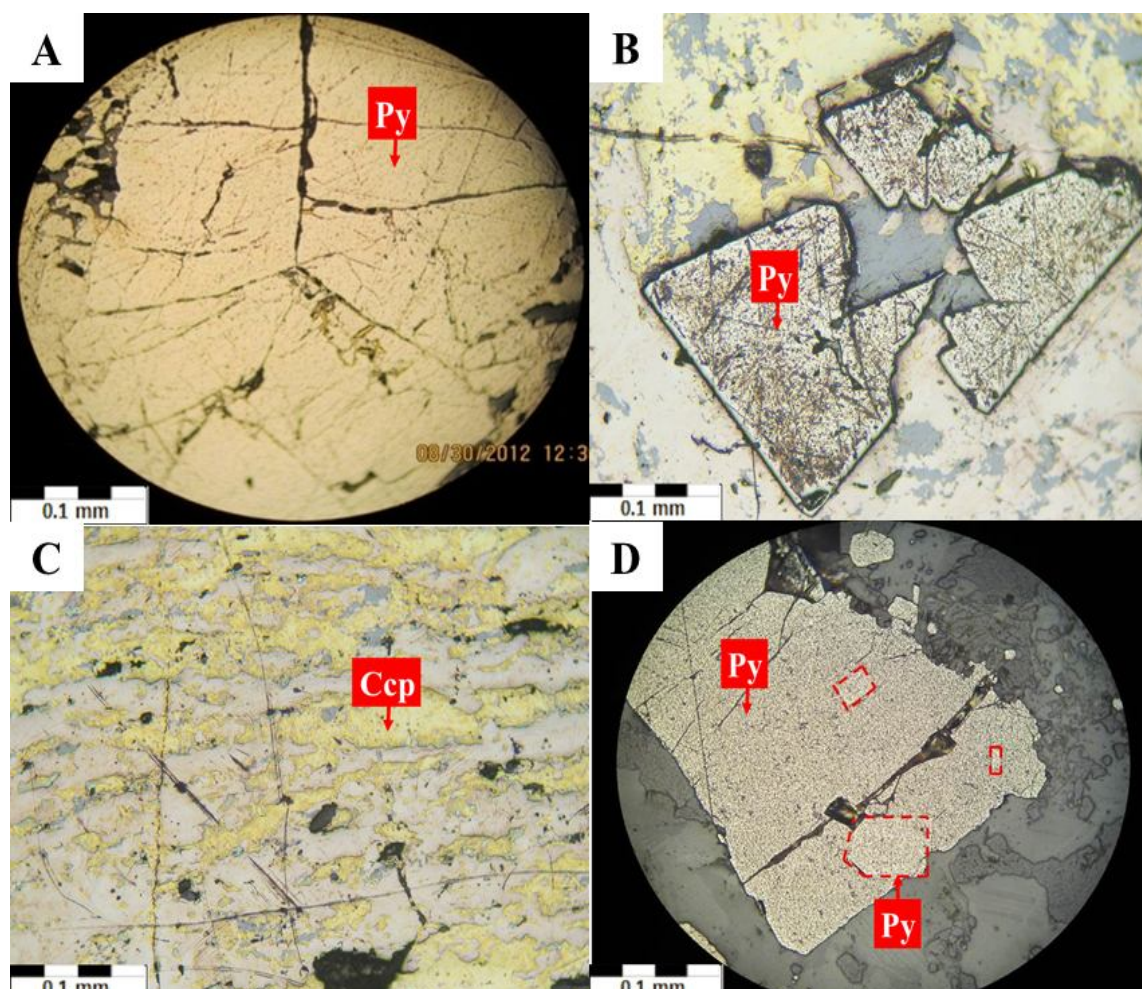
اثر دگرگونی گرمایی

احتمال دارد که کانه‌ها ابتدا تحت تأثیر دگرگونی دینامیکی واقع شده باشند. اثرهای دگرگونی گرمایی ممکن است باعث رشد دوباره دانه‌ها، پیدایش سه گوشه‌هایی با زاویه 120 درجه (بافت پیوستگاه سه‌گانه) در مجموعه‌های تک‌کانه‌ای (شکل A-7) و تبلورپذیری مجدد در امتداد حاشیه دانه‌های اولیه شود. تشکیل شکفته بلورها (شکل B-7)، جهت‌یابی جریان کالکوپیریت (شکل C-7) و رورشدی پیریت بر روی پیریت (شکل D-7) نیز از اثرهای دگرگونی گرمایی است که در مقاطع صیقلی مشاهده گردید.

بافتهای حاصل، به درجه دگرگونی بستگی دارد. در درجه‌های پایین، کانیهایی که دیرگداز هستند متأثر نمی‌شوند و کانه‌های دماپایین نیز دچار تبلور مجدد می‌شوند. با افزایش درجه دگرگونی، برخی کانیهای مقاوم مقداری از اجزای متحرک (گوگرد) خود را از دست داده، اکسید شده و به‌طور کلی به شکل کاذب تبلور مجدد پیدا می‌کنند (Liaghat and Jami, 1999). پیریت گسترده‌ترین و فراوانترین کانی سولفیدی در پوسته زمین است، و به‌طور معمول فاز اپاک اولیه در نهشته‌های معدنی را تشکیل می‌دهد. بنابراین فهم رفتار و ارتباط آن با پیریت در ذخایر سولفیدی دگرگون شده دارای بافتهای گوناگونی است (McClay and Ellis, 1984; Cook,).

دگرگونی می‌شود (Scott et al., 1971). مقاومت بیشتر پیریت عامل رفتار دیرگداز بودن آن طی دگرگونی است. این کانی در تمام سنگها با درجه‌های مختلف دگرگونی دیده می‌شود و از درجه شیست‌سبز تا آمفیبولیت همچنان پایدار می‌ماند (Stanton, 1972).

(1994). فازهای همراه در دگرگونی سنگهای پیریت‌دار برای تفسیر نحوه تشکیل و تحولات پسا رسوبی آنها ضروری است (Craig et al., 1998). دگرگونی معمولاً بافت‌های اولیه را از بین می‌برد ولی مطالعات اخیر نشان داده است که ماهیت دیرگدازی پیریت باعث حفظ شدن بعضی از بافت‌های پیش از



شکل 7. اثرات دگرگونی گرمایی در کانسار مس جیان (پیریت؛ (Py)، کالکوپیریت؛ (CCp)) (A: بافت پیوستگاه سه‌گانه، B: تشکیل شکفته بلور یا پورفیروبلست‌ها، C: جهت‌یابی جریان کالکوپیریت، D: بافت تعادل مجدد: رورشدی پیریت بر روی پیریت).

Fig. 7. The effects of thermal metamorphism in Jian copper deposit (A= triple junction texture, B= formation of porphyroblast crystal, C= flow orientation texture in chalcopyrite, D= re-equilibrium texture: overgrowth of pyrite on pyrite).

مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار

تقسیم یا جدایش ایزوتوپ‌ها بین مواد مختلف، و یا فازهای مختلف یک ماده است که این نسبتها در بسیاری از محیط‌های زمین‌شناختی، مشخص و تعریف شده است، و در شناسایی خاستگاه سیال کان‌زها، دمای کانی‌سازی و شرایط فیزیکی و

اساس استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار در مطالعات زمین‌شناختی، رخداد پدیده تفکیک ایزوتوپی بین ایزوتوپ‌های پایدار یک عنصر است. مفهوم تفکیک ایزوتوپی،

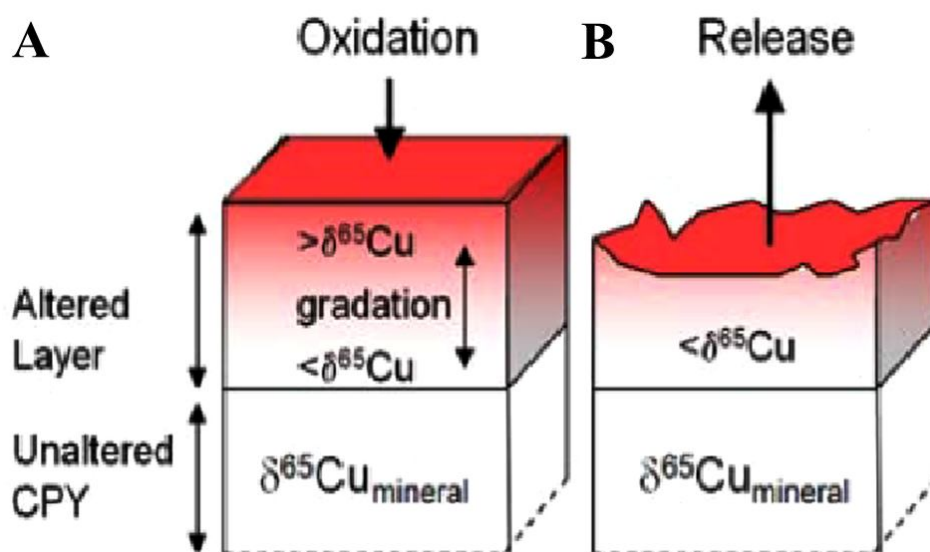
میزان بارش سالانه زیاد باشد تا سیال اکسیدی با محتوای بالای ^{65}Cu بتواند به آسانی به سمت عمق مهاجرت کند (Haest et al., 2009).

بر این اساس می‌توان گفت که در منطقه جیان با وجود عملکرد فرآیندهای زمین‌ساختی، نبود سایر عوامل مانند بارندگی زیاد و نبود زون نفوذپذیر، مانع از تأثیر شدید فرآیند هوازگی بر روی این کانسار شده است. نفوذپذیری اندک سنگهای منطقه می‌تواند در ارتباط با فرآیندهای دگرگونی باشد که سنگ مادر اولیه مافیک و رسوبی را دگرگون کرده‌اند. هرچه تغییرات ایزوتوپی مس در زون اکسیدی آب‌شوییده بیشتر باشد نشان‌دهنده تأثیر بیشتر فرآیندهای سطحی در فرایند غنی‌شدگی سطحی‌زاد است و برعکس. داده‌های تجزیه‌ای کانیهای سطحی در کانسار مس جیان نشان می‌دهد که تغییرات ایزوتوپی مس در زون اکسیدی آب‌شوییده این کانسار بسیار کم است. این موضوع به‌طور کامل با ذخایر مس در تضاد بوده و نشان‌دهنده بی‌اثر بودن فرآیند آب‌شویی بر روی این کانسار است. در این باره می‌توان گفت که کانی‌سازی مس در عمق، اولیه بوده و آب‌شویی سطحی و فرآیند غنی‌شدگی سطحی‌زاد اندک بوده است.

مطالعات صورت گرفته توسط ماتور و همکاران (Mathur et al., 2005; Mathur et al., 2009) بر روی بسیاری از ذخایر مس در دنیا نشان می‌دهد که، زون ژرف‌زاد³ با منشأ اولیه، تفکیک ایزوتوپی کمی از مس را نشان می‌دهد (1- تا +1) درحالی‌که کانیهای مس زون سطحی‌زاد مقادیر مثبت و کانیهای مس زون اکسیدی آب‌شوییده مقادیر منفی را نشان می‌دهد (شکلهای 9 و 10). این موضوع کاملاً با تأثیر و نقش سیالات جوی در تشکیل این نوع ذخایر سازگار است. تغییرات ایزوتوپ مس نسبت به عمق در ملاکیت‌های کانسار مس جیان، نشان می‌دهد که هرچه به سمت عمق حرکت می‌کنیم تغییرات ایزوتوپی از منفی (برای ملاکیت‌های کم عمق‌تر) به مثبت (برای ملاکیت‌های با عمق بیشتر) تغییر می‌کند. مقادیر منفی در ارتباط با ناچیز بودن آب‌شویی ملاکیت‌های موجود در سطح و عمق کم است، درحالی‌که افزایش این مقدار به سمت عمق نشان‌دهنده نزدیک شدن تغییرات به سیال با منشأ اولیه است (شکل 11).

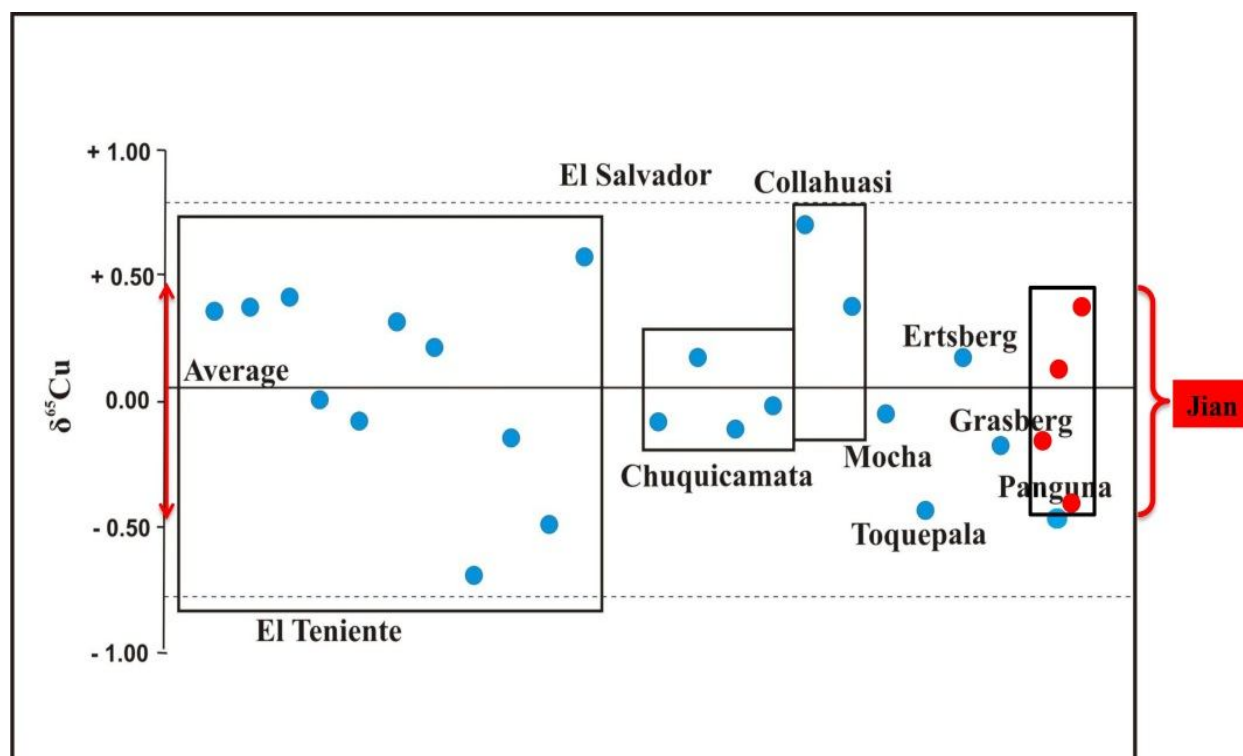
شیمیایی نهشت کانسنگ کاربرد دارد (Hoefs, 2009). مطالعه زمین‌شیمیایی ایزوتوپهای پایدار، در سال 1947 با مقاله کلاسیک یوری¹ در مورد ویژگیهای ترمودینامیکی ایزوتوپها، و نیز توسط نایر² با ساختن طیف‌سنج جرمی، آغاز شد (Alirezai, 2009). بزرگی تفکیک ایزوتوپی به چند عامل مهم به‌ویژه مشارکت واکنشهای اکسایش - کاهش و واکنشهایی که با حضور عوامل زیست‌شناختی رخ می‌دهند، بستگی دارد.

در این بخش، با توجه به این‌که تجزیه ایزوتوپی مس بر روی ملاکیت‌های زون اکسیدان صورت گرفته، شرایط تشکیل این کانی را مورد بررسی قرار داده و نتایج حاصل از بررسی تغییرات ایزوتوپهای پایدار مس، اکسیژن و هیدروژن را شرح می‌دهیم. کانسارهای مس غنی از سولفید، در صورتی‌که در سطح زمین رخنمون داشته باشند، کانیهای پیریت، کالکوپیریت و بورنیت در اثر فرآیند هوازگی، اکسید شده و زون غنی از آهن را تشکیل می‌دهد. سولفید به سولفات اکسید شده و به کاهش pH آب منجر می‌شود. غلظت مس حل شده در آب در زون اکسیدی تابع pH است. بسیاری از محققان بر این باورند که تفکیک ایزوتوپی مس بر اثر واکنشهای کاهشی در سامانه‌های طبیعی رخ می‌دهد (Walker et al., 1958). واکنش کاهشی بین Cu^{2+} و Cu^{+} فرآیند اصلی مسؤول تفکیک ایزوتوپهای مس در طبیعت است (Ehrlich et al., 2004). در زیر مدلی از چگونگی تغییرات ایزوتوپ مس طی فرآیند اکسایش سولفیدهای اولیه (کالکوپیریت)، نشان داده شده است که در آن ایزوتوپهای سنگین طی فرآیند اکسایش از کانیهای سولفیدی اولیه که در سطح قرار دارند شسته شده و در مناطق عمقی‌تر با شرایط کاهشی رسوب می‌کنند. در این فرآیند ایزوتوپهای سنگین و سبک مس تفکیک می‌شوند (شکل 8-A). طی این فرآیند، بخشی از آبهای حامل ایزوتوپ سنگین مس نیز وارد چرخه آبهای سطحی می‌شود که این موضوع از نظر اکتشافات زمین‌شیمیایی اهمیت دارد (شکل 8-B). تأثیر فرآیند های غنی‌شدگی سطحی‌زاد و هوازگی بر روی تغییرات ایزوتوپی مس، بین کانیهای سطحی و عمقی یک کانسار، بیشتر در مناطقی دیده می‌شود که میزان شکستگی و عملکرد فرآیندهای زمین‌ساختی (ایجاد زون نفوذپذیر) و همچنین



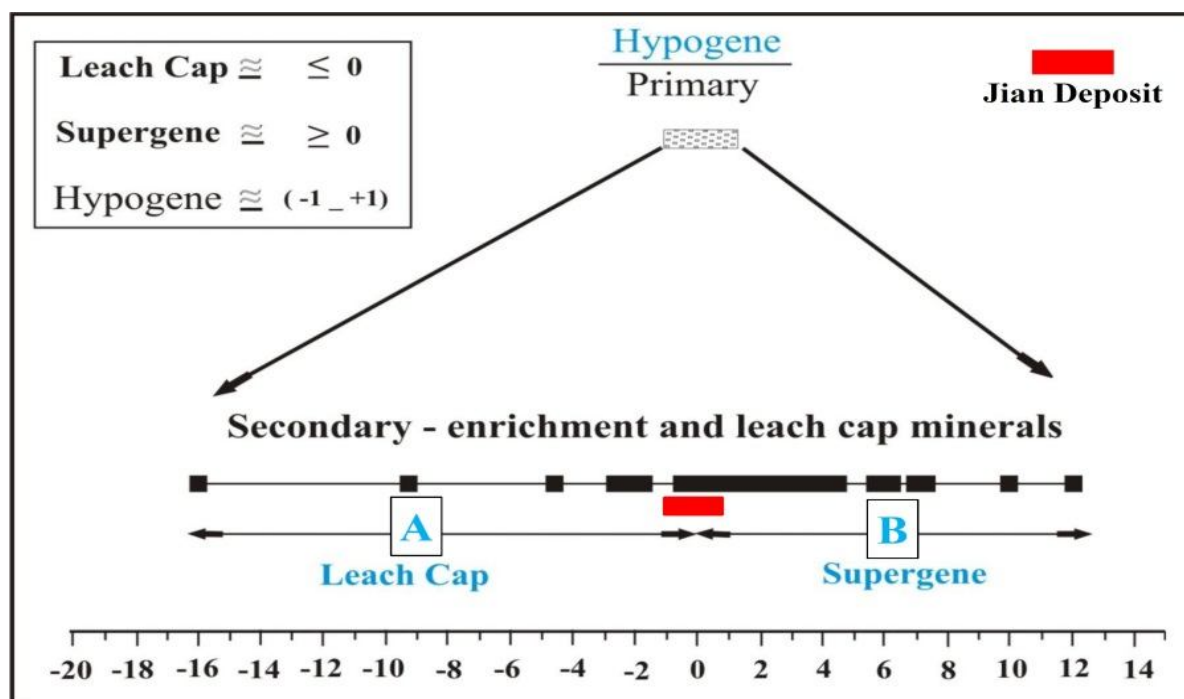
شکل 8. مدل تفکیک ایزوتوپی مس طی اکسایش کالکوپیریت (CPY)، (Borak et al., 2012). A: اکسایش Cu(I) به Cu(II) در کانیهای سطح B: رها شدن مس به درون محلول و تهی‌شدگی در مناطق سطحی.

Fig. 8. Schematic model for copper isotope fractionation during chalcopyrite oxidation (chalcopyrite = CPY), (Borak et al., 2012). A: oxidation of Cu (I) to Cu (II) at the surface mineral, B: liberation of copper into solution and depletion from surface areas.



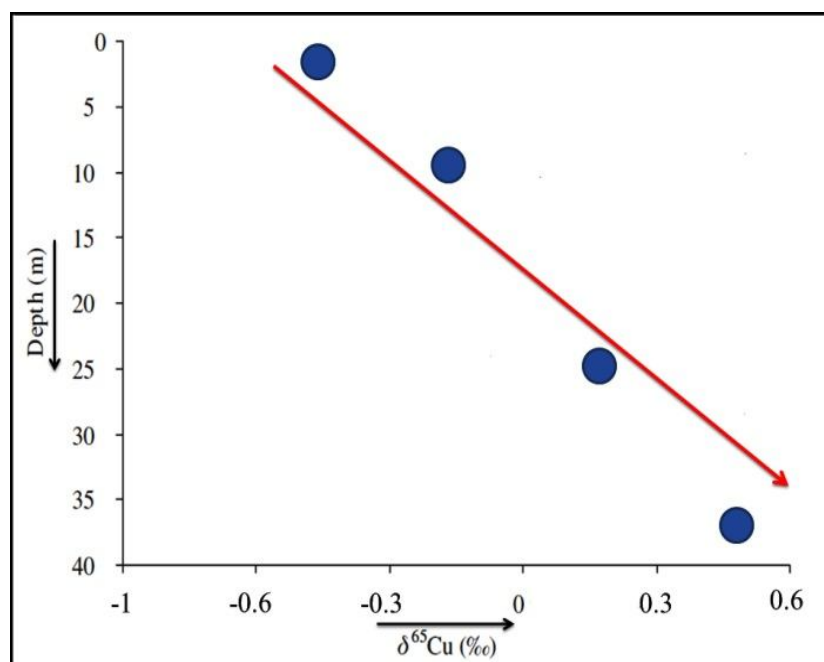
شکل 9. تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار مس زون ژرف‌زاد در ذخایر مس (Mathur et al., 2005) و کانسار مس جیان.

Fig. 9. The design of stable isotope changes in the hypogene zone of porphyry copper deposits (Mathur et al., 2005).



شکل 10. تغییرات کلی نسبت ایزوتوپ‌های مس در ذخایر مس (Mathur et al., 2009). A: مقادیر منفی تغییرات ایزوتوپی مس در زون اکسیدی آب‌شوییده ذخایر مس، B: مقادیر مثبت تغییرات ایزوتوپی مس در زون سطحی‌زاد ذخایر مس.

Fig. 10. Cu isotope fractionation in the different parts of copper porphyry deposits such as Butte- Montana USA, Silver Bell- AZ USA, Collahuasi- Rosario-chile, Collahuasi- Ujina- Chile, Chuquicamata- Chile, Bisbee- Arizona USA, Escondida- Chile and El Salvador- Chile (Mathur et al., 2009).

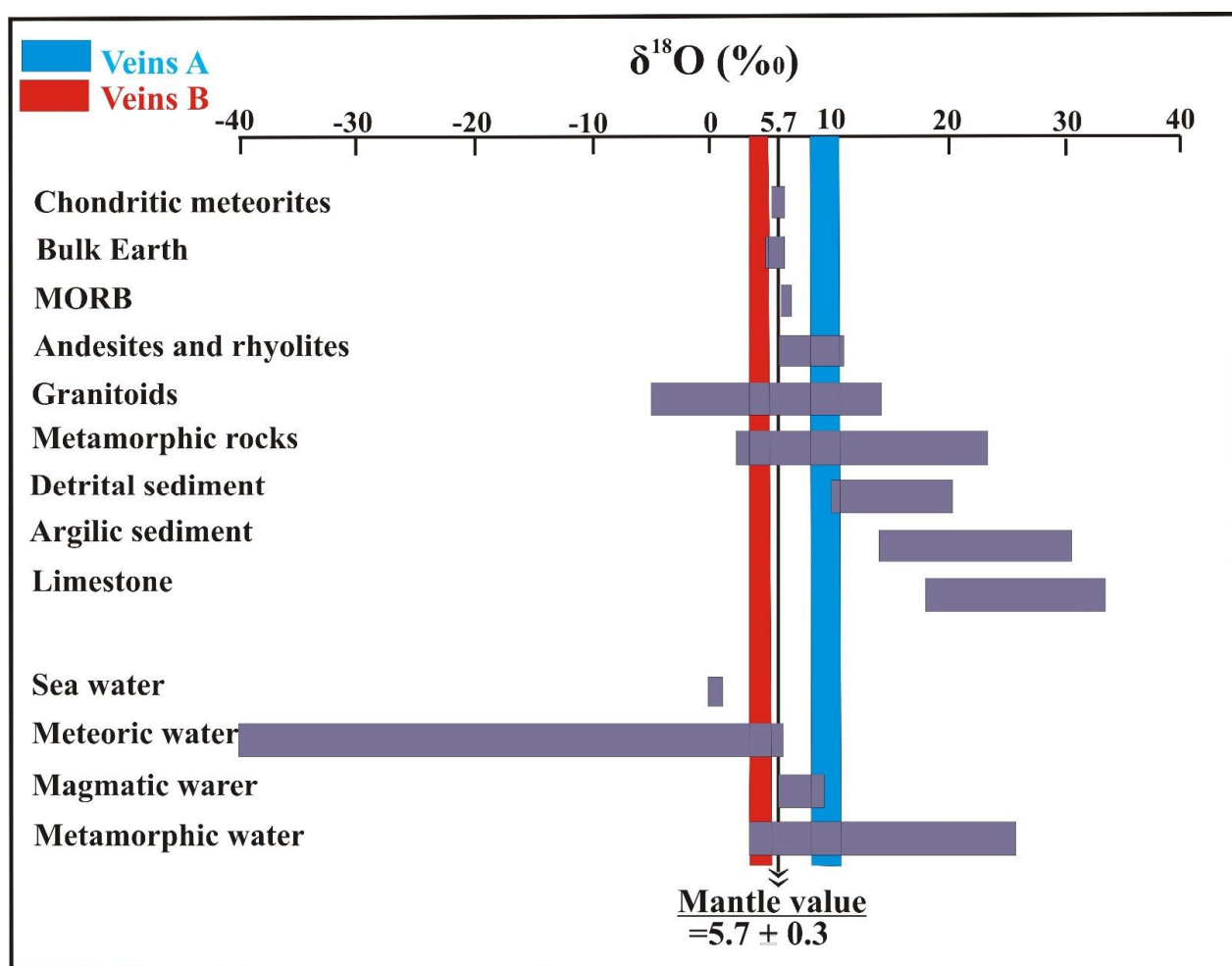


شکل 11. تغییرات $\delta^{65}\text{Cu}$ کانیهای ثانویه مس نسبت به عمق در کانسار مس جیان.

Fig. 11. Copper isotope variations in secondary Cu minerals (malachite) of the Jian copper deposit toward the depth.

گوشته‌ای از $\delta^{18}\text{O}$ غنی شده‌اند، درحالی‌که آب دریا و آبهای جوی تهی شده‌اند. در کانسار مس جیان، تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ از $+7/6$ تا $+10/7$ قسمت در هزار در کوارتز کالکوپیریت‌دار و از $+4/7$ تا $+5/1$ قسمت در هزار در کوارتز روتیل‌دار تغییر می‌کند و نشان می‌دهد که هر دو نوع نمونه، در محدوده سنگهای دگرگونی قرار می‌گیرند (شکل 12).

ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس¹ سنجیده شده و با δD و $\delta^{18}\text{O}$ نشان داده می‌شود. از این ایزوتوپ‌های پایدار برای تعیین منشأ سیال کانه‌زا و روند تکامل سیالات گرمایی استفاده می‌شود. مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در طبیعت تا حدود 100% تغییر می‌کند که حدود نیمی از این گستره در آبهای جوی است. بیشتر گرانیته‌ها، سنگهای دگرگونی، و رسوبات نسبت به مقادیر



شکل 12. مقایسه تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ مخازن طبیعی ایزوتوپ اکسیژن (Rollinson, 1993) با داده‌های حاصل از کانسار مس جیان.

Fig. 12. Comparison of oxygen isotope changes ($\delta^{18}\text{O}$) in natural reservoirs (Rollinson, 1993) with data from Jian copper deposit.

هیدروژن، نتایج حاصل از ایزوتوپ اکسیژن را تأیید می‌کند. با توجه به تغییرات داده‌های ایزوتوپی پایدار، این سیال میانه‌دمایی² براساس نمودار اوانز (Evans, 1997) در گروه سیالات نوع دگرگونی قرار می‌گیرد (شکل 14). هرچند که تقریباً 90 درصد نمونه‌ها در گروه سیالات دگرگونی جای

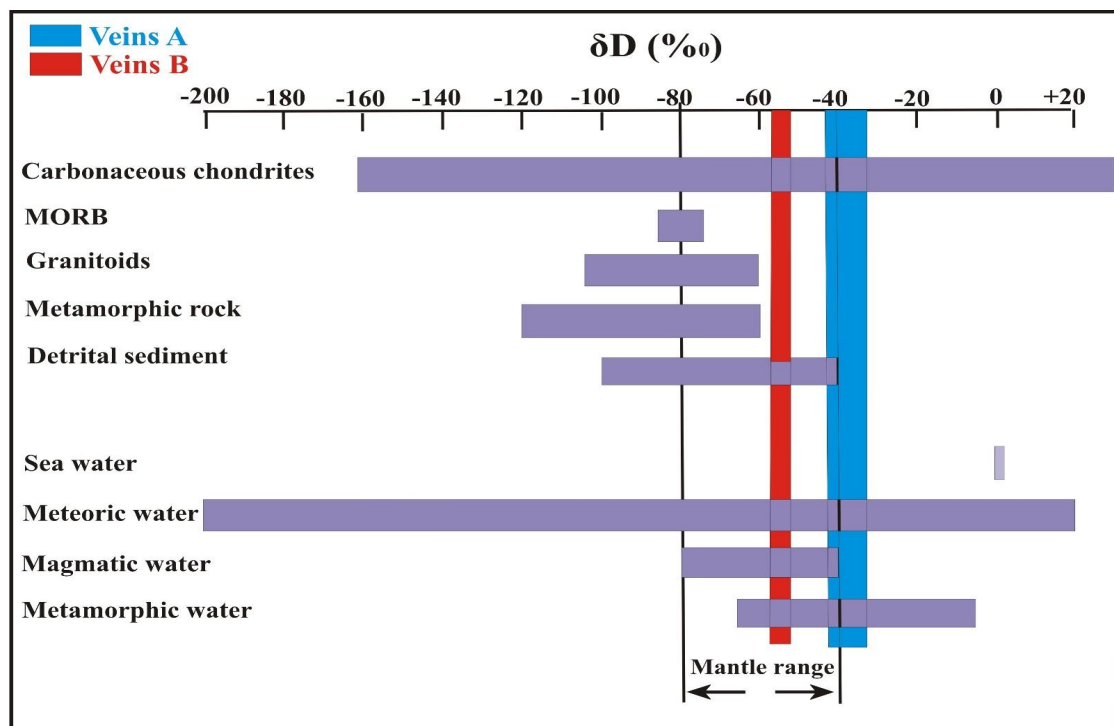
در شکل 13، خلاصه‌ای از مقادیر δD برای انواع رایج سنگ و آب ارائه شده است. مقادیر گوشته معمولاً در گستره -40 تا -80 تغییر می‌کند. تغییرات δD حاصل از تجزیه ایزوتوپی سیالات موجود در رگه‌های کوارتز موجود در کانسار مس جیان و مقایسه آن با تغییرات δD در مخازن طبیعی ایزوتوپ

¹. SMOW

². mesothermal

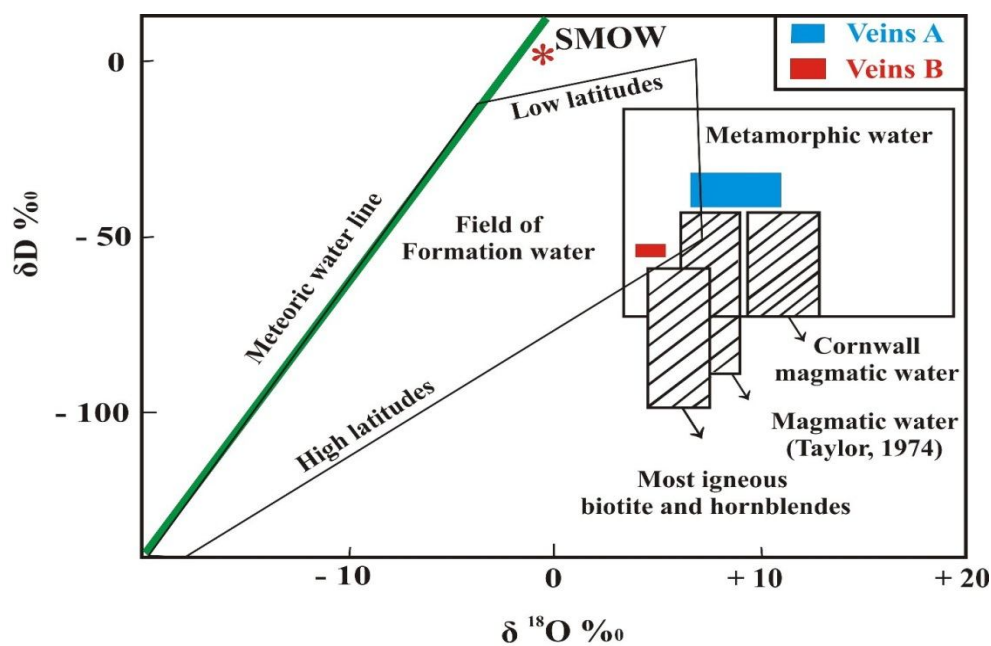
کالکوپیریت و کوارتز روتیل نشان می‌دهد (شکل 15).

می‌گیرند اما دماسنجی با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن دو گستره متفاوت را برای تشکیل رگه‌های کوارتز



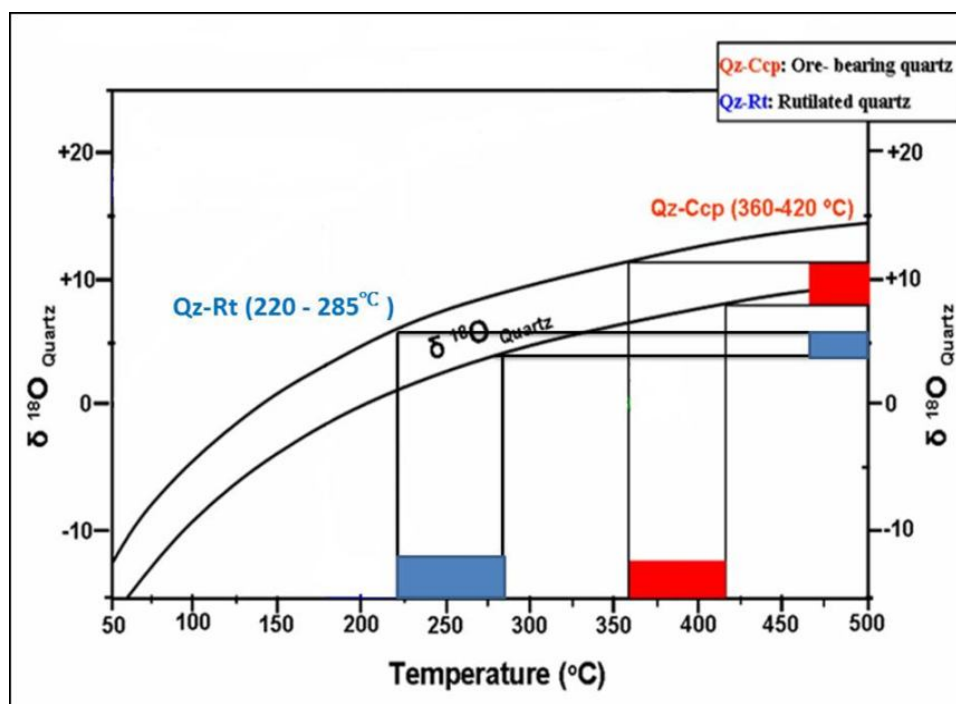
شکل 13. مقایسه تغییرات δD مخازن طبیعی ایزوتوپ هیدروژن (Rollinson, 1993)، با داده‌های حاصل از کانسار مس جیان.

Fig. 13. Comparison of hydrogen isotope changes (δD) in natural reservoirs (Rollinson, 1993) with data from Jian copper deposit.



شکل 14. نمودار تعیین منشأ $\delta^{18}O$ در مقابل δD ، نمودار اقتباس از اوانز (Evans, 1997)

Fig. 14. Diagram of $\delta^{18}O$ vs. δD to determine the origin of fluids (Figure adapted from Evans, 1997).



شکل 15. دماسنجی با استفاده از تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ ، نمودار اقتباس از آندرسون و همکاران (Anderson et al., 2004)

Fig. 15. Thermometry using the $\delta^{18}\text{O}$ changes (Figure adapted from Anderson et al., 2004).

نتیجه‌گیری

با توجه به آنچه که در بالا گفته شد، می‌توان به این نتیجه رسید که به‌علت هوازدگی ناچیز صورت گرفته در کانسار مس جیان، pH به اندازه کافی در مناطق سطحی کاهش نیافته است تا مس را از مناطق سطحی شسته و کانسارسازی سطحی‌زاد تشکیل بدهد. نفوذپذیری کم سنگهای منطقه می‌تواند در ارتباط با فرآیندهای دگرگونی باشد که سنگ مادر اولیه مافیک و رسوبی را دگرگون ساخته است. وجود کانیهایی کربناتی مس (مالاکیت) با تغییرات ایزوتوپی کم مس (0/45- تا +0/49 در هزار) در بخشهای سطحی این کانسار نیز تأییدکننده اثر ناچیز فرآیند هوازدگی و غنی‌شدگی سطحی‌زاد در این کانسار و کانه‌زایی با منشأ اولیه و عمقی است. این موضوع نشان می‌دهد که در کانسار مس جیان کاکوزیت ثانویه ناشی از فرآیند آب‌شویی وجود ندارد و اگر کاکوزیتی هم در عمق وجود داشته باشد دارای منشأ اولیه

است. همچنین از آبهای سطحی موجود در منطقه که دارای نسبت بالایی از ایزوتوپ‌های سنگین مس است می‌توان به‌عنوان ابزاری اکتشافی استفاده کرد. شواهد ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن نیز نشان‌دهنده منشأ سطحی‌زاد کانه‌زایی مس است که طی فرآیندهای دگرگونی صورت گرفته است. این شواهد همچنین نشان می‌دهند که دو نوع رگه کوارتز مورد بررسی، مربوط به فرآیندهای متفاوت دگرگونی می‌باشند که در زمانهای مختلفی صورت گرفته‌اند.

قدردانی

نویسندگان از شرکت معدن جویان فارس و همچنین جناب آقای عباسی، مالکیت شخصی معدن مس جیان، جهت مشارکت و هماهنگی که در انجام این پژوهش با دانشگاه شیراز انجام دادند، سپاس‌گزاری می‌نمایند.

References

Agard, P., Monie, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Labrousse, L., Vrielynck, B., Meyer, B., Jolivet, L. and Yamato, P., 2006. Transient, syn-obduction exhumation of

Zagros blueschists inferred from P-T-deformation-time and kinematic constraints: implications for Neotethyan wedge dynamics. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111(11): 1-28.

- Alirezaei, S., 2009. Stable Isotope Geochemistry. Press University Publication Center, Tehran, 332 pp.
- Anderson, R., Graham, C.M., Boyce, A.J. and Fallick, A.E., 2004. Metamorphic and basin fluids in quartz-carbonate-sulphide veins in the SW Scottish Highlands: a stable isotope and fluid inclusion study. *Geofluids*, 4(2): 169-185.
- Asadi, S., Moore, F. and Fattahi, N., 2013. Fluid inclusion and stable isotope constraints on the genesis of the Jian copper deposit, Sanandaj-Sirjan metamorphic zone, Iran. *Geofluids*, 13(1): 66-81.
- Borrak, D.M., Navarrete, J.U. and Kafantaris, F.C.A., 2012. A model for copper isotopic fractionation during weathering and transport. 22th Goldschmidt Conference, Montreal, Canada.
- Clayton, R.N., and Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27(1): 43-52.
- Cook, N.J., 1994. Post-recrystallisation mobilization phenomena in metamorphosed stratabound sulphide ores. *Mineralogical magazine*, 57(1): 482-486.
- Craig, J.R., Voke, F.M. and Solberg, T.N., 1998. Pyrite: physical and chemical textures. *Mineralium Deposita*, 34(1): 82-101.
- Ehrlich, S., Butler, I., Halicz, L., Rickard, D., Oldroyd, A., and Matthews, A., 2004. Experimental study of the copper isotope fractionation between aqueous Cu (II) and covellite, CuS. *Chemical Geology*, 209(3): 259-269.
- Evans, A.M., 1997. An Introduction to Economic Geology and its Environmental Impact. John Wiley and Sons, London, 403 pp.
- Fallick, A.E., Jocelyn, J., and Hamilton, P.J., 1987. Oxygen and hydrogen stable isotope systematics in Brazilian agates, In: R. Rodriguez-Clemente (Editor), *Geochemistry of the earth surface and processes of mineral formation*. Instituto de Geologia (Consejo Superior de Investigaciones Científicas-Spanish National Research Council), Madrid, pp. 99-117.
- Fattahi, N., 2013. Study of geochemistry and the copper genesis in the Surian complex, Jian (Bavanat, Fars province). M.Sc. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran, 241 pp.
- Haest, M., Muchez, P., Petit, J.C. and Vanhaecke, F., 2009. Cu isotope ratio variations in the Dikulushi Cu-Ag deposit, DRC: of primary origin or induced by supergene reworking? *Economic Geology*, 104(7): 1055-1064.
- Hoefs, J., 2009. Stable Isotope Geochemistry. Springer, Amsterdam, 203 pp.
- Liaghat, S. and Jami, M., 1999. The history of the ore microscopy applications. Shiraz University Press, Shiraz, 273 pp.
- Liaghat, S. and Taghipour, N., 2000. Genesis of Jian occurrence. 4th Symposium of Geological Society of Iran, University of Tabriz, Tabriz, Iran. (in Persian)
- Mathur, R., Ruizi, J., Titley, S., Liermann, L., Buss, H. and Brantley, S., 2005. Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69 (22): 5233-5246.
- Mathur, R., Titley, S., Barra, F., Brantley, S., Wilson, M., Phillips, A., Munizaga, F., Maksaev, V., Vervoort, J. and Hart, G., 2009. Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3): 1-6.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J.R. and Clayton, R.N., 1979. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(2): 1131-1140.
- McClay, K.R. and Ellis, P.G., 1984. Deformation of pyrite. *Economic Geology*, 79(2): 400-403.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J.C., Frizon de Lamotte, D. and Eshraghi, S.A., 2005. The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, 24(3): 1-19.
- Moore, F., Asadi, S. and Fattahi, N., 2011. Metamorphic-Hydrothermal fluid evolution based on thermo-barometry and stable isotope studies in Bavanat copper deposit, Sanandaj-Sirjan zone. 15th Symposium of Geological Society of Iran, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran. (in Persian)
- Mousivand, F., Rastad, E., Hoshino, K. and Watanabe, M., 2007. The Bavanat Cu-Zn-Ag orebody: first recognition of a Besshi-type VMS deposit in Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 183(3): 297-315.
- Rajabzadeh, M.A. and Esmaili, S., 2012.

- Petrography and geochemistry of meta-basalts of Jian copper deposit. 15th Symposium of Geological Society of Iran, University of Tehran, Tehran, Iran. (in Persian)
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Publisher, London, 345 pp.
- Sarkarinejad, Kh., 2007. Quantitative finite strain and kinematic flow analyses along the Zagros transpression zone, Iran. *Tectonophysics*, 442(1): 49-65.
- Scott, S.D., Both, R.A. and Kissin S.A., 1971. Sulfide petrology of the Broken Hill region, New South Wales. *Economic Geology*, 72(8): 1410-1425.
- Sheikholeslami, M.R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. and Emami, M.H., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(4-6): 504-521.
- Spry, A., 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon Press, Oxford, 286 pp.
- Stanton, R.L., 1972. *Ore Petrology*. McGraw-Hill, New York, 713 pp.
- Taghipour, N. and Moore, F., 2000. Texture and REE geochemistry in the Jian copper occurrence. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 10(2): 51-65.
- Walker, E.C., Cuttitta, F., and Senftle, F.E., 1958. Some natural variations in the relative abundance of copper isotopes. *Geochimica et cosmochimica acta*, 15(3): 183-194.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Moore, F., 2001. Geochemical prospecting project of copper in the Bavanat area, Fars Province. 5th Symposium of Geological Society of Iran, University of Tehran, Tehran, Iran. (in Persian)
- Zhang, L.G., Liu, J.X., Zhou, H.B. and Chen, Z.S., 1989. Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system. *Economic Geology*, 84(6): 1643-1650.



بررسی منشأ فلزات سنگین در رسوبات ماسه‌ای بخشی از دریای عمان در محدوده استان سیستان و بلوچستان

مریم سلیمانی¹، حمیدرضا پاکزاد^{1*}، مهرداد پسندی¹، موسی نقره‌ئیان¹ و مهدی کمالی²

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

(2) گروه مهندسی شیمی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

دریافت: 1392/5/7، پذیرش: 1393/8/3

چکیده

منطقه مورد مطالعه در دریای عمان در محدوده استان سیستان و بلوچستان قرار دارد. نمونه‌برداری از رسوبات سطحی بستر دریا در 16 نقطه به وسیله دستگاه گراب انجام گرفت. این رسوبات بر روی الک 200 تا 230 مش (ماسه بسیار ریز) و اغلب بر روی الک 230 مش قرار گرفتند. میانگین غلظت عناصر در رسوبات مورد بررسی به ترتیب Fe (20247/55)، Mn (377/33)، Cu (9/99)، Cd (1/42)، Zn (36/72)، Sr (181/18) است. انطباق غلظت عناصر روی و مس با فراوانی کانیهای تخریبی رسوبات بیانگر ارتباط بسیار نزدیک این عناصر با کانیهای بیوتیت و مسکویت است. منشأ این دو کانی، گرانودیوریت و گابروهای موجود در افیولیت‌های محدوده ایران‌شهر و گرانیت-پگماتیت‌ها و شیست‌های موجود در افیولیت‌ها و فلیش‌های شمال منطقه است که از طریق حوضه آبریز باهوکلالت به منطقه مورد مطالعه وارد شده‌اند. عناصر استرانسیم و کادمیوم از روند بسیار مشابهی با فراوانی ذرات کربناته رسوبات برخوردار می‌باشند که منشأ این عناصر را می‌توان سنگهای کربناته حوضه آبریز زون مکران و خرده صدفهای موجود در محیط رسوب‌گذاری در نظر گرفت. عناصر آهن و منگنز عمدتاً در ارتباط با کانیهای سنگین موجود در نمونه‌های مورد مطالعه بوده و منشأ آنها غالباً گرانیتهای بیوتیت‌دار کمپلکس قلامان و گرانودیوریت‌های موجود در افیولیت‌ها و گابروهای ناحیه فوج می‌باشد که از طریق حوضه‌های آبریز رابچ و باهوکلالت به دریا وارد شده‌اند. تعیین شاخص غنی‌شدگی نشان می‌دهد که رسوبات دارای غنی‌شدگی زیاد تا حداکثر نسبت به کادمیوم بوده و نسبت به استرانسیم غنی‌شدگی متوسط تا زیاد دارند. عنصر روی حداقل تا متوسط غنی‌شدگی را نشان می‌دهد و عناصر آهن، مس و منگنز حداقل غنی‌شدگی را دارند.

واژه‌های کلیدی: رسوبات ماسه‌ای، منشأ کانیهای سنگین، عناصر سنگین، دریای عمان

مقدمه

کانیهای سنگین حاوی عنصر Cr دارای ابعاد بسیار کوچکتري نسبت به سایر کانیها می‌باشند و اکثر آنها در ابعاد کوچکتر از 80 مش قابل مشاهده هستند (Hajati et al., 2006). بررسی‌های صورت گرفته در بخشهای کم‌عمق دریای عمان نیز به وضوح نشان می‌دهد که درصد زیادی از رسوبات تخریبی در این بخش از دریا توسط حوضه‌های آبریز از منطقه قاره‌ای مکران که از لحاظ تکنیکی بسیار فعال است، به دریا وارد شده‌اند. میزان این رسوبات به عواملی مانند

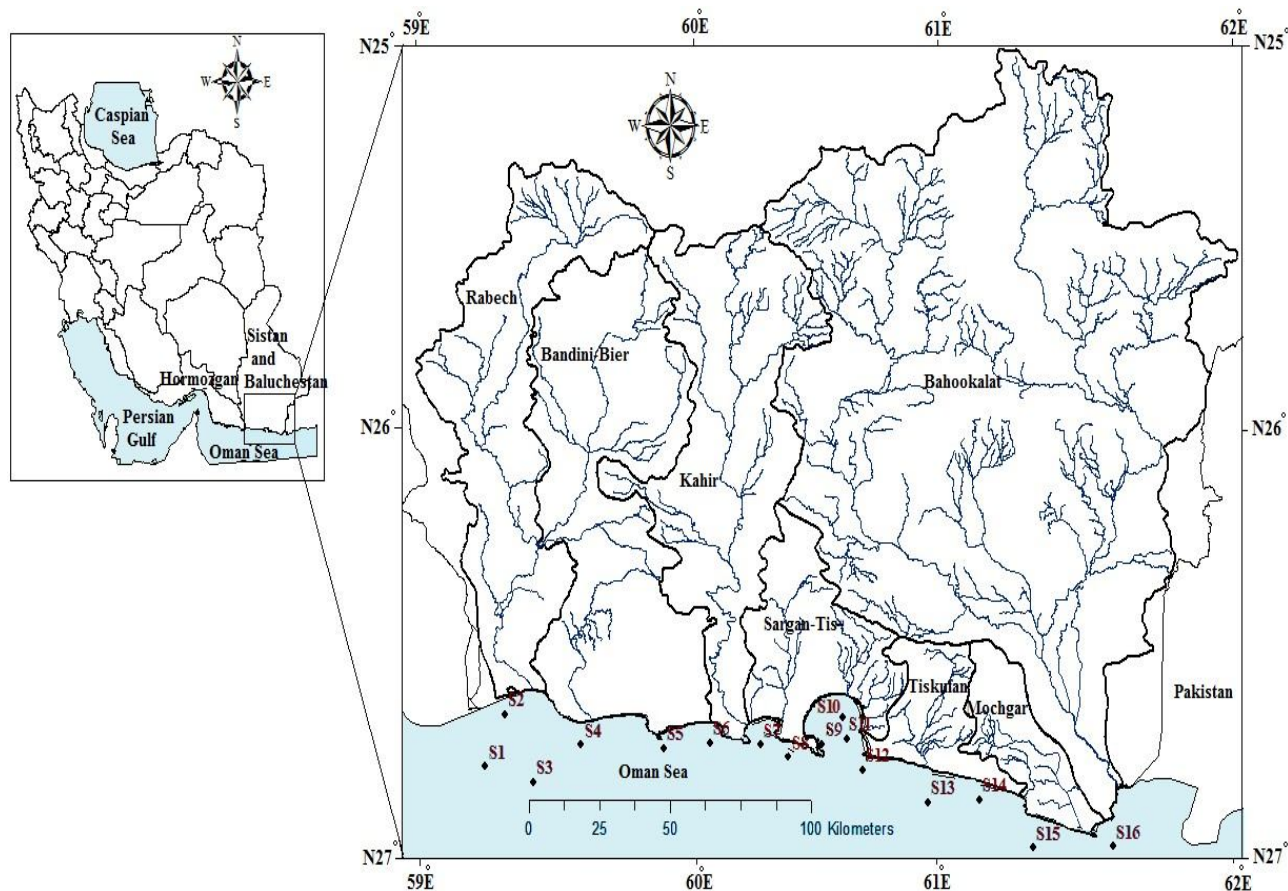
بر اساس مطالعاتی که بر روی رسوبات ساحلی خلیج گواتر صورت گرفته است وجود برخی از عناصر همچون کروم، منیزیم، نیکل و آهن در این ناحیه را به احتمال زیاد ناشی از فرسایش شدید سازندهای افیولیتی توسط رودخانه‌های منطقه و انتقال این عناصر به خلیج گواتر در نظر می‌گیرند (Hamzeh et al., 2012). همچنین مطالعات کانی‌شناسی در سواحل اسکله پسابندر در دریای عمان نشان می‌دهد که

(Nabavi, 1975). کمپلکس‌های اصلی منطقه شامل کمپلکس قلامان (متاولکانیک، رخساره شیست سبز و شیست آبی، ترکیبات افیولیت ملانژ)، کمپلکس بجگان و دیادر (پلتیک شیست، آمفیبولیت، فیلیت، میان‌لایه‌های آهک و مارن) و کمپلکس دورکان (متاولکانیک، فیلیت، شیست، رسوبات دگرگون شده، آهک، پیلولاوا، مقدار کمی توف) می‌باشند (McCall, 2002) منطقه مورد مطالعه در دریای عمان در محدوده استان سیستان و بلوچستان با مختصات جغرافیایی 25° و 31° تا 27° عرض شمالی از خط استوا و 58° و 50° تا 63° طول شرقی واقع شده است (شکل‌های 1 و 2).

هدف اصلی این تحقیق بررسی تمرکز فلزات سنگین Fe, Cd, Mn و Sr, Cu, Zn در رسوبات ماسه‌ای دریای عمان و ارتباط این عناصر با کانیهای تشکیل‌دهنده رسوبات و منشأ آنها می‌باشد.

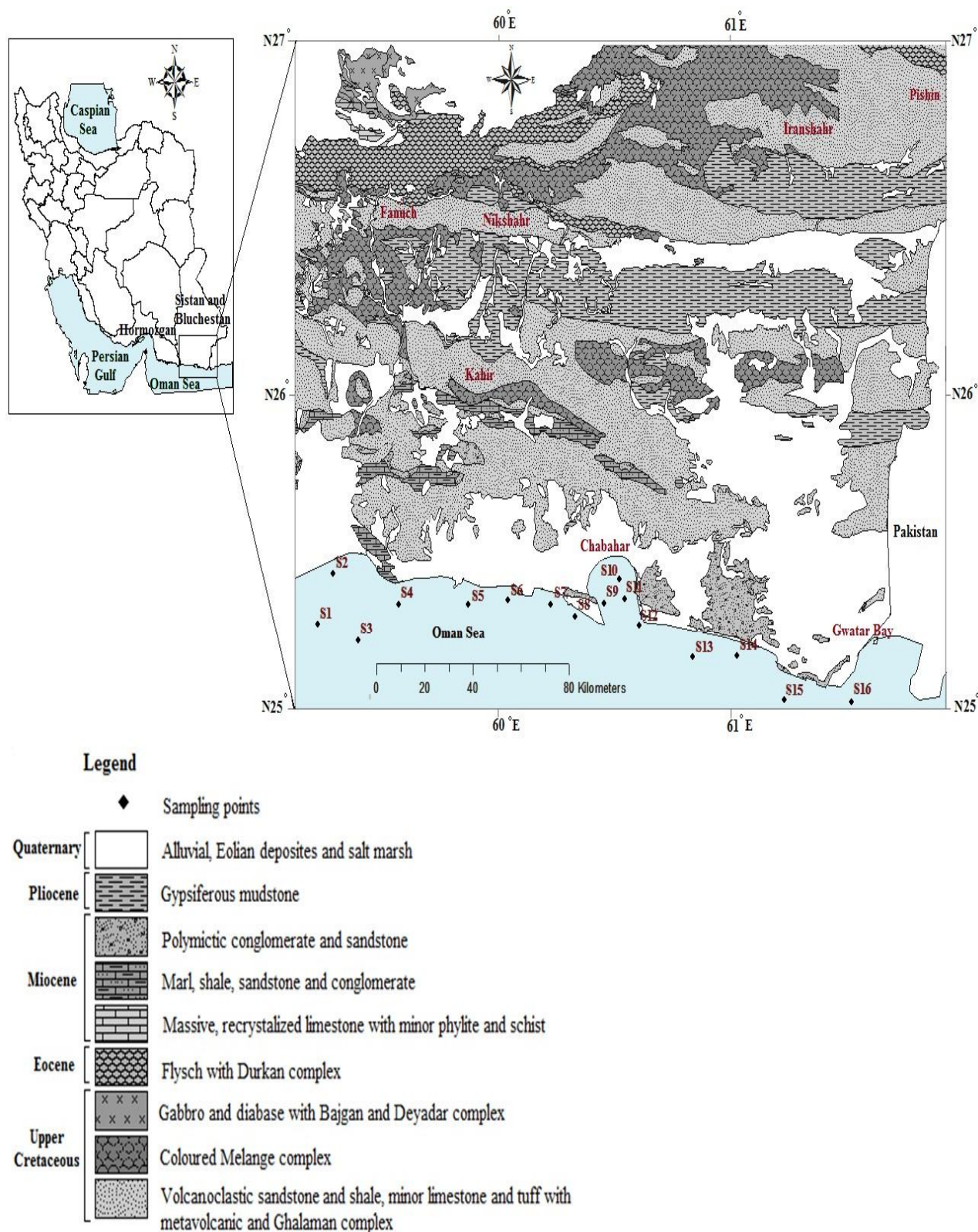
تغییرات سطح آب دریا، آب و هوا و تکتونیک منطقه بستگی دارد (Prins et al., 2000).

زمین‌شناسی منطقه شرق ایران معمولاً به عنوان یک واحد مستقل بررسی می‌شود. در این منطقه ابتدا رسوبات آهکی از نوع دریایی نهشته و سپس در اواخر دوران سوم زمین‌شناسی در اثر جنبشهای کوهزایی از دریا جدا شده و در آن رسوباتی با مواد نسبتاً درشت و نرم روی هم انباشته شده‌اند (Grando and McClay, 2006; Saadat and Stem, 2011). از میان ساختارهای زمین‌شناسی، زون مکران بیشترین سهم را در ریخت‌شناسی منطقه داراست. قدیمی‌ترین سنگهای این زون را آویزه‌های رنگی تشکیل می‌دهند که به کرتاسه فوقانی-پالئوسن تعلق دارند. سپس رسوبات ضخیم فلیش مانند ائوسن و الیگوسن قرار دارند که تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل و مارن هستند و روی مخلوطهای رنگی فوق قرار می‌گیرند. این رسوبات قبل از آغاز میوسن دچار چین‌خوردگی شده‌اند. ضخامت رسوبات نئوژن نیز زیاد و در حدود 5000 متر است.



شکل 1. نقشه حوزه‌های آبریز و نقاط نمونه‌برداری دریای عمان (محدوده استان سیستان و بلوچستان)

Fig 1. Map of the water drainage basins of the study area along with locations of the sampling stations



شکل 2. نقشه نقاط نمونه‌برداری و لیتولوژی کلی حوضه‌های آبریز دریای عمان (محدوده استان سیستان و بلوچستان) (اقتباس از Afaghi and Salak, 1977)

Fig 2. Map of the major lithologies and locations of the sampling stations of the drainage basins of the Oman Sea (district of Sistan and Baluchestan province) (after Afaghi and Salak, 1977)

روش مطالعه

نمونه‌برداری در 16 نقطه در دریای عمان توسط دستگاه مکانیکی گراب از عمق 10 تا حداکثر 48 متری از سطح دریا و از رسوبات سطحی صورت گرفت (به دلیل ناچیز بودن مقدار ماسه در ایستگاه S₃، رسوبات این ایستگاه مورد بررسی قرار نگرفته است). جداسازی بخش ماسه از گل رسوبات از طریق دانه‌بندی کامل رسوبات به روش الک مرطوب انجام گرفت (Lindholm, 1987; Tucker, 1988). کانیهای سنگین موجود در ذرات ماسه از طریق جداسازی به روش مایعات سنگین از سایر کانیهای سبک تفکیک گردید (Mange and Maurer, 1992) به منظور مطالعه کانیها و خرده‌سنگهای موجود در نمونه‌ها از رسوبات مورد مطالعه مقاطع نازک و صیقلی تهیه گردیده و سپس توسط میکروسکپ پلاریزان و انعکاسی مورد مطالعه قرار گرفت. فراوانی هر یک از اجزای رسوبات با استفاده از مقاطع تهیه شده با درصدگیری از تعداد کانیها و خرده‌سنگها تعیین گردید (Folk, 1974; Pettijohn et al., 1981) (جدول 1). به منظور تعیین غلظت فلزات سنگین، (جدول 2) ابتدا نمونه‌های ماسه به روش شیمیایی و با استفاده از تیزاب سلطانی (نسبت 1 به 3 اسیدنیتریک به اسیدکلریدریک) آماده‌سازی شده (Mico et al., 2008) و سپس توسط دستگاه AAS مدل Pu9100 Phillips در آزمایشگاه دانشگاه اصفهان مورد آنالیز قرار گرفتند.

بحث و بررسی

بر اساس مطالعات میکروسکوپی کانیهای موجود در رسوبات ماسه‌ای دریای عمان به ترتیب فراوانی شامل کوارتز، فلدسپات‌ها و کانیهای سنگین می‌باشند. خرده‌سنگهای رسوبات که غالباً آواری‌اند به ترتیب فراوانی متشکل از رسوبی، آذرین و دگرگونی هستند. بررسیهای انجام شده نشان می‌دهند که همبستگی معنی‌داری بین غلظت عناصر سنگین و فراوانی کانیهای سنگین و همچنین بین غلظت تعدادی از عناصر با یکدیگر وجود دارد (جدول 3). در بین عناصر مورد بررسی عناصر کادمیوم و استرانسیوم و همچنین کربنات کلسیم دارای ضرایب همبستگی نسبتاً مثبت می‌باشند. عنصر مس نیز با عناصر روی و آهن در نمونه‌های ماسه‌ای منطقه

همبستگی مثبت نشان می‌دهد. دامنه تغییرات غلظت عناصر مورد بررسی در رسوبات بر حسب ppm به ترتیب فراوانی (105/76-0/426) Cu (14/42-7/42)، Cd (2/81-0/49) Zn، Sr (576/17-78/58)، Mn (535/43-220/01) و Fe (33626/94-2538/86) است که در زیر مورد بررسی قرار می‌گیرد.

روی و مس

بیشترین مقدار عنصر روی در ایستگاه S₁₆ واقع در خلیج گواتر با مقدار 105/76 ppm و کمترین مقدار آن در ایستگاه S₉ به مقدار 0/426 ppm و میانگین آن 36/73 است. تغییرات غلظت این عنصر از مرز استانهای هرمزگان و سیستان و بلوچستان به سمت خلیج گواتر به‌طور کلی روند افزایشی نشان می‌دهد (شکل 3-A). تغییرات غلظت عنصر مس از غرب به شرق در نوسان بوده و روند خاصی را نشان نمی‌دهد. بیشترین مقدار این عنصر در ایستگاه S₁₆ به میزان 14/42 و کمترین مقدار آن در ایستگاههای S₁₀ و S₁₁ به میزان 7/42 ppm و میانگین آن 9/99 ppm می‌باشد (شکل 3-B).

عناصر روی (Zn^{2+}) و مس (Cu^{2+}) با شعاعهای یونی $0/74A^{\circ}$ و $0/73A^{\circ}$ (Ahrens, 1953) به دلیل تشابه یونی با Fe^{2+} و Mg^{2+} ($0/66 A^{\circ}$) بر طبق قاعده گلدشمیت (Goldschmidt, 1954) می‌توانند در برخی از کانیهای سنگین از جمله بیوتیت جانشین گردند (Blaxland, 1971). غلظت عنصر روی روند مشابهی را با کانی بیوتیت موجود در نمونه‌ها داراست (شکل 4-A) و از این رو افزایش عنصر روی را می‌توان به افزایش کانی بیوتیت نسبت داد. غلظت عنصر مس در تعدادی از نقاط نمونه‌برداری روند مشابهی را با فراوانی کانی بیوتیت نشان می‌دهد (شکل 4-B). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که در این منطقه عنصر روی در اکثر نمونه‌ها و عنصر مس در تعدادی از نمونه‌ها در ساختار کانی بیوتیت (شکل 9-A) حضور داشته‌اند و از طریق این کانی به رسوبات مورد مطالعه وارد گشته‌اند. ضریب همبستگی مثبت بین این عنصر و کانی بیوتیت نیز مؤید حمل روی در ساختار کانی بیوتیت تا محدوده مورد مطالعه می‌باشد (جدول 3).

جدول 1. فراوانی خرده سنگها و کانیهای رسوبات ماسه‌ای دریای عمان (بر حسب درصد بر اساس (Folk, 1974; Pettijohn et al., 1981)

Table 1. Percentage of the minerals and rock fragments in the Oman Sea samples (measured based on Folk, 1974; Pettijohn et al., 1981)

	S ₁	S ₂	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈	S ₉	S ₁₀	S ₁₁	S ₁₂	S ₁₃	S ₁₄	S ₁₅	S ₁₆
Quartz	2	15	20	30	30	50	5	20	4	20	15	4	15	10	25
Feldspar	1	2	7	5	5	5	<1	10	<1	10	5	2	5	4	3
Biotite	0	5	10	4	8	5	3	0	2	4	5	2	10	8	12
Muscovite	0	3	<1	0	1	3	0	0	<1	<1	<1	1	<1	<1	4
Amphibole	0	5	4	<1	0	0	0	<1	<1	0	0	<1	0	0	0.25
Pyroxene	0	1	0	0	0	0.25	0	0	0.25	0.25	0.25	0.2	0.25	1	0.25
Chlorite	<1	<1	3	5	2	<1	1	2	<1	2	1	2	<1	2	3
Epidote	0	5	0	0	<1	0	<1	0	0	0	<1	0	0	<1	0
Glauconite	0	10	0.2	0	0.2	0.25	0	0.25	0	0.25	0	0	0	0	0.25
O.H.M	<1	1	1	<1	1	1	<1	<1	<1	1	1	<1	<1	<1	<1
Granite	4	25	10	5	10	5	2	15	2	5	10	5	5	3	5
V.R.F	1	5	5	<1	5	1	<1	2	1	15	6	5	10	6	10
M.R.F.	<1	<1	0	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	5	2	5	10	5
N.C.R.F	<1	<1	<1	0	<1	<1	<1	<1	<1	0	1	<1	4	5	2
C.R.F	90	20	40	50	40	30	89	50	89	40	50	75	45	50	30

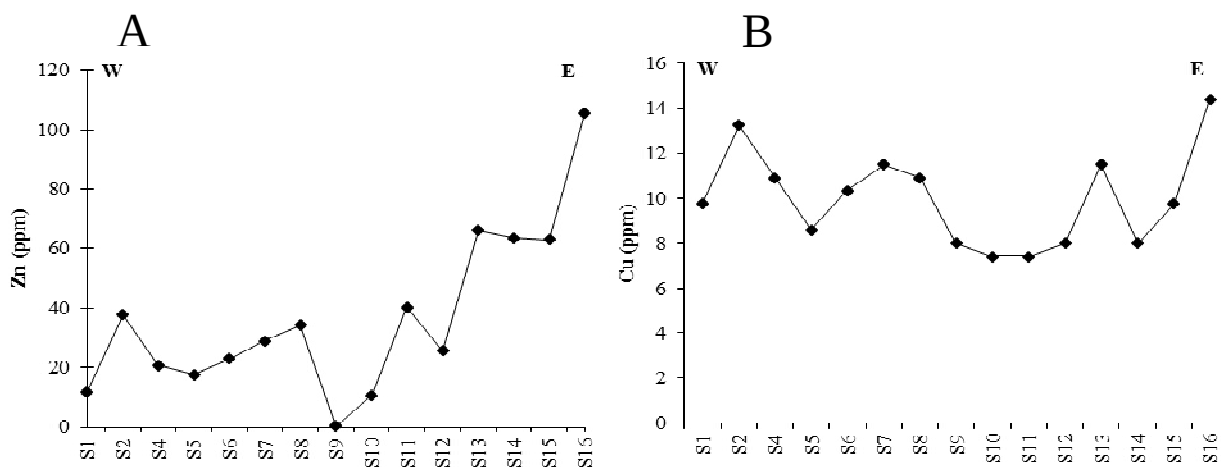
O.H.M: Opaque Heavy Minerals

V.R.F: Volcanic Rock Fragments

M.R.F: Metamorphic Rock Fragments

N.C.R.F: Non-Carbonate Rock Fragments

C.R.F: Carbonate Rock Fragments



شکل 3. توزیع فراوانی عناصر A: روی و B: مس از غرب به شرق دریای عمان

Fig. 3. Distribution of A: the Zn concentration, B: the Cu concentration from west to east of the Oman Sea

جدول 2. غلظت فلزات سنگین رسوبات ماسه‌ای دریای عمان بر حسب ppm

Table 2. Concentrations of the heavy metals in the sand sediment samples of the Oman Sea in ppm

Sampling Station	Cd	Cu	Zn	Sr	Mn	Fe
S ₁	1.820	9.762	11.893	576.173	356.308	25383.86
S ₂	0.490	13.261	37.76	70.584	535.436	33626.94
S ₄	0.157	10.928	20.96	80.746	430.296	27582.04
S ₅	1.488	8.595	17.76	93.450	453.660	21364.42
S ₆	1.488	10.345	23.093	111.234	441.978	23782.38
S ₇	0.822	11.511	28.96	83.287	515.965	26718.48
S ₈	2.818	10.928	34.293	278.917	227.803	13592.4
S ₉	2.486	8.012	0.426	273.836	410.825	18946.46
S ₁₀	2.153	7.428	10.826	304.324	391.355	11001.73
S ₁₁	1.155	7.428	40.426	118.856	313.473	14801.38
S ₁₂	0.822	8.012	25.76	90.905	332.943	18946.46
S ₁₃	1.488	11.511	66.293	223.023	220.015	14110.54
S ₁₄	1.488	8.012	63.626	156.966	270.638	17910.19
S ₁₅	1.820	9.762	63.093	184.913	325.414	26027.63
S ₁₆	0.822	14.428	105.76	70.584	406.931	32763.39
Average	1.43	9.99	36.73	181.18	375.53	21770.55

جدول 3. ضرایب همبستگی فلزات سنگین با کانیها و خرده سنگهای آهکی رسوبات دریای عمان

Table 3. Correlation coefficients of the heavy metals with carbonate rock fragments and minerals of sediments of the Oman Sea

Heavy Metal	Zn	Cu	Cu	Sr	Cd	Fe	Mn
Mineral	Biotite	Muscovite	Biotite	C.R.F	C.R.F	H.M	H.M
Pearson Coefficient	0.62	0.76	0.79	0.82	0.74	0.72	0.53

H.M: Heavy Minerals

C.R.F: Carbonate Rock Fragments

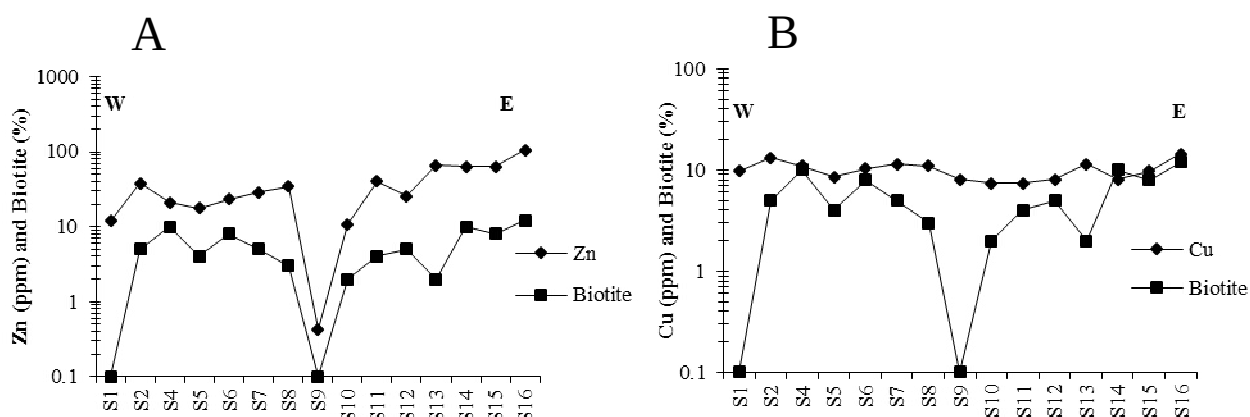
درونی به منافذ دی‌تری‌گونال به‌وسیله نفوذ کاتیون‌های چند ظرفیتی توجیه گردد. در این حالت راه‌های مهاجرت کاتیونهایی مانند مس به بین لایه‌ها و همچنین به منافذ دی‌تری‌گونال از ورقه‌های تتراهدرال کاذب مقابل کاملاً باز شده و این کاتیون‌ها در باندهای فوق مستقر می‌شوند (Madejova et al., 1999). این عنصر از روند بسیار مشابهی

همچنین مس به شکل عنصر اصلی و یا به‌صورت جانشینی در ساختار برخی از کانیها از جمله آمفیبول، پیروکسن، ارتوکلاز، بیوتیت، مسکویت، تورمالین و مگنتیت می‌تواند حضور یابد (Wilson, 1989; Krauskopf and Bird, 1995) عمده ایجاد پیوندهای Cu^{2+} در کانیهای میکایی از جمله مسکویت می‌تواند توسط حرکت یون‌های K^+ از بین لایه‌های

ایران شهر و فلیش‌های ائوسن واقع در شمال زون مکران دانست. با در نظر گرفتن ارتباط نزدیک‌تر عنصر مس با کانی مسکویت (شکل 9-B)، منشأ این عنصر می‌تواند گرانیت‌ها و پگماتیت‌ها، شیست‌های موجود در افیولیت‌ها و فلیش‌های شمال زون مکران در نظر گرفته شود. بنابراین با توجه به قرارگیری بخش عمده واحدهای سنگ‌شناسی فوق در محدوده حوضه آبریز باهوکلالت و فراوانی بیشتر کانیهای میکایی در این منطقه، عناصر روی و مس بیشتر از طریق رودخانه باهوکلالت به خلیج گواتر و دریای عمان وارد شده‌اند (شکل 1).

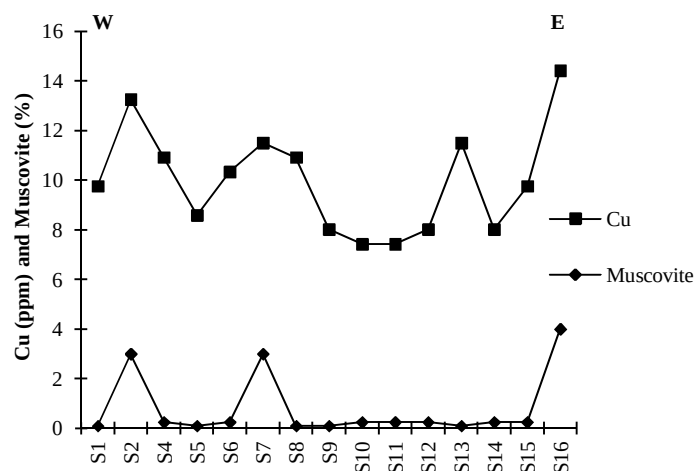
با روند تغییرات درصد کانی مسکویت برخوردار می‌باشد (شکل 5). بنابراین افزایش عنصر مس در ایستگاه S₁₆ را می‌توان به افزایش ناگهانی عنصر مسکویت در این نقطه و کاهش این عنصر در ایستگاه S₁₀ را به کمبود آن نسبت داد. همبستگی نسبتاً مثبتی بین این عنصر و کانی مسکویت نیز مؤید این ارتباط می‌باشد (جدول 3).

با توجه به ارتباط عناصر روی و مس با کانیهای مذکور و لیتولوژی منطقه مورد مطالعه، منشأ اصلی عنصر روی را می‌توان گرانودیوریت‌ها و گابروهای موجود در افیولیت‌های



شکل 4. تطابق روند فراوانی غلظتهای عناصر A: روی و B: مس با درصد کانی بیوتیت از غرب به شرق دریای عمان

Fig. 4. Correlation of A: the Zn concentration, B: the Cu concentration with the biotite percentage from west to east of the Oman Sea



شکل 5. تطابق روند فراوانی غلظت عنصر مس و درصد کانی مسکویت از غرب به شرق دریای عمان

Fig. 5. Correlation of the Cu concentration and the muscovite content from west to east of the Oman Sea

عناصر استرانسیم و کادمیوم

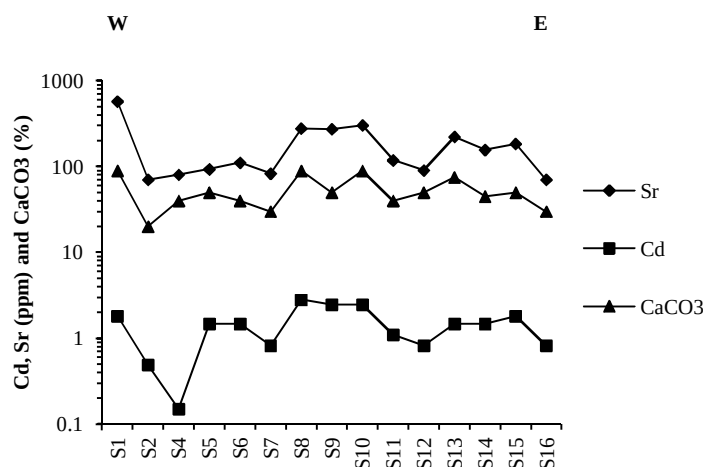
تغییرات غلظت عناصر استرانسیم و کادمیوم از سمت غرب به طرف خلیج گواتر در نوسان بوده ولی به‌طور کلی روند کاهشی نشان می‌دهد. بیشترین مقدار عنصر استرانسیم در ایستگاه S₁ به میزان 576/17 ppm و کمترین مقدار آن در ایستگاههای S₂ و S₁₆ به میزان 78/58 ppm و میانگین مقدار ppm 181/18 می‌باشد. عنصر کادمیوم نیز با بیشترین مقدار در ایستگاه S₈ به میزان 2/81 ppm و کمترین مقدار آن در ایستگاه S₂ به میزان 0/49 ppm و با میانگین 1/43 ppm، از روند مشابهی با استرانسیم برخوردار است (شکل 6). تشابه زیادی بین روند تغییرات غلظتهای عناصر استرانسیم و کادمیوم با میزان کربنات کلسیم در ایستگاهها مشاهده می‌شود (شکل 6). ضریب همبستگی مثبت عناصر Sr²⁺، Cd²⁺ و CaCO₃ در رسوبات مورد بررسی مؤید روند مشابه این دو عنصر با میزان کربنات است (جدول 3).

1,1) Sr²⁺(A°) و Cd²⁺(0.97A°) به علت تشابه یونی با Ca²⁺(1A°) می‌توانند در ساختار کربنات‌ها و سیلیکات‌ها جانشین کلسیم گردند (Wilson, 1989; Krauskopf and Bird, 1995; Efimenko et al., 2010; Kinsman, 2008) بنابراین بیشترین غلظت این عناصر در ایستگاههای S₈، S₁₀ و S₁₃ را می‌توان ناشی از افزایش قابل توجه کربنات کلسیم موجود در این نقاط و کمترین غلظت استرانسیم و کادمیوم در ایستگاههای S₂ و S₄ را ناشی از کاهش کربنات کلسیم در ایستگاههای مذکور در نظر گرفت. کربنات کلسیم

به دو صورت آواری و برجا (صدف موجودات) (شکل 9-C) در رسوبات وجود دارد. بیشترین ذرات آواری کربناته از سنگهای واقع در محدوده فنوج و از طریق حوضه آبریز رابج و سرگان-مچ‌گر (شکل 1) به دریای عمان وارد شده‌اند.

عناصر آهن و منگنز

بیشترین میزان عناصر آهن و منگنز در نمونه‌های ماسه‌ای دریای عمان در ایستگاه S₂ به‌ترتیب به میزان ppm 33626/94 و 535/43 است. کمترین مقدار عنصر آهن در ایستگاه S₁ به میزان 2538/86 ppm و کمترین مقدار عنصر منگنز در ایستگاه S₁₃ به میزان 220/01 ppm است. میانگین مقدار آهن و منگنز به ترتیب 20247/55 ppm و 375/53 ppm است. تغییرات غلظت این عناصر در طول منطقه مطالعاتی از روند خاصی برخوردار نیست (شکل 7-A و B). آهن بالاترین ضریب همبستگی را با عنصر Mn²⁺ دارد که این امر به‌دلیل تشابه شعاع یونی این دو عنصر (Fe²⁺: 0.78A°, Mn²⁺: 0.83A°) است و این عناصر می‌توانند در ساختار بیشتر کانیهای سنگین جای‌گزین یکدیگر گردند (Mange and Wright, 2007). مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک و صیقلی رسوبات منطقه بیانگر ارتباط نزدیکی بین این دو عنصر و میزان کل کانیهای سنگین در ایستگاهها می‌باشد (شکل 8).

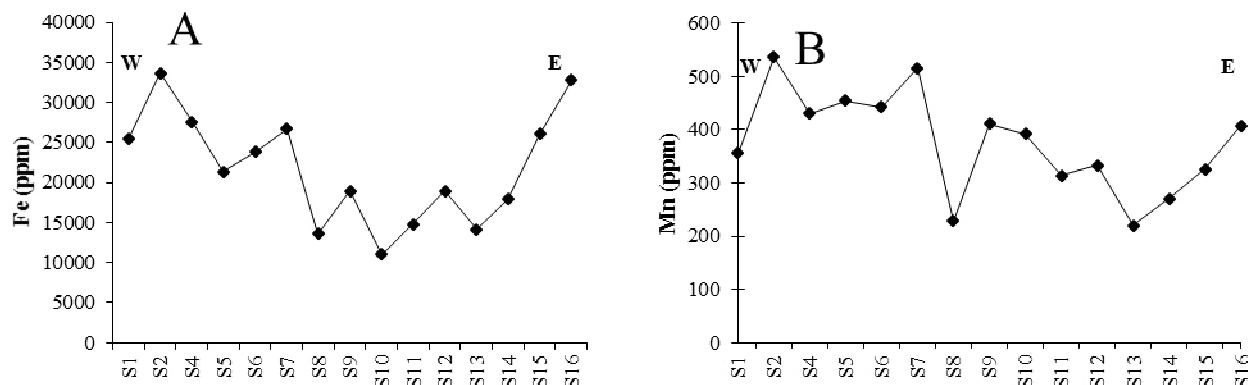


شکل 6. تطابق روند فراوانی غلظت عناصر استرانسیم، کادمیوم و درصد کربنات کلسیم از غرب به شرق دریای عمان

Fig. 6. Correlation of the Sr and Cd concentrations with the CaCO₃ content from west to east of the Oman Sea

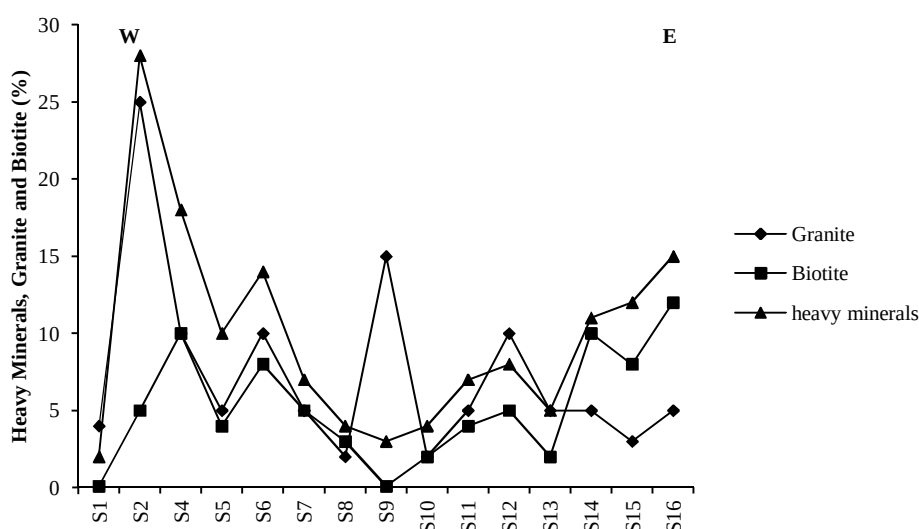
سنگین در این نوع خرده‌های آذرین درونی است (Krauskopf and Bird, 1995). افزایش عناصر آهن و منگنز در ایستگاه S₂ را می‌توان ناشی از افزایش کانیهای سنگین، خصوصاً بیوتیت و همچنین خرده‌های گرانیت بیوتیت دارد این بخش از منطقه در نظر گرفت. بنابراین منشأ احتمالی این عنصر در منطقه مورد نظر، می‌تواند گرانیت و گرانودیوریت‌های موجود در افیولیت ملانژها و گابروهای ناحیه فنوج باشد که عمدتاً از طریق حوضه آبریز رابچ و باهوکلالت (شکل 1) به دریای عمان وارد گردیده‌اند.

این عناصر به دلیل وزن مخصوص زیاد می‌توانند در بیشتر کانیهای سنگین از جمله پیروکسن (شکل D-9) حضور یابند (Bradl, 2005). ضرایب بالای همبستگی این عناصر و کانیهای سنگین نیز این مطلب را به خوبی نشان می‌دهد (جدول 3). از میان کانیهای سنگین موجود در نمونه‌ها، کانی بیوتیت بیشترین ارتباط را با این عناصر نشان می‌دهد (شکل 7-A و B و شکل 8). از طرفی از میان خرده‌سنگهای موجود در نمونه‌های مورد مطالعه، میزان خرده‌سنگهای گرانیتی دارای روندی بسیار مشابه با روند تغییرات این عناصر، خصوصاً عنصر آهن است (شکل 8) که این امر به دلیل حضور کانیهای



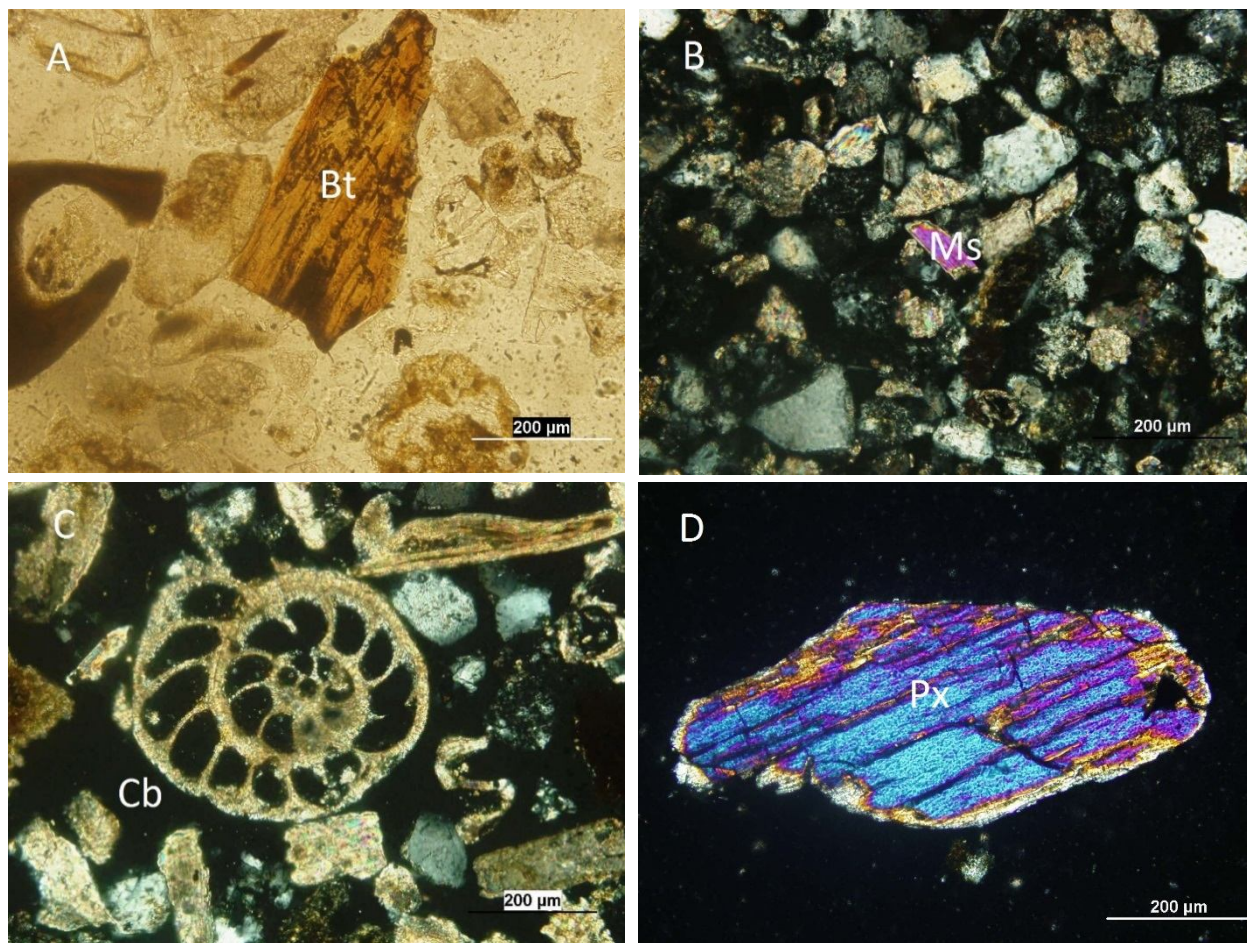
شکل 7. روند فراوانی عناصر A: آهن و B: منگنز از غرب به سمت شرق دریای عمان

Fig. 7. Distribution of A: the Fe concentration, B: the Mn concentration from west to east of the Oman Sea



شکل 8. روند فراوانی کانیهای سنگین، بیوتیت و گرانیت‌های بیوتیت‌دار از غرب به سمت شرق دریای عمان

Fig. 8. Distribution of the biotite, granite and heavy mineral contents from west to east of the Oman Sea



شکل 9. تصاویر میکروسکوپی A: بیوتیت (Bt) در PPL، B: مسکویت (Ms)، C: خرده‌های کربنات (Cb) و D: کانی سنگین (پروکسن) (Px) موجود در رسوبات دریای عمان در XPL

Fig. 9. The microscopic photos of A: biotite (Bt) in PPL B: muscovite C: carbonate fragments (Cb) and D: heavy mineral (pyroxene) (Px) in the sediments of the Oman Sea in XPL

اگر $2 < Ef < 20$ باشد، غنی‌شدگی متوسط است، اگر $20 < Ef < 5$ باشد غنی‌شدگی زیاد و اگر $20 < Ef < 40$ باشد غنی‌شدگی بسیار زیاد است و اگر $Ef > 40$ باشد، غنی‌شدگی فوق‌العاده زیاد است (Sutherland, 2000; Kartal et al., 2006). با توجه به محاسبه غنی‌شدگی عناصر مورد بررسی در نمونه‌ها، عنصر Cd از غنی‌شدگی بسیار زیاد تا فوق‌العاده زیاد برخوردار است. عنصر Sr در ایستگاه‌های مختلف غنی‌شدگی بسیار متفاوتی را نشان می‌دهد و به دلیل تغییرات زیاد در فراوانی خرده‌های کربناته در منطقه، از غنی‌شدگی متوسط تا بسیار زیاد در تغییر است، به طوری که بیشترین غنی‌شدگی این عنصر در ایستگاه S_1 دیده می‌شود. این امر را می‌توان

عامل غنی‌شدگی در رسوب

بر اساس عامل غنی‌شدگی می‌توان میزان غنی‌شدگی عناصر را نسبت به مقدار طبیعی خود سنجید. این عامل بر طبق رابطه $Ef = C/B$ تعیین می‌شود (Sutherland, 2000). در این رابطه Ef عامل غنی‌شدگی، C غلظت عنصر اندازه‌گیری شده در رسوب و B غلظت عنصر در ماده مرجع است. به دلیل ماسه‌ای بودن نمونه‌های منطقه، میانگین جهانی غلظت عناصر موجود در ماسه‌سنگ (Krauskopf and Bird, 1995) به عنوان مرجع در نظر گرفته شد.

بر اساس این عامل، پنج دسته غنی‌شدگی مشخص شده است. اگر $Ef < 2$ باشد، حداقل غنی‌شدگی اتفاق افتاده است. اگر

غلظت عناصر استرانسیم و کادمیوم روند مشابهی با فراوانی اجزای کربناته که منشأ آواری و درجا را دارند، نشان می‌دهند. بر این اساس منشأ آواری این عناصر عمدتاً سازندهای کربناته ناحیه فنوج و چابهار می‌باشند که از طریق حوضه‌های آبریز رایج و سرگان-مچ‌گر به محدوده مورد مطالعه وارد شده‌اند. همراهی عنصر آهن با منگنز در رسوبات به‌وضوح قابل مشاهده است. با توجه به حضور این عناصر در ساختار بسیاری از کانیه‌های سنگین از جمله بیوتیت، منشأ عمده آنها را می‌توان گرانیتهای بیوتیت‌دار کمپلکس قلامان، گرانودیوریت‌های موجود در افیولیت ملانژهای و گابروهای شمال ناحیه فنوج دانست که از طریق حوضه‌های آبریز رایج و باهوکلالت به دریا وارد شده‌اند. تعیین شاخص غنی‌شدگی نشان می‌دهد که رسوبات مورد مطالعه دارای غنی‌شدگی زیاد تا حداکثر نسبت به کادمیوم بوده و نسبت به استرانسیم غنی‌شدگی متوسط تا زیاد دارند. عنصر روی حداقل تا متوسط غنی‌شدگی را نشان می‌دهد و عناصر آهن، مس و منگنز حداقل غنی‌شدگی را دارند.

قدردانی

از تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان که با حمایت‌های مالی زمینه انجام این پژوهش را فراهم کردند و همچنین از شرکت تولید و توسعه انرژی اتمی ایران جهت همکاری در نمونه‌برداری، تشکر و قدردانی می‌شود.

به‌دلیل وجود بیشترین فراوانی خرده‌سنگ کربناته در این ایستگاه بیان کرد (جدول 1)، عنصر Zn حداقل تا متوسط غنی‌شدگی را نشان می‌دهد و عناصر آهن، مس و منگنز حداقل غنی‌شدگی را دارند.

نتیجه‌گیری

بررسی توزیع غلظت فلزات سنگین و تعیین منشأ زمین‌زاد این عناصر در رسوبات دریای عمان در مطالعات زیست‌محیطی اکوسیستم‌های آبی واجد اهمیت زیادی است. بدین منظور در این تحقیق توزیع عناصر سنگین در رسوبات ساحلی دریای عمان مورد بررسی قرار گرفته است. غلظت عناصر مورد بررسی در رسوبات ماسه‌ای به‌ترتیب $Cd (1/42)$ ، $Cu (9/99)$ ، $Zn (36/72)$ ، $Sr (181/18)$ ، $Mn (377/33)$ و $(20247/55)$ Fe است. بررسیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که غلظت عناصر روی و مس با فراوانی کانیه‌های بیوتیت و مسکویت ارتباط خوبی نشان می‌دهد و کانیه‌های در برگیرنده این عناصر از واحدهای زمین‌شناسی نسبتاً مشابهی منشأ می‌گیرند. بیشترین مقدار این دو کانی از گرانودیوریت، گرانیته و گابروهای افیولیت ملانژها و فلیش‌های ائوسن شمال شرق منطقه منشأ گرفته و از طریق حوضه آبریز باهوکلالت به دریای عمان وارد شده‌اند. فاصله افیولیت ملانژهای شرق منطقه تا دریای عمان حداقل $80/2$ و حداکثر $134/6$ کیلومتر و همچنین فاصله فلیش‌های شمال شرقی منطقه حدود $164/4$ کیلومتر تا دریای عمان محاسبه گردیده است. تغییرات

References

- Afaghi, A. and Salak, M., 1977. Geological map of Iran, scale 1:1,000,000. Geological Survey of Iran.
- Ahrens, L.H., 1953. Anion affinity and geochemistry, Part 2 of the use of ionization potentials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 3(1): 1-29.
- Blaxland, A.B., 1971. Occurrence of zinc in granitic biotites. *Mineralium Deposita*, 6(4): 313-320.
- Bradl, H.B., 2005. Heavy Minerals in the Environment. Springer-Verlag, Berlin, 269 pp.
- Efimenko, N., Espangenberg, J., Schneider, J., Chiaradia, M., Adatte, T., Matera, V. and Follmi, K.B., 2010. High Cd concentrations in Bajocian carbonates in the Swiss Jura Mountains: Evidences for hydrothermal input, Goldschmidt 2010, University of Tennessee, Tennessee, USA.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company, Texas, 182 pp.
- Goldschmidt, V.M., 1954. Geochemistry. Clarendon Press, London, 730 pp.
- Grando, G. and McClay, K., 2006. Morphotectonic domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. *Sedimentary Geology*, 196(1-4): 1-23.
- Hajati, A., Abdian, M., Saberian, K. and Shafaei, Z., 2006. Mineralogical and degree of freedom studies of heavy minerals in the coast of Pasabandar dock of the Oman Sea from ore

- processing point of view, 24th Symposium of Earth Sciences, Tehran, Iran. (in Persian)
- Hamzeh, M.A., Boomeri, M., Rezaei, H. and Baskaleh, G.R., 2012. Environmental geochemistry of heavy metals in coastal sediments of the Guatr Bay, closure of the southeastern of Iran. *Journal of Oceanography*, 2(8):11-20. (in Persian)
- Kartal, S., Aydın, Z. and Tokalioglu, S., 2006. Fractionation of metals in street sediment samples by using the BCR sequential extraction procedure and multivariate statistical elucidation of the data. *Journal of Hazardous Materials*, 132(1): 80-89.
- Kinsman, D.J., 2008. Interpretation of Sr (super +2) concentrations in carbonate minerals and rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 39(2): 486-508.
- Krauskopf, K.B. and Bird, D.K., 1995. *Introduction to Geochemistry*. McGraw Hill, New York, 668 pp.
- Lindholm, R., 1987. *A Practical Approach to Sedimentology*. Allen and Unwin, London, 276 pp.
- Madejova, J., Arvaiova, B. and Komadel, P., 1999. FTIR spectroscopic characterization of thermally treated Cu^{2+} , Cd^{2+} , and Li^{+} montmorillonites. *Spectrochimica Acta, Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 55(12): 2467-2476.
- Mange, M.A. and Maurer, H.F.W., 1992. *Heavy minerals in color*. Chapman and Hall, London, 147 pp.
- Mange, M.A. and Wright, D.T., 2007. *Heavy minerals in use: Development in Sedimentology* 58. Elsevier, Amsterdam, 1283 pp.
- McCall, G.J.H., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran. *Journal of the Geological Society of London, Special Publications*, 195: 147-204.
- Micó, C., Recatala, L., Peris, M. and Sanches, J., 2008. Discrimination of lithogenic and anthropogenic metals in calcareous agricultural soils. *Soil and Sediment Contamination: An International Journal*, 17(5): 467-485.
- Nabavi, M.H., (1975) *An introduction to geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 109 pp. (in Persian)
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1981. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York, 618 pp.
- Prins, M.A., Postma, G. and Weltje, G.J., 2000. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the Late Quaternary: the Makran continental slope. *Marine Geology*, 169(3-4): 351-371.
- Saadat, S. and Stern, C.R., 2011. Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos*, 125(1-2): 607-619.
- Sutherland, R.A., 2000. Bed sediment-associated trace metals in an urban stream, Oahu, Hawaii. *Environmental Geology*, 39(6): 661-627.
- Tucker, M.E., 1988. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell, London, 394 pp.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 510 pp.

نحوه نگارش و ارسال مقاله به نشریه زمین‌شناسی اقتصادی

نویسنده محترم:

برای اطلاع از نحوه نگارش و ارسال مقاله به نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به سایت نشریه با نشانی <http://econg.um.ac.ir> مراجعه نمایید.

Biotite and muscovite could mainly originate from the granodiorite, granite, ophiolite-melange gabbro and the Eocene flyschs of northeast of the region.

The main provenance of Zn could be granodiorites and gabbros existing in the Iranshahr ophiolites and flyschs. According to close relationship between Cu and muscovite, provenance of this element can be granites, pegmatites and schists existing in the ophiolites and flyschs of the region. Therefore, Zn and Cu are mostly transported to the Oman Sea and Guatr Bay via Bahookalat River.

Provenance of Sr and Cd are mainly the Fanuch and Chabahar carbonate formations. According to the enrichment factor (Sutherland, 2000) of the studied elements, the sediments are extra-highly to very highly enriched in Cd. The enrichment of Sr changes from medium to very high. Zn shows low to medium enrichment and the sediments are depleted in Fe, Cu and Mn.

Acknowledgement

Financial support by School of Graduate Studies of University of Isfahan and also by the Iranian

Nuclear Energy Production and Development Company are acknowledged.

References

- Bradl, H.B., 2005. Heavy Minerals in the Environment. Springer-Verlag, Berlin, 269 pp.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company, Texas, 182 pp.
- Mange, M.A. and Wright, D.T., 2007. Heavy minerals in use: Development in Sedimentology 58. Elsevier, Amsterdam, 1283 pp.
- Micó, C., Recatala, L., Peris, M. and Sanches, J., 2008. Discrimination of lithogenic and anthropogenic metals in calcareous agricultural soils. Soil and Sediment Contamination: An International Journal, 17(5): 467-485.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1981. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, New York, 618 pp.
- Sutherland, R.A., 2000. Bed sediment-associated trace metals in an urban stream, Oahu, Hawaii. Environmental Geology, 39(6): 661-627.
- Tucker, M.E., 1988. Techniques in Sedimentology. Blackwell, London, 394 pp.



Provenance of the heavy metals in sand sediments of the Oman Sea (Sistan and Baluchestan district)

Maryam Soleimani¹, Hamid Reza Pakzad^{1*}, Mehrded Pasandi¹, Mousa Noghreian¹ and Mehdi Kamali²

1) Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2) Chemical Processes Research Department, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Submitted: July 29, 2013

Accepted: Oct. 25, 2014

Keywords: Sand Sediments, Heavy Minerals Provenance, Heavy Metals, the Oman Sea

Introduction

Mineral composition of source rock is one of the most important factors for concentration and distribution of heavy metals in sediments. Therefore, study on distribution of these elements and the related minerals in sediments provides information about natural origin of elements. Moreover, the interpretation of origin and distribution of sandy sediments is considerably enhanced by mineralogical and geochemical studies of these sediments.

The main objective of this research is to evaluate distribution of Zn, Cu, Sr, Cd, Fe and Mn in sand sediments of the Oman Sea, their relationship with mineral composition of the sediments and also determining their provenance.

Materials and Methods

Sampling of surface sediments of the Oman Sea was performed in 16 sampling stations. Heavy minerals and rock fragments of the sediments in fine and coarse sand sizes respectively were qualitatively and quantitatively studied by polarizing microscope (Folk, 1974; Pettijohn et al., 1981; Tucker, 1988). Concentration of the heavy metals were also analyzed by AAS method (Mico et al., 2008).

Result

Mineralogical composition of the studied sediments contain quartz, feldspars and heavy minerals in their order of abundances. The rock fragments consist of sedimentary, igneous and metamorphic in their order of frequencies as well. The concentrations of the studied heavy metals (in ppm) in the sediments are Cd (1.42), Cu (9.99),

Zn (36.72), Sr (181.18), Mn (377.33) and Fe (20247.55) in their order of abundances.

Distribution of the Zn concentration generally shows decreasing trend from west of the study area to the Guatr Bay. The concentrations of Zn and Cu show close relationship with the frequencies of biotite and muscovite. The Cu concentration also shows positive correlation with the Zn and Fe concentrations. Distribution of the Sr and Cd concentrations is similar to variation of the calcium carbonate content. The Cd and Sr concentrations also show positive correlation with each other and the calcium carbonate content of the sediments.

A close relationship is also observed between the concentrations of Fe and Mn elements and the total amount of heavy minerals. Among the heavy minerals existing in the samples, biotite has the closest relationship with Fe and Mn. Among the rock fragments existing in the sediments, the amount of granitic rock fragments also has a very similar trend to variation of these two elements especially Fe.

Discussion

According to presence of Fe and Mn in structure of many heavy minerals such as biotite (Mange and Wright, 2007; Bradl, 2005), their main provenance can be biotite-bearing granites of Ghalaman complex, granodiorites existing in the ophiolite-melanges and the gabbros located in north of the Fanuch area mostly transported to the Oman Sea via the Rabech and Bahookalat water drainage basins.

The clastic carbonate grains were mostly transported to the Oman Sea by Rabech and Sergan-Mochgar watersheds to the Oman Sea.

*Corresponding authors Email: hpakzad@sci.ui.ac.ir

41.2‰ (avg. -37.6‰) for type A and -52.3 to -54.9‰ (avg. -53.1‰) for type B veins.

Discussion

Based on mineralization style and structures, Th, salinity and composition of fluid inclusions, stable isotope systematics, timing of the mineralization with respect to deformation and metamorphism, host rocks, ore and gangue minerals, the Jian deposit can be classified either as a metamorphogenic or mesothermal Cu-bearing quartz deposit. Precipitation of secondary Cu^+ -sulfide minerals from the Cu^+ complexes present in this fluid would result in sulfide minerals with low copper isotopic variations (-0.45 to +0.49‰) in the Jian copper deposit. This could explain why a low variation in the isotopic composition of Cu is observed in a horizontal plane. Isotopically, mineralization is most probably the result of varied isotopic fractionation processes including low copper leaching, Cu^+ to Cu^{2+} oxidation-reduction reactions, and fluid-mineral fractionations. Oxygen and hydrogen isotope compositions suggest that the main metallization occurred from a metamorphic dehydration in type A veins. These sulfide-bearing quartz veins are interpreted as a small-scale example of redistribution of mineral deposits by metamorphic fluids. This study suggests that mineralization at Jian is interpreted as metamorphogenic in style, probably related to a deep-seated mesothermal system.

Acknowledgements

The authors would like to thank Managing director of the Jian Corporation Ltd. for his help during fieldwork and sampling. Logistical and financial supports were provided by Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University.

References

- Clayton, R.N., and Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27(1): 43-52.
- Fallick, A.E., Jocelyn, J., and Hamilton, P.J., 1987. Oxygen and hydrogen stable isotope systematics in Brazilian agates, In: R. Rodriguez-Clemente (Editor), *Geochemistry of the earth surface and processes of mineral formation*. Instituto de Geologia (Consejo Superior de Investigaciones Científicas-Spanish National Research Council), Madrid, pp. 99-117.
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, Amsterdam, 203 pp.
- Mathur, R., Titley, S., Barra, F., Brantley, S., Wilson, M., Phillips, A., Munizaga, F., Maksaev, V., Vervoort, J. and Hart, G., 2009. Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3): 1-6.



Mineralization and leaching process in the Jian copper deposit, northeastern Fars province: Application of petrography and stable isotopes

Farid Moore¹, Abbas Etemadi^{*2}, Sina Asadi¹ and Nasim Fattahi¹

1) Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

2) Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Submitted: Feb. 5, 2014

Accepted: June 21, 2014

Keywords: *stable isotope, metamorphic fluid, copper deposit, Jian (Bavanat), Sanandaj-Sirjan zone.*

Introduction

One of the first principles in the formation of a reserve is mineralogical, construction and mineral textures studies and investigation of paragenetic relations in the ore minerals. In addition, to petrographic studies, isotopic investigations have wide applications in economic geology. In general, copper isotope variability in primary (high temperature) mineralization forms a tight cluster, in contrast to secondary mineralization, which has a much larger isotope range. A distinct pattern of heavier copper isotope signatures is evident in supergene samples, and a lighter signature characterizes the leached cap and oxidation-zone minerals. This relationship has been used to understand oxidation–reduction processes (Hoefs, 2009). Also for a better understanding of the origin of the Jian Cu deposit, this research focuses on the origin and composition of the fluid and elucidation of its evolution during the mineralization process. In order to achieve this end, field observations, vein petrography, microthermometry of fluid inclusions and stable isotope analyses of veins and minerals were investigated. The present study also compares high and low temperature sulfide samples in an attempt to document and explain diagnostic $\delta^{65}\text{Cu}$ ranges in minerals from the Jian deposit.

Materials and methods

The samples were taken from different depths to measure Cu isotope variations within each reservoir. Mineralogical composition was determined using X-ray diffractometry. In addition, chromatographic separation was carried

out on all samples (except for native Cu samples) in a clean lab and was conducted as outlined in Mathur et al. (Mathur et al., 2009). These samples were measured into a Multicollector Inductively-Coupled-Plasma Mass Spectrometer (MC-ICPMS, the Micro mass Isoprobe at the University of Arizona) in low resolution mode using a microconcentric nebulizer to increase sensitivity for the samples with lower concentrations of copper. Preparation and analysis of quartz for oxygen isotopes was performed using the standard techniques detailed by Clayton and Mayeda (Clayton and Mayeda, 1963). Fluid inclusions were extracted for δD measurement from quartz samples selected as far as possible to avoid late inclusions. The methods were standard and similar to those published in Fallick et al. (Fallick et al., 1987). Stable isotope analysis for oxygen and hydrogen isotopes was undertaken at the isotope geochemistry laboratory, University of Queensland.

Results

$\delta^{65}\text{Cu}$ values for analyzed samples range from -0.45 to +0.49 ‰ in the secondary copper minerals (malachite). The $\delta^{18}\text{O}$ values for analyzed quartz samples, collected from different quartz veins of the Jian deposit, fall in a narrow range varying from +15.8 to +18.4‰ (avg. +16.7‰) for type A veins and +16.6 to +17.9‰ (avg. +17.2‰) for type B veins. The $\delta^{18}\text{O}$ values of the fluids calculated from the Jian quartz samples range from +7.6 to +10.7‰ (avg. +9.1 ‰) for type A veins and +4.7 to +5.1‰ (avg. +4.9 ‰) for type B veins. The δD values of the fluid inclusions hosted by quartz samples range from -33.1 to -

*Corresponding authors Email: moore@susc.ac.ir

level of moisture which can be sign of the particular status in them.

Discussion

According to the field observations, channels with a strong flow of warm and humid air were detected in the depth of 3 to 5 meters of the investigated waste rock dumps. High content of humidity (8.25 and 13.43 percent) and sulfate (4.5 and 7.02 percent) were observed together with low content of pyrite (1.5 and 6.23 percent) and acidic paste pH values (3.13 and 2.88) around these channels. Therefore, from the relation of these occurrences, it can be inferred that the air convection is important for supply oxygen to pyrite oxidation in the waste dumps of Sarcheshmeh.

The results also indicate that, two main factors including grain size distribution and formation of hardpan layer on top of old weathered rocks are responsible for the decreasing of oxygen transformation rate via the molecular diffusion mechanism through the waste rock dumps.

Considering the presence of coarse grain and poorly graded material as a proper media for air convection and also hardpan layer as a confining factor in molecular diffusion of oxygen, it can be deduced that the air convection is the main important mechanism to supply oxygen for weathering and oxidation reactions in the waste rock dumps. The abundance of oxygen and high temperatures in such conditions are also favorable for bacterial activities, which can then accelerate the pyrite oxidation in lower depth of dump.

It is expected that the results of this study could be useful as a basis for providing the remediation strategies to control acidic drainage. So that knowing the domination of air convection and presence of hardpan justify controlling the flux of oxygen from the coarse material in bottom of waste dump. Therefore, it would be wrong to construct the impermeable layer on the surface of waste dump for arresting the oxygen diffusion as a traditional method in the remediation.

Acknowledgement

The authors appreciate the cooperation of the Research and Development Division of the Sarcheshmeh Copper Complex for financial

support and access to sampling and analysis facilities.

Reference

- Blowes, D.W., Reardon, E.J., Jambor, J.L. and Cherry, J.A., 1991. The formation and potential importance of cemented layers in inactive sulfide mine tailings. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(4): 965-978.
- Borden, R.K., 2003. Environmental geochemistry of the Bingham Canyon porphyry copper deposit, Utah. *Environmental Geology*, 43(7): 752-758.
- Cathles, L.M. and Apps, J.A., 1975. A model of the dump leaching process that incorporates oxygen balance, heat balance, and air convection. *Metallurgical Transactions B*, 6(4): 617-624.
- Davis, G.B. and Ritchie A.I.M., 1986. A model of oxidation in pyritic mine wastes: part 1: Equations and approximate solution. *Applied Mathematical Modeling*, 10(5): 314-322.
- Elberling, B., Nicholson, R.V., Reardon, E.J. and Tibble, R., 1994. Evaluation of sulphide oxidation rates: a laboratory study comparing oxygen fluxes and rates of oxidation product release. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(3): 375-383.
- Jannesar Malakooti, S., Shafaei Tonkaboni, S.Z., Noaparast, M., Ardejani, F.D. and Naseh, R., 2014. Characterisation of the Sarcheshmeh copper mine tailings, Kerman province, southeast of Iran. *Environmental Earth Sciences*, 71(5): 2267-2291.
- Jaynes, D.B., Rogowski, A.S. and Pionke, H.B., 1984. Acid mine drainage from reclaimed coal strip mines 1. Model description. *Water Resources Research*, 20(2): 233-242.
- Morin, K.A., Cherry, J.A., Dave, N.K., Lim, T.P. and Vivyurka, A.J., 1988. Migration of acidic groundwater seepage from uranium-tailings impoundments, 1. Field study and conceptual hydrogeochemical model. *Journal of Contaminant Hydrology*, 2(4): 271-303.
- Wunderly, M.D., Blowes, D.W., Frind, E.O. and Ptacek, C.J., 1986. Sulfide mineral oxidation and subsequent reactive transport of oxidation products in mine tailings impoundments: A numerical model. *Water Resources Research*, 32(10): 3173-3187.



Investigation on the oxygen transport mechanisms in the Sarcheshmeh waste rock dumps

Saeed Yousefi^{1*}, Faramarz Doulati Ardejani², Arezoo Abedi³, Mansour Ziaii³, Esmat Esmail Zadeh⁴

1) Nehbandan Faculty of Mining, University of Birjand, Nehbandan, Iran

2) School of Mining Engineering, Engineering College, University of Tehran, Tehran, Iran

3) School of Mining, Petroleum and Geophysics, University of Shahrood, Shahrood, Iran

4) Sarcheshmeh Copper Complex, Research and Development Center, Rafsanjan, Iran

Submitted: Mar. 12, 2014

Accepted: June 11, 2014

Keywords: Waste Rock dump; Sulphide minerals oxidation; Diffusion; Convection; Heterogeneity; Hardpan; Sarcheshmeh copper mine

Introduction

Pyrite oxidation and acid mine drainage (AMD) are the serious environmental problems associated with the mining activities in sulphide ores. The rate of pyrite oxidation is governed by the availability of oxygen (Borden, 2003). Therefore, the identifying oxygen supplying mechanism is one of the most important issues related to the environmental assessment of waste rock dumps (Cathles and Apps, 1975; Jaynes et al., 1984; Davis and Ritchie, 1986). Although comprehensive researches were performed on the mathematical description of oxygen transport processes using the numerical modeling (Morin et al., 1988; Blowes et al., 1991; Wunderly et al., 1986; Elberling et al., 1994; Jannesar Malakooti et al., 2014), so far, the interactions between these processes and geochemical and mineralogical characteristics has not been studied especially in waste rock dumps. Therefore the main objective of this study is to identify the evidences for knowing the oxygen transport mechanisms in the waste dumps and also, its role in intensity of pyrite oxidation. It is expected that such these structural studies could be useful for better understanding of dominant processes in numerical modeling and also providing environmental management strategies in the study area and other sites by similar characteristics.

Materials and Methods

In this study, thirty solid samples were collected from six excavated trenches in the waste rock dumps No. 19 and 31 of the Sarcheshmeh porphyry copper mine. Collected samples were

studied using several methods such as XRD, ASTM-D2492, paste pH and grain size distribution. The results obtained from these methods were used with the field observations in order to characterize some detail information about oxygen supplying mechanisms for oxidation reactions in the waste rock dumps.

Result

The main minerals found by the XRD analysis were quartz and muscovite which were present in all samples. Pyrite, orthose, albite, and chlorite were also present in some samples. The carbonate content as the major neutralizing agent was zero in all samples. Due to the presence of sulfide minerals, mainly as pyrite, and also lack of any carbonate minerals, the AMD generation from the Sarcheshmeh waste rocks during the weathering reactions is predictable. At the Sarcheshmeh mine waste, several secondary minerals such as butlerite, jarosite and gypsum were detected by XRD at some depths. Moreover, amorphous iron oxyhydroxide minerals visually observed in waste dumps were not detected by XRD due to being negligible and low level of crystallinity. Hence, they were measured in terms of (Fe_{o-h}) by ASTM standard test method. The ASTM-D2492 standard test showed that pyrite, sulphate and iron oxyhydroxide minerals (Fe_{o-h}) are present in all samples. Against the XRD method, the test even detected the negligible content of the minerals. The paste pH tests showed that 15 samples were acid-producing because they had pH lower than 4. On the basis of moisture content results, the samples by name A6, A7, B1 and B2 showed high

*Corresponding authors Email: s.yousefi@birjand.ac.ir

chalcopyrite. Goethite is a supergene mineral. Quartz and chlorite are present in the gangue minerals that represent vein-veinlet, vug infill, colloform, cockade and crustiform textures.

The Mesgar volcanic host rocks are characterized by LILE and LREE enrichment coupled with HFSE depletion. They have positive U, Th and Pb and negative Ba, Nb, P and Ti anomalies. Our geochemical data indicate a calc-alkaline affinity for the volcanic rocks (Kuster and Harms, 1998; Ulmer, 2001), and suggest that they originated from mantle melts contaminated by the crustal materials (Chappell and White, 1974; Miyashiro, 1977; Harris et al., 1986). The ore zones show lower concentrations of REE, except Ce, relative to fresh volcanic host rocks. LREE are more depleted than HREE. These signatures indicate high rock-fluid interaction in Mesgar.

Comparison of the geological, mineralogical, geochemical, textural and structural characteristics of the Mesgar occurrence with different types of iron deposits reveals that iron mineralization at Mesgar is originally formed as volcano-sedimentary, and then reconcentrated as vein mineralization by hydrothermal fluids (Barker, 1995; Marschik and Fontbote, 2001, Shahidi et al., 2012).

Acknowledgements

The authors are grateful to the University of Zanjan Grant Commission for research funding. Journal of Economic Geology reviewers and editor are also thanked for their constructive suggestions on alterations to the manuscript.

References

- Barker, D.S., 1995. Crystallization and alteration of quartz monzonite, Iron Spring mining district, Utah, relation to associated iron deposits. *Economic Geology*, 90 (8): 2197–2217.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8(2): 173–174.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward, and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 67–81.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northern parts of the Late Neoproterozoic East Africa Orogen: a review. *Lithos*, 45(1): 177–195.
- Marschik, R. and Fontbote, L., 2001. The Candelaria-Punta Del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*, 96(8): 1799–1826.
- Miyashiro, A., 1977. Nature of alkalic volcanic series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(1): 91–110.
- Rādfar, J., Mohammadiha, K. and Ghahraeipour, M., 2005. Geological map of Zarrin Rood (Garmab), scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Shahidi, E., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2012. Structure, texture and mineralography of Mesgar iron occurrence, south Gheydar. 4th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Birjand, Birjand, Iran. (in Persian with English abstract)
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge- the role of H₂O in the genesis of mantle-derived arc-related magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127(1): 215–232.



Investigation on type and origin of iron mineralization at Mesgar occurrence, south of Zanjan, using petrological, mineralogical and geochemical data

Mohammad Ebrahimi, Hossein Kouhestani* and Ehsan Shahidi

Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Submitted: Sep. 25, 2013

Accepted: Mar. 18, 2014

Keywords: Iron mineralization, hydrothermal vein, breccia, alteration, Mesgar, Zanjan.

Introduction

Mesgar iron occurrence is located in northwestern part of the Central Iran, 115 km south of Zanjan. Although there is a sequence of volcanic-pyroclastic rocks accompanied by iron mineralization, no detailed works had been conducted in the area. The present paper provides an overview of the geological framework, the mineralization characteristics, and the results of geochemical study of the Mesgar iron occurrence with an application to the ore genesis. Identification of these characteristics can be used as a model for exploration of this type of iron mineralization in the Central Iran and elsewhere.

Materials and methods

Detailed field work has been carried out at different scales in the Mesgar area. About 16 polished thin and thin sections from host rocks and mineralized and altered zones were studied by conventional petrographic and mineralogic methods at the Department of Geology, University of Zanjan. In addition, a total of 3 samples from least-altered volcanic host rocks and 2 samples from ore zones from the Mesgar occurrence were analyzed by ICP-MS and ICP-OES for whole-rock major and trace elements and REE compositions at the Zarazma Laboratories, Tehran, Iran.

Results and Discussion

Based on field observation, rock units exposed in the Mesgar area consist of Miocene sedimentary rocks and volcanic-pyroclastic units (Rādfar et al., 2005). The pyroclastic units consist of volcanic breccia and agglomerate. They lie concordantly on the Miocene sedimentary units, and are in turn concordantly overlain by andesitic basalt lavas.

The lavas show porphyritic texture consisting of plagioclase (up to 3 mm in size) and pyroxene phenocrysts set in a fine-grained to glassy groundmass. Seriate, cumuloaphytic, glomeroporphyritic and trachytic textures are also observed.

Iron mineralization occurs as vein and lens-shaped bodies within and along the contacts of pyroclastic (footwall) and andesitic basalt lavas (hanging wall). The veins reach up to 150 m in length and average 1.5 m in width, reaching a maximum of 3 m. Two stages of mineralization identified at Mesgar. Stage-1 mineralization formed before the hydrothermal brecciation events. This stage is characterized by disseminated fine-grained hematite in the andesitic basalt lavas. Clasts of stage-1 mineralization have been recognized in the hydrothermal breccias of stage-2. Stage-2 is represented by quartz, hematite and chlorite veins and breccias cement. This stage contains abundant hematite, together with minor magnetite and chalcopyrite.

The hydrothermal alteration assemblages at Mesgar grade from proximal quartz and chlorite to distal sericite and chlorite-calcite. The quartz and chlorite alteration types are spatially and temporally closely associated with iron mineralization. The sericite and chlorite-calcite alterations mark the outer limit of the hydrothermal system. Supergene alteration (kaolinite) is commonly focused along joints and fractures.

The ore minerals at Mesgar formed as vein and hydrothermal breccia cements, and show vein-veinlet, massive, brecciated, clastic and disseminated textures. Hematite is the main ore which is accompanied by minor magnetite and

*Corresponding authors Email: kouhestani@znu.ac.ir

anomaly for Nb and Zr. Gabbros from southeast of Fariman have an island arc tholeiite nature and based on trace element diagrams, they formed as a result of 3 to 10% partial melting of a garnet lherzolite source.

The mineralogy, texture and geochemistry of the studied rocks show striking similarities with gabbroic rocks of subduction zone developed in supra subduction zone of arc-marginal basin setting.

Acknowledgments

The Research Foundation of Ferdowsi University of Mashhad, Iran, supported this study (Project 28035.2). I thank the university authorities for funding.

Reference

- Beard, J.S., and Borgia, A., 1989. Temporal variation of mineralogy and petrology in cognate gabbroic enclaves at Arenal volcano, Costa Rica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103(1): 110–122.
- Costa, F., Dungan, M.A., and Singer, B.S., 2002. Hornblende- and phlogopite-bearing gabbroic xenoliths from Volcán San Pedro (36°S), Chilean Andes: Evidence for melt and fluid migration and reactions in subduction-related plutons. *Journal of Petrology*, 43(3): 219–241.
- Heliker, C., 1995. Inclusions in Mount St. Helens dacite erupted from 1980 through 1983. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4): 115–135.
- Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M.J., Parada, M.A., Lopez-Escobar, L. and Frey, F.A., 1995. Crustal xenoliths from Calbuco volcano, Andean southern volcanic zone: Implications for crustal composition and magma-crust interaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(4): 331–344.
- Mandal, A., Ray, A., Debnath, M. and Paul, S.B., 2012. Geochemistry of hornblende gabbro and associated dolerite dyke of Paharpur, Puruliya, West Bengal: Implication for petrogenetic process and tectonic setting. *Journal of Earth System Science*, 121(3): 793–812.
- Partovifar, F., 2012. Petrology and geochemistry studies of granitic rocks from Chahak village, Kariz-Now area, southeast of Fariman, Iran. Unpublished M.Sc. thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 145 pp. (in Persian)



Petrology and geochemistry of Late Proterozoic hornblende gabbros from southeast of Fariman, Khorasan Razavi province, Iran

Seyed Masoud Homam

Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Submitted: Apr. 1, 2014

Accepted: July 22, 2014

Keywords: *Hornblende Gabbro, Granite, Tholeiitic Basalt, Subduction zone, MORB, Overgrowths, Fariman*

Introduction

Hornblende-bearing gabbroic rocks are quite common in subduction-related magmatic suites and considered to represent magmatic differentiation process in arc magmas (Heliker, 1995; Hickey-Vargas et al., 1995; Mandal and Ray, 2012). The presence of hornblende as an important mineral phase in gabbroic rocks of subduction zone has been considered either as an early crystallizing mineral from water-bearing mafic magmas (Beard and Borgia 1989; Mandal and Ray, 2012) or as a product of reaction of early crystallized minerals (olivine, pyroxene and plagioclase) and water-rich evolved melt/aqueous fluid (Costa et al., 2002; Mandal and Ray, 2012). The careful study of petrology and geochemistry of hornblende-bearing gabbroic rocks from Chahak area, of Neoproterozoic age, can provide important information about their petrogenesis. Because of the special characteristics of Chahak hornblende gabbros according to their age and their situation in the main structural units of Iran, their study can present critical keys for the knowledge of geological history of Iran specially central Iran zone.

Material and Methods

This study carried out in two parts including field and laboratory works. Sampling and structural studies were carried out during field work. Geological map for the study area was also prepared. 65 thin and polished thin sections for petrographical purpose were studied. Major oxides, rare earth elements and trace elements were analyzed for 4 samples (92P-1, 92P-3, B1 and B6) from hornblende gabbros on the basis of 4AB1 method using ICP-MS of ACME Laboratory from Canada. In addition, major

oxides of three hornblende gabbro samples (89P-62, 89P-59 and 89P-46) were used from Partovifar (Partovifar, 2012).

Results and discussion

Fariman metamorphic terrains, of Proterozoic age, consist of metamorphosed sedimentary and igneous (plutonic and volcanic) rocks. Hornblende gabbros of the study area include plagioclase, hornblende, biotite pyroxene and olivine as major minerals and apatite, ilmenite and magnetite as minor minerals. In many examples, hornblende and biotite can be seen as corona textures around plagioclase, pyroxene and olivine, while plagioclase, pyroxene and olivine show obviously corrosion features. This can be considered to be formed by the reaction of early formed crystals with aqueous fluid/evolved melt. In some cases, amphiboles show rhythmic overgrowths. The rhythmic amphibole overgrowths represent deep-seated crystallization in a volatile-rich magma under conditions of high but varying gas pressure. In the study area, the most dominant texture of the hornblende gabbros is hypidiomorphic granular, but intergranular and porphyritic textures are common too.

Based on geochemical data from major and minor elements, studied rocks belong to tholeiite series with meta-aluminous nature. The geochemical behavior of main elements of the studied rocks reveals the normal trend of differentiation in their magma. Chondrite-normalized REE diagram of hornblende gabbros indicates an obvious enrichment of LREE in compare with HREE. MORB-normalized spider diagrams indicate variable enrichment in LILE and depletion in high field strength elements (HFSE). Primitive mantle-normalized spider diagram show negative

The mean of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ are 0.705-0.707 and 0.5135-0.5126 for I-type series, respectively. $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ amounts for I-type series are in negative to positive limit ranges (-1.65 to 1.33). These amounts show subduction source with contamination to continental crust.

Two type alteration and mineralization occur in Kashmar: 1) primary alterations (advanced argillic+ sericite+ silicification) which are synchronous with sulfide base-metal veins (chalcopyrite+ pyrite± galena± quartz± chloride) and 2) Lateral alterations (carbonatization+ Fe-oxides+ silicification+ epidotization+ chloride+ sericite+ barite) which are synchronous with IOCG veins (specularite+ chalcopyrite+ pyrite± galena± sphalerite± barite± siderite ± etc.). Primary centralized and sulfide base-metal veins in crosscutting points between Dorouneh fault and minor faults. Bahariyeh, Uchpalang and Sarsefidal areas are located in these crosscutting points. Tourmaline (demortierite) ±chloride fill the fractures in the intrusive rocks of southern part of area next to the Dorouneh fault occasionally. Lateral alteration synchronous with IOCG veins occur in Kamarmard area. Geochemical data of all veins show Cu, Pb, Zn anomalies (>1%) in two type veins, Au anomalies (to about 15 ppm) only in IOCG veins, Mn anomalies in two type veins and Ba anomalies in IOCG veins.

Alteration and mineralization in the world-class IOCG deposits identified by sodic-calcic and potassic (hydrothermal actinolite and biotite) and magnetite± gold in deep parts (Sillitoe, 2003) and advanced argillic+ pyrite+ sericite+ tourmaline (demortierite) in shallow parts (Ray and Dick, 2002). Generally, alteration in the study area is similar to shallow parts of world-class IOCG deposits. Tanourjeh is a IOCG deposit next to the northwest of the study area. In Tanourjeh, the gold-bearing magnetite is synchronous to potassic alteration (hydrothermal biotite) and other alterations are advanced argillic, silicification and sericite. These characteristics are similar to deep parts of world-class IOCG deposits. Bahariyeh, Uchpalang and Sarsefidal have similarities to alterations in Tanourjeh. Considering Tanourjeh lie in the lower level rather to Bahariyeh, Uchpalang and Sarsefidal, we believe they erosion surface in Tanourjeh is lower. Kamarmard lies in the highest erosion surface in the study area. Alterations and Mineralization as similar to Kuh e Zar IOCG deposit (specularite+chalcopyrite+gold) which is next to the

Kamarmard area in Northeast of study area. In Bahariyeh-Uchpalang areas we can see only one IOCG vein but in Sarsefidal area exist several IOCG vein. Because of current surface in Bahariyeh-Uchpalang areas is lower than Sarsefidal current surface in Sarsefidal is lower than Kamarmard, we believe that IOCG vein in Bahariyeh-Uchpalang area have been eroded. We Believe to two circulation of oxidized Fe-bearing hydrothermal fluid in Kashmar. During the first circulation, Potassic alteration and gold-bearing magnetite bodies in depth and primary alterations with sulfide base-metal veins was formed. At the second circulation, lateral alterations and IOCG veins was formed at the near of paleo-surface.

References

- Aghanabati, A., 1995. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Iran, 606 pp.
- Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos*, 148: 98-111.
- Karimpour, M.H., 2006. Cu-Au mineralization accompany with magnetite-specularite (IOCG) and examples in Iran. 9th Geological Society of Iran Conference, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran.
- Mazloomi Bajestani, A., 2009. Mineralization, Geochemistry and Au-W mineralization in Koh e Zar of Torbat e Heydarieh area. Ph.D. Thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran, 291 pp.
- Muller, R. and Walter, R., 1983. Geology of the Precambrian-Paleozoic Taknar inlier, northwest of Kashmar, Khorasan province, northeast Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 50, 252 pp.
- Ray, G.E. and Dick, L.A., 2002. The Productora prospect in north-central Chile: An example of an intrusion-related Candelaria type Fe-Cu-Au hydrothermal system. Porter GeoConsultancy Publishing, Adelaide, 2:131-151.
- Sillitoe, R.M., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view. *Mineralium Deposita*, 38(7): 787-812.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134-150.



Geology, mineralization, U-Pb dating and Sr-Nd isotope geochemistry of intrusive bodies in northeast of Kashmar

Alireza Almasi¹, Mohammad Hassan Karimpour^{1*}, Khosrow Ebrahimi Nasrabadi¹, Behnam Rahimi¹, Urs Klötzli² and Jose Francisco Santos³

1) Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2) Department of Geology, Vienna University, Austria

3) Department of Geology, Aveiro University, Portugal

Submitted: Dec. 23, 2014

Accepted: May 9, 2015

Keywords: *Shear zone, I/A type magmatism, U-Pb Zircon Dating, Sr-Nd isotopes, IOCG, Subduction*

Introduction

The study area is located in central part of the Khaf-Kashmar-Bardaskan belt which is volcano-plutonic belt at the north of the Dorouneh fault in the north of Lut block. The north of the Lut block is affected by tectonic rotation and subduction processes which occur in the east of Iran (Tirrul et al., 1983). The magmatism of Lut block begins in Jurassic and continues in Tertiary (Aghanabati, 1995). Karimpour (Karimpour, 2006) pointed out the Khaf-Kashmar-Bardaskan belt has significant potential for IOCG type mineralization such as Kuh-e-Zar, Tannurjeh, and Sangan (Karimpour, 2006; Mazloumi, 2009). The data gathered on the I-type intrusive rocks include their field geology, petrography, U-Pb zircon dating and Sr-Nd isotope and also alteration and mineralization in the study area.

Materials and methods

- Preparation of 150 thin sections of rock samples for study of petrography and alteration of the intrusive rocks.
- Magnetic susceptibility measuring of intrusive rocks.
- U-Pb dating in zircon of I-type intrusive rocks by Laser-Ablation Multi Collector ICP-MS method.
- Sr-Nd analysis on 5 samples of I-type intrusive rocks by Multi-Collector Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS) VG Sector 54 instrument.
- Mineralography and paragenetic studies of ore-bearing quartz veins and geochemical analysis for 28 samples.
- Production of the geology, alteration and mineralization maps by scale: 1:20000 in GIS.

Results

Oblique subduction in southern America initiated an arc-parallel fault and shear zones in the back of

continental magmatic arc (Sillitoe, 2003). Because of this event, pull-apart basins were formed and high-K to shoshonitic calc-alkaline I- and A-type magmatism occur (Sillitoe, 2003). Most important deposits accompany with this magmatism are Au-Cu deposits types and Fe-Skarns (Sillitoe, 2003). We have similar scenario to Neotethys subduction. Khaf-Kashmar-Bardaskan volcano-plutonic belt is located between Neotethys suture and Alborz-Sabzevar Back-arc (Asiabanha and Foden, 2012). We suggest Khaf-Kashmar-Bardaskan volcano-plutonic belt forms at the arc-parallel fault and shear zones in the back of continental magmatic arc. In the basis of all evidences (Shear zone system, high-K to shoshonitic calc-alkaline I- and A-type magmatism, typical alterations related to upper zones of IOCG deposits and IOCG mineralization), we suggest IOCG (Au-Cu) mineralization in Kashmar.

Discussion

On the basis of former regional (Muller and Walter, 1983) and local structural studies (this research), regional compression causes sinistral strike-slip movements of Dorouneh and Taknar faults, shear zone, pull-apart and Riedel fractures (P, R and R' types) in the study area. These events cause magma intrusion and circulation of hydrothermal fluids. On the basis of geology, geochemistry and magnetic susceptibility measuring of intrusive rocks, several high K to shoshonitic calc-alkaline to alkaline I-type and one A-type intrusive rocks are intruded in Kashmar area. Swarm dykes are the youngest and the agent for alteration and mineralization. U-Pb dating related to quartz monzonite body (preventative sample for I-type intrusive rocks which are older than A-type series) show 40 Ma (Middle Eocene) for this rock group in Kashmar.

*Corresponding authors Email: karimpur@um.ac.ir

also includes A1, A2 and A3 alternatives; as pink, green and white calcite respectively.

The weighted normalized decision matrix can be calculated by multiplying the normalized evaluation matrix with its associated weight to obtain the result. The result show that Eu anomaly, volume, Sr abundant and Ce anomaly in order have higher role to investigate the geochemical study of area. Calculation of the relative closeness to the ideal solution (CI^*) for pink, green and white calcites are 0.837, 0.445 and 0.157 respectively. It can be deduced that the most preferable calcite to be sampled for investigating geochemically are pink and green calcites.

References

- Cheng, D.L., Jiang-haob, L., Shou-pengc, Z., Lianga, L., Zhao-bina, Y., Guo-lina, G. and Tinga, L., 2013. Geochemical characteristics of calcite and dolomite in sandstone of Dongying Sinking, Shandong Province, China. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7(4): 504 – 507.
- Eftekharneshad, J., 1973. Geological map of Mahabad, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Momenei, M., 2006. New aspects of operation research. Tehran University Press, Tehran, 326 pp. (in Persian)
- Nesbitt, H.W., MacRae, N.D. and Kronberg, B.I., 1990. Amazon deep-sea fan muds: light REE enriched products of extreme chemical weathering. *Earth Planet Science Letters*, 100(1): 118-123.
- Stocklin, J. and Nabavi, M., 1972. Tectonic Map of Iran, scale: 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth elements evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 301(3): 381-399.
- Zhijun, W., Louis N. and Yuen, W., 2013. Modelling cracking behavior of rock mass containing inclusions using the enriched numerical manifold method. *Engineering Geology*, 5(1): 1-52.



Use of multiple attributes decision-making Technique for Order Preference by Similarity to Ideal Solution (TOPSIS) for Ghare-Gheshlagh calcite in determination of optimum geochemical sampling sites

Mansour Rezaei Azizi^{1*}, Samad Alipour¹ and Jafar Abdollahi Sharif²

1) Department of Geology, Faculty of science, Urmia University, Urmia, Iran

2) Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, Urmia University, Urmia, Iran.

Submitted: Sep. 17, 2013

Accepted: June 15, 2014

Keywords: TOPSIS, Geochemistry, Calcite, Optimum sampling sites, Ghare-Gheshlagh, Sanandaj-Sirjan zone.

Introduction

Several valuable calcite deposits are located in Ghare-Gheshlagh, south basin of Urmia Lake, NW Iran. Ghare-Gheshlagh area is situated in the northern part of tectono-sedimentary unit, forming NW part of Tertiary Sanandaj-Sirjan geological belt (Stocklin and Nabavi, 1972). The predominant rock types of the area include light color limestones (Qom Formation) and Quaternary alluviums and underlined dolomite in depth (Eftekharnejhad, 1973). The thickness of these units varies between 10 cm and 6 meters and up to some hundred meters in length.

In the present study, the effect of geochemical parameters responsible for precipitating calcite from the carbonate aqueous fluids is interpreted by the TOPSIS method to find the most preferable sampling sites and geochemical data.

Materials and Methods

A total of 20 samples were taken from a NE-SW trending profile including 15 calcites of fresh surface outcrops (5 samples per each colored calcite units) in order to determine the nature of the rocks. The mineral assemblages were analyzed by optical methods in combination with XRD powder diffraction analysis. Major elements were determined by X-Ray Fluorescence Spectrometry (XRF), trace and rare earth elements were determined by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) in Geological Survey of Iran.

Results

The abundances of trace elements were normalized to the continental crust values (Taylor

and McLennan, 1981). The green calcite revealed enrichment in Rb and Sr, while green and white calcite were enriched in U. The U enrichment in the green calcite indicates the reduction condition of deposition. Incompatible elements such as Ba, Th, Nb and P depleted in all calcites. Varying the Sr/Ba value between 3.18 and 5.21% indicates the continental deposition environment and non-magmatic waters as well (Cheng et al., 2013). The Sr^{2+} content of calcites varies from 123 to 427 ppm, indicates suitable condition for calcite precipitation.

Eu anomalies for green, white and pink calcites were varied 0.087, 0.247 and 0.997 respectively. The low amounts of Eu anomaly for green and white calcites attributed to low rock/fluid ratio (Nesbitt et al., 1990) and relatively more pH value (Cheng et al., 2013), however, increasing the Eu anomaly may be due to high rock/fluid ratio and less pH value. Ce anomalies are 0.0241, 0.0113 and 0.0131 in pink, white and green calcites respectively. The most negative Ce anomaly values show that calcite have precipitated under reduction conditions (Nesbitt et al., 1990).

Discussion

Recently, multiple attributes decision-making techniques help scientist to solve decision-making problems related to various controlling factors (Zhijun et al., 2013). One of these techniques is a Technique for Order Preference by Similarity to Ideal Solution (TOPSIS) which is a quantitative weighted method (Momenei 2006). The identified criteria are CaO abundant in solution (C1), Eu anomaly (C2), Ce anomaly (C3), Sr abundant (C4) and volume (C5). The Index-Rock matrix

*Corresponding authors Email: manrezaei@yahoo.ca

combine with silicon and oxygen, silicon into the soil, forms silicic acid (H_4SiO_4), or magnesium or iron smectite (clay minerals) (Alexander et al., 2007). Several types of pyroxene are more stable than olivine. Orthopyroxene during weathering decompose into talc and smectite. Magnesite (MgCO_3) is present in some serpentine soils.

With respect to the empirical relationship (Kierczak et al., 2007) and based on temperature and rainfall, the study area with a drought index of 12.48 places in the category of semi-arid-cold climate between 10 and 19.9. Temperature changes in the condition cause weathering and leaching of serpentine soils, and subsequently can remove large amounts of magnesium. Weathering and leaching serpentine soils, releases immediately magnesium and its concentration in soil decreases. As a result, the concentration of the element in the water increases.

Results

Based on the charts and maps of iron, magnesium, zinc and copper contaminations, it is found that the concentrations of Fe and Mg in the north and northwest Khoy plain are higher than the permissible limit for drinking water. In some parts of the sample, the concentrations of Cu and Zn are exceeded WHO. However, based on EPA standard, the amount of copper is less than the limit. On the basis of three criteria: EPA, WHO and national standards, except for the village Ghez Ghaleh, zinc concentration is below the standard. According to the geological map of

Khoy, the Khoy ophiolite complex containing mafic rocks and ultramafic is a source of iron and magnesium in groundwater.

Acknowledgements

Editor of the Journal of Economic Geology, Professor Mohammad Hassan Karimpour and reviewers of this article are acknowledged for their unwavering assistance. Also, the authors thank Deputy of Research of the University of Urmia for the support required for this study.

References

- Alexander, E.B., Coleman, R.G., Keeler-Wolf, T. and Harrison, S., 2007. Serpentine Geoecology of Western North America, Geology, Soils, and Vegetation. Oxford University Press, London, United Kingdom, 512 pp.
- Kierczak, J., Neel, C., Bril, H. and Puziewicz, J., 2007. Effect of mineralogy and pedoclimatic variations on Ni and Cr distribution in serpentine soils under temperate climate. *Geoderma*, 142(2): 165–177.
- Kil, Y., Lee, S.H., Park, M.H. and Wendlandt, R.F., 2010. Nature of serpentinization of ultramafic rocks from Hero Fracture Zone, Antarctic: Constraints from stable isotopes. *Marine Geology*, 274(1): 43–49.
- SMEWW, 2010. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater (SMEWW). American Public Health Association (20th Edition), New York, 2671 pp.



Zoning and contamination rate of magnesium and heavy metals of iron, zinc and copper in the north and northwest aquifer of Khoy (Zourabad) based on GIS and determining the contaminated source

Fariborz Khodadadi, Abdolnaser Fazlnia* and Hossein Pirkharrati

Department of Geology, University of Urmia, Urmia, Iran

Submitted: Apr. 21, 2013

Accepted: May 18, 2014

Keywords: Heavy metals, Khoy ophiolite complex, contamination, Zourabad

Introduction

Heavy metals are the most toxic pollutants in aquatic ecosystems. This contamination can result from the release of heavy metal elements during alteration and weathering of ultramafic and mafic rocks (ophiolite zones). Among the important metals and pollutants in the ophiolite; chromium, cobalt, nickel, iron, magnesium, manganese, zinc and copper could be noted. Basically, a mass of serpentine consists of serpentine, amphibole, talc, chlorite, magnetite, and the remainder of olivine, pyroxene and spinel (Kil et al., 2010). In such areas, the prevailing cold climate, during the serpentization, chloritization and epidotization, the activity of the solvent, such as chloride, fluoride, carbonates, sulfide, sulfosalt would be able to import the elements such as magnesium and iron, copper and zinc into the soil and groundwater. The study area is located in northwestern Iran. This area is located in the northwest of the city of Khoy.

Because of the proximity to the north and northwest Khoy plains with ophiolite rocks, the soil of this region could possibly show the potential of contamination with heavy metals. Due to the toxicity and disease of unauthorized grades of these elements in groundwater in the study area, this study is focused on the more contaminated groundwater of the areas.

Materials and methods

In this study, over a period of 5 days, sampling from 42 water sources, including fountains, aqueducts, wells, piezometers and wells in operation, was performed. The container was washed with acid and then rinsed 3 times with the water sample. The pH and temperature of the

water in the samples was measured in the field. Then to each of the samples was taken from 2 to 5 ml of concentrated nitric acid (This causes that the metal elements would not adsorbed or precipitated by these particles) and pH of the samples was measured with litmus paper to reach level 2. This was done to ensure the consolidation of the water samples. Analysis of samples carried out in the chemistry laboratory of the University of Urmia. All water sampling procedures were performed based on standard protocols (SMEWW, 2010). The maximum concentration of heavy metal contamination of drinking water with EPA, WHO and national standards were compared. In this study, the chemical analysis of heavy metals, were used by graphite furnace atomic absorption spectrometry (at ppb) for the elements Cu, Mg, Fe and Zn. Concentration of the heavy metals in acidified water samples (pH value of 2), using a flame atomic absorption spectrophotometer were analyzed.

Discussion

There are enormous amounts of Fe and magnesium in groundwater from the north and northwest Khoy plain, and the amount of Cu and zinc are in the normal range in water resources. The source of iron and magnesium in the groundwater of the study area is ultramafic and mafic rocks of the Khoy ophiolite complex. Weathering of ultramafic and mafic igneous rocks such as peridotite, olivine basalt, gabbro and pillow lava and then soil formation, high concentrations of the elements Mg and Fe were transferred to soil. Ferromagnesian olivine is formed Mg^{2+} and Fe^{2+} ions and tetrahedral silicon. If sufficient amount of Mg^{2+} and Fe^{3+} ions

*Corresponding authors Email: a.fazlnia@urmia.ac.ir

ternary diagram, data were also plotted in hydrothermal fields. Minor and trace elements in the binary diagram of Ni+Co vs. Cu+Zn+Pb+Mo+V+As (Crerar et al., 1982) show samples within the field for hydrothermal deposits.

REE pattern shows positive Eu anomaly and the Eu/Eu* ratio changes from 2 to 7, LREE/HREE ratio varies between 2.25 and 13.78, the mean being 6.94.

Rare earth element contents show relatively low to moderate subtraction pattern. LREE have more variations than HREE values that have been fixed. Enrichment of LREE over HREE and positive Eu anomaly, are the key indications of hydrothermal origin for the ore deposits and low amounts of REE are the characteristic for hydrothermal deposits (Xu Bao et al., 2008).

As, Cu, Pb, Zn and Sb act as trace indicator elements in reaching the hidden epithermal or hydrothermal sulfide deposit in depth. Although the type of mineralization in the main parts of Sangan is skarn (Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2006; Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2008; Golmohammadi et al., 2015), there is no evidence of limestone skarnification, skarn minerals and magnetite mineralization in the Ferezneh prospect area. Based on the listed data and interpretations, there is no relationship and similarity between Sangan mineralization and Ferezneh ferromanganese anomaly. This anomaly may be related to a younger mineralization and might be associated with the function of supersession

fluid by leaching the sulfide hydrothermal deposits that form in the fault zones.

References

- Crerar, D.A., Namson, J., Chyi, M.S., Williams, L. and Feigenson, M.D., 1982. Manganiferous cherts of the Franciscan Assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Economic Geology*, 77(3): 519-540.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri S.A., 2015. Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 65(2): 545-563.
- Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2006. Comparison of the geochemistry of source rocks at Tannurjeh Au-bearing magnetite and Sangan Au-free magnetite deposits, Khorasan Razavi, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 13(1): 3-26. (in Persian with English abstract)
- Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2008. Skarn geochemistry – mineralogy and petrology of source rock, Sangan iron mine, Khorasan Razavi, Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 17(65), 108-125. (in Persian with English abstract)
- Xu Bao, S., Yang Zhou, H., Tong Peng, X., Wu Ji, F. and Qiang Yao, H., 2008. Geochemistry of REE and yttrium in hydrothermal fluids from the Endeavour segment. *Juande Fuca Ridge. Geochemical Journal*, 42(4): 359-370.



Geology, mineralogy and geochemistry of Ferezneh ferromanganese anomaly, east of Sangan mines complex, NE Iran

Nazi Mazhari¹, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi^{1*} and Majid Ghaderi²

1) Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2) Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Submitted: Dec. 27, 2014

Accepted: May 13, 2015

Keywords: *Geochemistry, Ferezneh ferromanganese, eastern anomalies, Sangan mine, Khaf-Kashmar-Bardaskan belt.*

Introduction

The Ferezneh prospect area is one of the eastern anomalies of Khaf's Sangan iron mine. The Sangan mines complex is located within the Khaf-Kashmar-Bardaskan volcano-plutonic and metallogenic belt in northeastern Iran.

The Sangan mine is the largest Fe skarn in western Asia, having a proven reserve of over 1000 Mt iron ore @ 53% Fe (Golmohammadi et al., 2015) and consisting of three parts; western, central and eastern Sangan, each part including several anomalies. In this study, Ferezneh (North and West) prospect area which is an eastern anomaly of the Sangan iron ore is discussed. Ferezneh anomaly is located in 60°36'7" - 60°34'27"E and 34°30'47" - 34°29'46"N, 35 km south of the city of Taybad, 10 km southeast of Karat and 1.5 km southwest of Ferezneh village. The purpose of this study was to prepare a geologic map for separation and identification of the intrusions, determining their relationships with mineralization, distinguishing the type of mineralization, mineralogy, petrology and geochemistry of the mineral deposits, and finally their relationship with other major Sangan's deposits.

Materials and methods

In order to achieve the objectives of the study: 1- 140 thin sections of the intrusive rocks, marble limestone and dolomite, as well as 40 polished sections of ore were taken in an area of 9.5 km². Mineralogy and mineralization studies were performed in the Economic Geology Laboratory of Ferdowsi University of Mashhad. 2- A few

samples were selected for X-ray diffraction analysis in order to ensure accuracy of mineralogical studies and were sent to Binalood Laboratory in Tehran. 3- In addition to major and minor elements geochemistry study of the ores, 10 samples were sent to East Amittis Laboratory in Mashhad for XRF analysis and also to Canada S.G.S Laboratory for ICP-MS analysis.

Discussion and results

Mineralization in the Ferezneh prospect area was limited to iron and manganese oxides in the form of massive and stratabound in recrystallized limestone that followed the structure pattern.

Iron oxides often include goethite and hematite; while manganese oxides are pyrolusite, psilomelane and lesser amounts of cryptomelane. Small spots of rutile are rarely seen. The gangue minerals are dolomite, calcite and cryptocrystalline quartz. XRD analysis shows that iron and manganese oxides are the only metallic minerals.

The geochemistry of mineralization was studied by ICP-MS and XRF analysis for major oxides, trace elements and REE. The range of Fe anomaly changes from 43.5 to 68% and Mn anomalies vary between 1.9 and 4.8 %. The range of Cu varies from 20 to 1063 ppm and the range of As differs between 20 and 1269 ppm, no Cu and As mineralization has been observed. Mn and Fe oxides uptake trace elements.

In the Fe:Mn:Si ternary diagram, ten of the analyzed samples were plotted in the characteristic compositional field for Fe-rich hydrothermal. In the Fe:Mn:(Co+Ni+Cu)×10

*Corresponding authors Email: shafaroudi@um.ac.ir

(Nicholson, 1992) suggested Na versus Mg content diagram for distinction between fresh water, shallow and deep marine environments. Bonatti et al. (Bonatti et al., 1992) introduced Fe-Mn-(Co+Cu+Ni)*10 ternary diagram for distinction between marine sedimentary and hydrothermal Fe-Mn deposit. According to this diagram, hydrothermal oxides depleted in Ni, Cu, Co and zinc relative to sedimentary-marine deposits. Nicholson (Nicholson, 1992) suggested that hydrothermal Mn deposit distinguished with Zn, V, Mo, Cd, Li, Sr, Sb, Pb, Cu, Ba, and As and sedimentary deposit with enrichment in Ni, Cu, Co, Sr, Mg, Ca, Na and K. Hydrogenetic ferromanganese deposit has higher enrichment of Ni, Cu and Co relative to hydrothermal (exhalative) deposit. Low contents of Cu, Co and Ni indicate low input of these elements from hydrothermal activities and derivation of Zn from hydrothermal source. As (Co/Zn)-(Co+Cu+Ni) diagram, the samples from Shahrestanak deposit show close similarities with hydrothermal deposits which in turn show common genesis. Using Pb versus Zn diagram, dubhite (deposits derived from previous mineralized sequence) can be distinguished from other Mn oxide (hydrothermal or supergene) deposits. The dubhite deposits have high Pb/Zn ratios and more than 1 percent Pb and Zn contents. Meanwhile, other types of deposits like shallow marine deposit, hot springs, SEDEX, weathered deposits have lower contents of Pb and Zn. The Shahrestanak deposit has more similarities with SEDEX and shallow marine deposits.

Conclusion

Geological and geochemical evidences show that deposition of ore occurred by submarine

hydrothermal activities in Neotethys oceanic basin during Middle to Upper Eocene in calcareous tuff with intercalation of micrite and calcareous limestone. For the genesis of the deposit, it can be stated that the pillow basalt and andesite lavas were leached by hydrothermal activities and Mn, Fe, Si, Ba, Sr and As entered in sedimentary basin by exhalative – volcanic activities through faults, then by regression of the sea and forming oxidizing condition, primary oxide-hydroxide Mn-minerals are deposited.

Acknowledgement

We gratefully thank the Research and Technology Department of Bu-Ali Sina University for supporting the research.

References

- Bonatti, E., Kraemer, T. and Rdell, H., 1972. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits of the ocean floor. In: D.R. Horn (Editor), *Ferromanganese Deposits of the Ocean Floor*. Aren House Harriman, pp. 149-166.
- Cann, J.R., Winter, C.K. and Pritchard R.G., 1977. A hydrothermal deposit from the floor of the Gulf of Aden. *Mineralogical Magazine*, 41(318): 193-199.
- Nicholson, K., 1992. Genetic types of manganese oxide deposits in Scotland: Indicators of paleo-ocean-spreading rate and a Devonian geochemical mobility boundary. *Economic Geology* 87(5): 1301-1309.



The study of major, trace and rare earth elements geochemistry in Shahrestanak Mn deposit, south of Qom: Implications for genesis

Mohammad Maanijou^{1*}, Abbas Nasiri¹, Farhad Aliani¹, Mohammad Mostaghimi¹, Meisam Gholipoor¹ and Abbas Maghsoodi²

1) Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

2) Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran

Submitted: July 4, 2013

Accepted: March 18, 2014

Keywords: Geochemistry, Hydrothermal, Genesis, Shahrestanak Mn deposit, Qom

Introduction

The Shahrestanak Mn deposit is located in southern Qom province, 12 km southwest of the city of Kahak. Based on geological-structural divisions of Iran, the deposit belongs to central volcanic belt or Urumieh-Dokhtar zone. The Venarch deposit is one the most important known manganese deposits in Iran. The Sharestanak and Venarch deposits are spatially and temporally related to each other, and have similar geology, mineral texture and structure, host rocks, relationships with faults, and depositional environment. So, their magmatism and deposition conditions can be related to each other. Since no systematic study on the Shahrestanak deposit had been performed before discussing its geological and geochemical characteristics, here it is being attempted to study the geology, petrography, geochemistry of major, minor and trace elements, and Rare Earth Elements (REE) of ore, to distinguish the depositional environments and genesis of this deposit and to compare REE of ore in this deposit with other deposits.

Sampling and method of study

Fourteen samples of manganese ore were selected for geochemical study and analyzing of major, minor, trace elements and REE by ICP-AES and ICP-MS and were sent to SGS Co., Toronto. Detection limits for major elements and trace elements are 0.01% and 0.05ppm, respectively.

Result and discussion

The deposit is characterized by various lithology and stratigraphy units, consist of: 1) Middle to - Upper Eocene volcano-sedimentary rocks, 2)

Oligocene lower red conglomerate and sandstone, 3) Oligo-Miocene limestone and marl (Qom Formation), and 4) Eocene and Lower Miocene basic to intermediate dykes. The most abundant minerals of the deposit are braunite, hausmannite, pyrolusite, and manganite. Evidences such as high Mn/Fe (11.33) and Si/Al (4.86) ratios, low contents of trace elements specially Co (11.40 ppm), Ni (24 ppm), Cu (81.85 ppm), and Ce, with high amounts of SiO₂, Mn, Fe, Ba, Zn, As and Sr, all represent hydrothermal processes. It seems that hydrogenous processes have not had significant role on the genesis of the Shahrestanak Mn deposit.

During deposition of Fe and Mn from hydrothermal solution, they separated from each other and produced different Fe/Mn ratios in sedimentary exhalative deposit (SEDEX). The Fe/Mn ratios are 5.7 to 40.35 (ave., 11.33). Very high and very low ratios of Fe/Mn can be interpreted as fractionation and separation of these two elements from transportation during hydrothermal activities and mineralization. So, high Fe/Mn ratios here can be considered as in submarine hydrothermal deposits. Cann et al. (Cann et al., 1977) suggested that Fe/Mn ratios in volcano-sedimentary and hydrothermal deposits are so variable and characteristic. Hydrothermal deposits are in close relationships with ferruginous silica gel which itself formed from submarine hydrothermal outpouring and discharging of metals in marine sediments. So, Si wt. % versus Al wt. % is high in exhalative activities. The average Si/Al ratio is 4.86 in the Shahrestanak deposit which is in the range of hydrothermal deposits (SEDEX). Nicholson

*Corresponding authors Email: mohammad@basu.ac.ir



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 7, No. 1, Spring & Summer 2015

CONTENTS

The study of major, trace and rare earth elements geochemistry in Shahrestanak Mn deposit, south of Qom; Implications for genesis.....	1
Mohammad Maanijou, Abbas Nasiri, Farhad Aliani, Mohammad Mostaghimi, Meisam Gholipour and Abbas Maghsoodi	
Geology, mineralogy and geochemistry of Fereznef ferromanganese anomaly, east of Sangan mines complex, NE Iran.....	23
Nazi Mazhari, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi and Majid Ghaderi	
Zoning and contamination rate of magnesium and heavy metals of iron, zinc and copper in the north and northwest aquifer of Khoy (Zourabad) based on GIS and determining the contaminated source.....	39
Faribourz Khodadadi, Abdolnaser Fazlnia and Hossein Pirkharrati	
Use of multiple attributes decision-making Technique for Order Preference by Similarity to Ideal Solution (TOPSIS) for Ghare-Gheshlagh calcite in determination of optimum geochemical sampling sites.....	55
Mansour Rezaei Azizi, Samad Alipour and Jafar Abdollahi Sharif	
Geology, mineralization, U-Pb dating and Sr-Nd isotope geochemistry of intrusive bodies in northeast of Kashmar.....	69
Alireza Almasi, Mohammad Hassan Karimpour, Khosrow Ebrahimi Nasrabadi, Behnam Rahimi, Urs Klötzli and Jose Francisco Santos	
Petrology and geochemistry of Late Proterozoic hornblende gabbros from southeast of Fariman, Khorasan Razavi province, Iran.....	91
Seyed Masoud Homam	
Investigation on type and origin of iron mineralization at Mesgar occurrence, south of Zanjan, using petrological, mineralogical and geochemical data.....	111
Mohammad Ebrahimi, Hossein Kouhestani and Ehsan Shahidi	
Investigation on the oxygen transport mechanisms in the Sarcheshmeh waste rock dumps.....	129
Saeed Yousefi, Faramarz Doulati Ardejani, Arezoo Abedi, Mansour Ziaii, Esmat Esmail Zadeh	
Mineralization and leaching process in the Jian copper deposit, northeastern Fars province: Application of petrography and stable isotopes.....	147
Farid Moore, Abbas Etemadi, Sina Asadi and Nasim Fattahi	
Provenance of the heavy metals in sand sediments of the Oman Sea (Sistan and Baluchestan district)	165
Maryam Soleimani, Hamid Reza Pakzad, Mehrdad Pasandi, Mousa Noghreian and Mehdi Kamali	