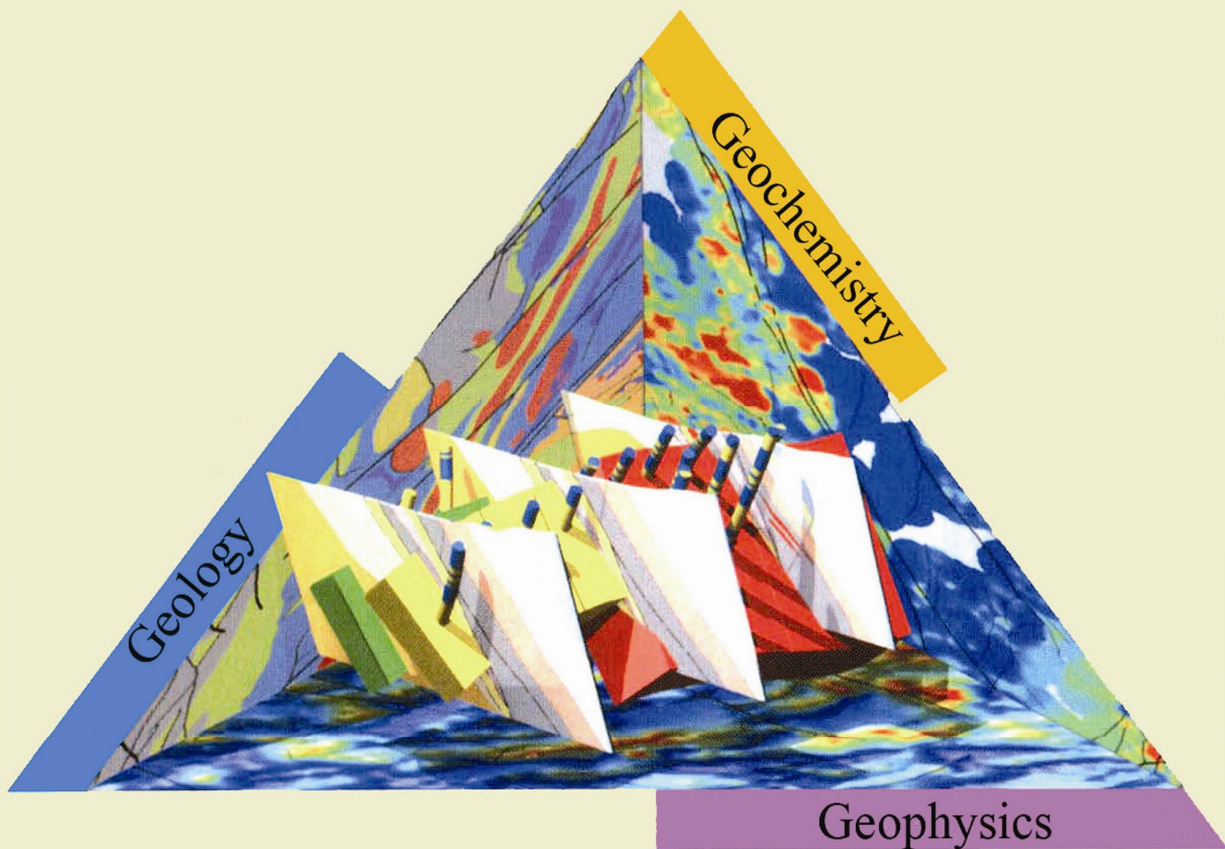


علمی - پژوهشی

زمین‌شناسی اقتصادی



بسم الله الرحمن الرحيم

نشریه زمین‌شناسی اقتصادی
دانشگاه فردوسی مشهد

سال ۱۳۹۰، شماره ۱ (جلد ۳)

تاریخ انتشار

تابستان ۱۳۹۰

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

وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

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

این نشریه در پایگاه‌های زیر نمایه شده است:

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

زمین‌شناسی اقتصادی

سال ۱۳۹۰، شماره ۱ (جلد ۳)

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

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد

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

اعضای هیأت تحریریه:

دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عبدالمجید یعقوب‌پور، استاد (دانشگاه تربیت معلم تهران)

دکتر محمد حسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، دانشیار (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، دانشیار (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید احمد مظاهری، دانشیار (دانشگاه فردوسی مشهد)

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

امور فنی و چاپ: مؤسسه چاپ و انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد
حق اشتراک سالانه مجله با احتساب هزینه پست برای اشخاص و مؤسسات دانشگاهی ۲۰۰۰۰۰ ریال و
برای دانشجویان ۱۰۰۰۰۰ ریال است. لطفاً وجه اشتراک را به حساب جاری شماره ۴۲۵۰-۵۰۴۹۴
بانک تجارت شعبه دانشگاه فردوسی مشهد به نام مجله زمین‌شناسی اقتصادی واریز فرمائید.
تلفن و نمابر دفتر مجله: ۰۵۱۱-۸۷۹۷۲۷۵

پست الکترونیک: econg@um.ac.ir

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

مشاوران علمی این شماره:

- دکتر علی امامعلی پور، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه ارومیه)
- دکتر بتول تقی پور، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شیراز)
- دکتر محمد رضا حیدریان شهری، دانشیار - ژئوفیزیک (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر ابراهیم راستاد، دانشیار - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت مدرس تهران)
- دکتر محمدحسین زرین کوب، استادیار- پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه بیرجند)
- دکتر سعید علیرضایی، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شهید بهشتی)
- دکتر مجید قادری، استادیار - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت مدرس تهران)
- دکتر محمدحسن کریم پور، استاد- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر علی اصغر کلاگری، استاد - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تبریز)
- دکتر محمد لطفی، دانشیار- زمین شناسی اقتصادی (پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی تهران)
- دکتر فرید مر، استاد- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شیراز)
- دکتر عباس مرادیان، دانشیار - پترولوژی (دانشگاه شهید باهنر کرمان)
- دکتر علیرضا مظلومی، استادیار - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه پیام نور مشهد)
- دکتر بهزاد مهرابی، دانشیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت معلم تهران)
- دکتر مجید هاشمی تنگستانی، استادیار - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شیراز)
- دکتر عبدالمجید یعقوب پور، استاد - زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت معلم تهران)
- ویراستار متن فارسی: مهندس مصطفی کدکنی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- ویراستار متن انگلیسی: دکتر مجید قادری (دانشگاه تربیت مدرس تهران)
- مدیر اجرایی: مهندس ملیحه قورچی (گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد)

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

با سلام

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

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

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

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

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

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

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

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

۳- برنامه‌ریزی برای برگزاری کارگاه‌های آموزشی و تخصصی.

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

فهرست

- 1 بررسی شرایط نهشت، محیط رسوبی و تعیین زایش افق بوکسیتی در کانسارهای مندان و ده نو، منطقه دهدشت، استان کهگیلویه و بویر احمد با استفاده از مطالعات کانی شناختی علیرضا زراسوندی، هوشنگ پورکاسب، عادل ساکی و سمیه سلامب الهی
- 15 زمین‌شیمی، پترولوژی و سن‌سنجی زیرکان - اورانیوم - سرب توده گرانیوتوئیدی بی‌بی مریم، شمال خاور نهبندان، خاور ایران محمدحسین زرین‌کوب، سون لین چانگ، سید سعید محمدی و محمد مهدی خطیب
- 29 مدل‌سازی، برآورد ذخیره و طراحی اولیه کانسار کرومیت معدن شش آبدشت، اسفندقه کرمان محمدرضا شایسته‌فر، محمد محمدی و علی رضایی
- 41 سن‌سنجی زیرکان به روش اورانیم - سرب در منطقه اکتشافی مس - طلا پورفیری ماهرآباد: شاهدی بر دوره متالوژنیک ائوسن میانی ذخایر پورفیری در شرق ایران آزاده ملک‌زاده شفاوردی و محمدحسن کریم‌پور
- 61 کانه‌زایی پلی‌متال سرب - روی، مس و آنتیموان نوع انتشاری، رگه‌ای و رگه‌ای در محدوده معدنی گله‌چاه - شوراب، مجموعه ماگمایی شرق ایران بهزاد مهرابی، ابراهیم طالع‌فاضل و علی نخبه‌الفقهایی
- 79 سنگ زایش اسکارن مرتبط با توده نفوذی مس پورفیری علی‌آباد - دره زرشک، یزد بتول تقی‌پور و محمدعلی مکی‌زاده
- 93 فرورانش دوسویه نامتقارن؛ نظریه جدید در مورد محیط تکتونوماگمایی و متالوژنی بلوک لوت، شرق ایران رضا ارجمندزاده، محمدحسن کریم‌پور، سیداحمد مظاهری، ژوزه فرانسیسکو سانتوز، جورج مدینا و سیدمسعود همام



بررسی شرایط نهشت، محیط رسوبی و تعیین زایش افق بوکسیتی در کانسارهای مندان و ده نو، منطقه دهدشت، استان کهگیلویه و بویر احمد با استفاده از مطالعات کانی شناختی

علیرضا زراسوندی¹، هوشنگ پورکاسب، عادل ساکی، سمیه سلامب الهی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

دریافت مقاله: 1389/5/9، نسخه نهایی: 1389/9/6

چکیده

کانسارهای بوکسیت مندان و ده نو در فاصله 40 کیلومتری شمال‌شرقی شهرستان دهدشت در استان کهگیلویه و بویر احمد قرار دارند. بوکسیت این ناحیه به لحاظ زمانی مربوط به کرتاسه است و از دیدگاه ساختاری، در زون زاگرس چین‌خورده ساده قرار دارد. افق بوکسیتی بین دو سازند سروک و ایلام واقع گردیده است. هدف از این تحقیق، بررسی کانی‌شناسی، روابط بافتی، تعیین شرایط نهشت کانیهای بوکسیتی و ارتباط آن با منشا این کانسارها است. در این زمینه، مطالعات آزمایشگاهی شامل بررسی ویژگی‌ای بافتی و ترکیب کانی‌شناسی این افق با استفاده از مقاطع نازک و صیقلی و نتایج آنالیز پراش پرتو X (XRD) مدنظر قرار گرفت. کانسار مندان از طبقات بوکسیتی متوالی مختلف تشکیل شده است؛ از پایین (قاعده) به سمت بالا شامل بوکست سفید، خاکستری، سیاه، پیزولیتی و قرمز و زرد می‌باشد. در کانسار ده نو این توالی با عدم نهشت بوکسیت‌های سیاه و خاکستری تکرار می‌گردد. بوهمیت، دیاسپور، کائولینیت و کلسیت از کانیهای اصلی هر دو سکانس بوکسیتی (مندان و ده نو) می‌باشد. بافت شاخص هر دو کانسار، در لایه‌های مختلف بوکسیتی عبارتند از اوولیتی - پیزولیتی، اوئیدی - اسفروئیدی، پیزولیتی، پلیمورفیک و شکل دروغین است. با توجه به حضور بوهمیت به عنوان شاخص‌ترین کانی غنی از Al در محیط فرسایشی و ناپیوستگیهای رسوبی چنین به نظر می‌رسد که زایش این کانسارها شدیداً تحت تأثیر فرسایش و ناپیوستگی صورت گرفته در سنومانین - تورنین در زاگرس است. وجود خرده‌های آواری در پیزولیت‌ها و اوئیدها شواهدی از انتقال را نیز نشان می‌دهد که بیانگر تشکیل اولیه بوکسیت به صورت برجا و سپس در اثر فرسایش به صورت تخریبی وارد حوضه رسوبی شده و بوکسیت کارستی را تشکیل داده است. با توجه به مطالعات میکروسکوپی و نتایج XRD، در افق بوکسیتی مندان دو رخساره کانیایی تشخیص داده شد، که در شرایط محیطی متفاوت تشکیل شده‌اند (1) رخساره اکسیدان که شامل کانی‌های بوهمیت، دیاسپور، هماتیت و کائولینیت است. (2) رخساره احیایی که شامل پیریت، کلریت و دیاسپور است. نبود افق بوکسیتی خاکستری و سیاه در کانسار ده نو، مبین وجود فقط یک محیط اکسیدان در این منطقه است.

واژه‌های کلیدی: بوکسیت، کارست، بوهمیت، زاگرس، مندان، ده نو.

مقدمه

تولید آلومینیوم مورد استفاده قرار می‌گیرد. بوکسیت‌ها مواد بر جای مانده‌ای هستند که از تخریب و فرسایش سنگهای منشا اولیه از قبیل گرانیت، بازالت، نفلین سینیت و یا مواد رسی اولیه

امروزه اصلی‌ترین منبع آلومینیوم در جهان سنگ معدن بوکسیت است که به دلیل دارا بودن مقادیر زیاد Al_2O_3 برای

¹مسئول مکاتبات zarasvandi_a@scu.ac.ir

حاصل می‌شوند [1]. نهشته‌های بوکسیتی از نظر ماهیت و موقعیت زمین‌شناسی بسیار متنوع هستند و از نظر منشا به چند گروه تقسیم می‌شوند. از لحاظ ژنزی، بوکسیت‌هایی که سطوح بسیار نامنظم سنگ آهک یا دولومیت‌های کارستی شده را می‌پوشاند، بوکسیت‌های کارستی نامیده می‌شود [2]. بوکسیت‌های کارستی کانی‌شناسی متنوعی دارند و شامل بیش از صد کانی می‌گردد و از این میان هشت کانی بوهمیت، دیاسپور، گیبسیت، همتایت، گوتیت، کائولینیت، آتاز و روتیل بیشترین فراوانی را دارند و کانیهای اصلی محسوب می‌شوند. ذخایر بوکسیت در ایران به لحاظ مکانی و زمانی سه دسته‌اند: ذخایر پرمو-تریاس، تریاس بالایی - ژوراسیک پایینی و کرتاسه که به ترتیب عمدتاً در شمال، ایران مرکزی و زاگرس دیده می‌شوند [3]. از مهمترین کانسارهای بوکسیتی ایران، بوکسیت جاجرم است. از مهمترین مطالعاتی که به بررسی منشا این کانسار پرداخته است، می‌توان به جعفرزاده (1379)، بحرآبادی (1377)، رحیم پوربناب و همکاران (1384) و اسماعیلی و همکاران (2010) اشاره کرد. اولین مطالعه پیرامون نهشته‌های بوکسیتی در منطقه مورد مطالعه در سال 1343 توسط سازمان زمین‌شناسی کشور صورت گرفت. از آن زمان تاکنون کارهای اکتشافی زیادی در منطقه، توسط افراد مختلف انجام گرفت. از مهمترین مطالعاتی که به بررسی کانی‌شناسی و منشا این افق بوکسیتی پرداخته است می‌توان به [3] اشاره کرد. کانسار مورد مطالعه به صورت عدسیه‌ای با ضخامت حدود 15 تا 30 متر در حد فاصل بین سازند سروک و ایلام قرار گرفته است. میزان ذخیره این کانسارها بین 75000 تا 3 میلیون تن، ترکیب آن شامل 11 درصد آهن، 10 درصد سیلیس و آلومین حدود 46/311 درصد می‌باشد، بنابراین با انجام عملیات فرآوری بر روی این نوع بوکسیت‌ها می‌توان درصد سیلیس و آهن آن را کاست و این بوکسیت را جهت تهیه آلومین به مصرف رساند [3]. هدف از این مطالعه بررسی کانی‌شناسی، روابط بافتی، تعیین شرایط نهشت کانیهای بوکسیتی و ارتباط آن با منشا این کانسارها (مندان و ده نو) در منطقه دهدشت است.

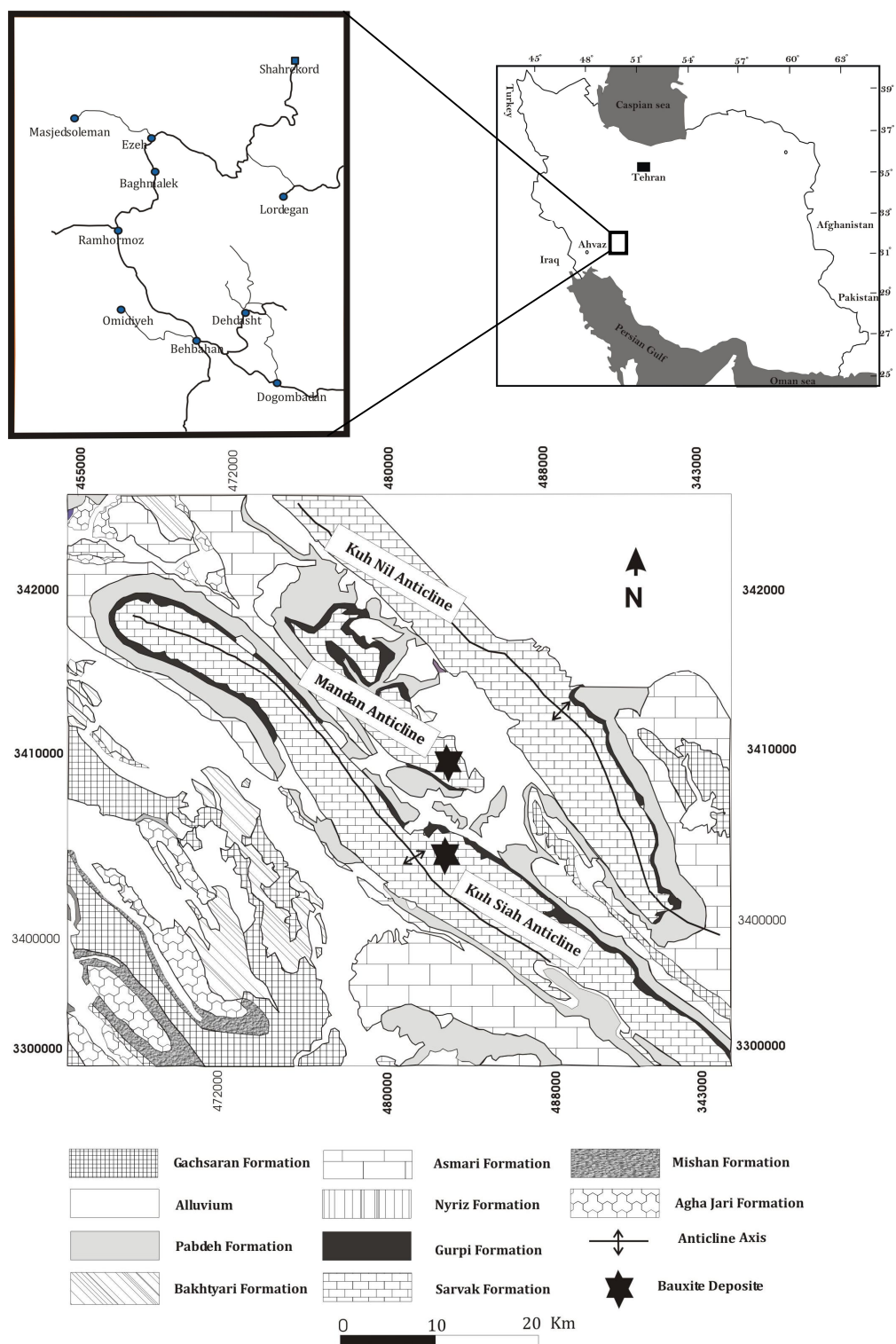
زمین‌شناسی

کانسارهای بوکسیت مندان و ده نو در فاصله 40 کیلومتری شمال شرقی شهرستان دهدشت در استان کهگیلویه و بویر احمد با مختصات جغرافیایی به ترتیب 305157 شمالی و

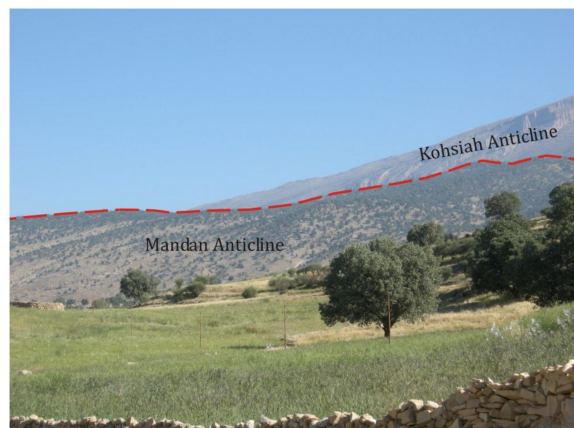
504638 شرقی و 304743 شمالی و 504921 شرقی در نقشه زمین‌شناسی دهدشت واقع گردیده است (شکل 1). بوکسیت این ناحیه به لحاظ زمانی مربوط به کرتاسه است و از دیدگاه ساختاری در زون زاگرس چین خورده ساده قرار دارد. کانسار مندان در یال جنوبی تاقدیس مندان و کانسار ده نو در یال شمالی تاقدیس کوه سیاه واقع است (شکل 1 و 2). طول تاقدیس مندان 20 کیلومتر و پهنای آن 5 کیلومتر می‌باشد [4]. تاقدیس کوه سیاه یک ساختار متقارن با روند عمومی N40-45W می‌باشد که بوکسیت ده نو در یال شمالی آن واقع گردیده است (شکل 1 و 2). در این تاقدیسها، گسلهایی در جهت عمود بر محور چینها مشاهده می‌شود که دره‌ها و تنگه‌های گسلی موجود در منطقه نتیجه عملکرد آنها است. این گسل‌ها عمدتاً دارای امتداد شمالی جنوبی تا شمال شرقی - جنوب غربی هستند و بر روی برونزد گروه بنگستان به خصوص سازندهای سروک و ایلام تاثیر دارند. گسلهای هم زمان با چین‌خوردگی، که عموماً به موازات محور چینها می‌باشند تخریب سازندهای جوانتر را موجب شده‌اند [5].

قدیمی‌ترین نهشته موجود در تاقدیس مندان و کوه سیاه، متعلق به سازند سروک به سن کرتاسه بالایی است (شکل 2) این سازند جزو گروه بنگستان (کژدمی، سروک، سورگاه و ایلام) می‌باشد. سنگ‌شناسی سازند سروک شامل آهک‌های خاکستری و بقایایی از آهک‌های دریایی کم عمق (قسمت‌های آرژیلیتی، میکریتی و بافت میکریتی) است [6]. در منطقه مورد مطالعه در سطح سنگهای آهکی سروک آثار فرسایش شدید به صورت حفراتی عمیق با کناره‌های تیز و برنده که در اثر محلول‌های فرورو و حل کننده آهک ایجاد شده، به خوبی نمایان می‌باشند. سازند ایلام با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند سروک قرار گرفته است که افق بوکسیتی درحد فاصل بین این دو سازند وجود دارد (شکل 3).

سازند ایلام دو رخساره متفاوت دارد، رخساره‌های عمیق آن شامل آهکهای رسی دانه ریز خاکستری رنگ همراه با لایه‌های نازکی از شیل سیاه رنگ است و رخساره‌های کم عمق آن آهکهای قلوهای می‌باشد. هر دو رخساره این سازند سن سانتونین تا کامپانین دارد [7]. دیگر سازندهای موجود در منطقه شامل سازند شیلی گورپی و پابده با سن سانتونین تا ماستریشین و پالتوسن تا الیگوسن می‌باشند.



شکل 1. موقعیت جغرافیایی و نقشه زمین شناسی مناطق مورد مطالعه.



شکل 2. نمایی از تاقدیس کوه سیاه (سمت راست) و تاقدیس مندان (سمت چپ) نمایی از سازند سروک و ایلام دید به سمت شمال غرب.
شکل 3. نمایی از یک عدسی بوکسیتی ده نو در یال شمالی تاقدیس کوه سیاه

روش کار

بررسی نهشته بوکسیتی در منطقه دهدشت در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. بررسیهای صحرایی شامل موارد زیر بوده است: 1- اندازه‌گیری طول و ضخامت افق بوکسیتی و همچنین تعیین توالی بوکسیتی بر اساس مطالعات صحرایی و زمین‌شناسی، 2- بررسی فرآیندهای زمین‌شناسی در ریخت‌شناسی این کانسار، 3- تشخیص نحوه ارتباط نهشته با سنگ بستر و پوشش و نمونه برداری از آنها. در مطالعات آزمایشگاهی بررسی ویژگی‌های بافتی و ترکیب کانی‌شناسی این افق با استفاده از مقاطع نازک و صیقلی و نتایج آنالیز پراش پرتو ایکس XRD مد نظر قرار گرفت. نمونه‌های برداشت شده با دستگاه XRD فیلیپس مدل PW1800IPS در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود تهران تحت آنالیز XRD قرار گرفت.

بحث

رخداد بوکسیتی مندان از طبقات بوکسیتی متوالی مختلفی تشکیل شده است. از پایین (قاعده) به سمت بالا می‌توان به بوکسیت سفید، خاکستری، سیاه، پیزولیتی، قرمز و زرد اشاره کرد. واحدهای تشکیل دهنده بوکسیت ده نو از پایین به بالا عبارت است از بوکسیت سفید، بوکسیت پیزولیتی، بوکسیت قرمز و بوکسیت زرد است (شکل 4). مهمترین مشخصه بارز تمامی بوکسیت‌ها فراوانی و پراکندگی کانی بوهمیت می‌باشد. ترکیب کانی‌شناسی زون قاعده‌ای تمامی بوکسیت عمدتاً آرژیلیتی می‌باشد که کاملاً شبیه سازند سروک است [8]. بوهمیت و دیاسپور، کائولینیت، کلسیت از کانیهای اصلی سکنس‌های بوکسیتی مورد مطالعه می‌باشد. کلریت، آاناتاز و

مرطوب است [11]. بافت شاخص در لایه‌های مختلف افق بوکسیتی این کانسارها عبارتند از اوولیتی - پیزولیتی، اوئیدی اسفروئیدی، پیزولیتی، پلیمورفیک، در زیر خصوصیات پتروگرافی و کانی‌شناسی هر افق بوکسیتی در هر دو کانسار جداگانه مورد بررسی قرار گرفته است (جدول 1).

بوکسیت سفید

در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این بوکسیت بافت اوئیدی - پیزوئیدی قابل مشاهده است. اندازه ذرات تشکیل دهنده ماتریکس بیش از صد میکرون است که ماتریکس ماکروکریستالین را در این بوکسیت نشان می‌دهد (شکل E6). بوهمیت و کلسیت از کانیهای اصلی دیاسپور، کائولینیت و آاناتاز و روتیل (کانیهای تیتانیوم دار) به صورت کانی فرعی می‌باشد (شکل A, B 5). شکستگیهای شعاعی در داخل بعضی از پیزولیت‌های این بوکسیت دیده می‌شود. منشا این درزه‌ها مربوط به فرایندهای اولیه خشک شدگی ژل می‌باشد [12]. گاهی در بافت اثراتی از حمل و نقل نیز دیده می‌شود که نشان می‌دهد پیزوئیدها ابتدا به صورت برجا در بوکسیت لاتریتی تشکیل شده است و پس از هوازگی وارد یک محیط کم عمق شده و بوکسیت کارستی را بوجود آورده است [13].

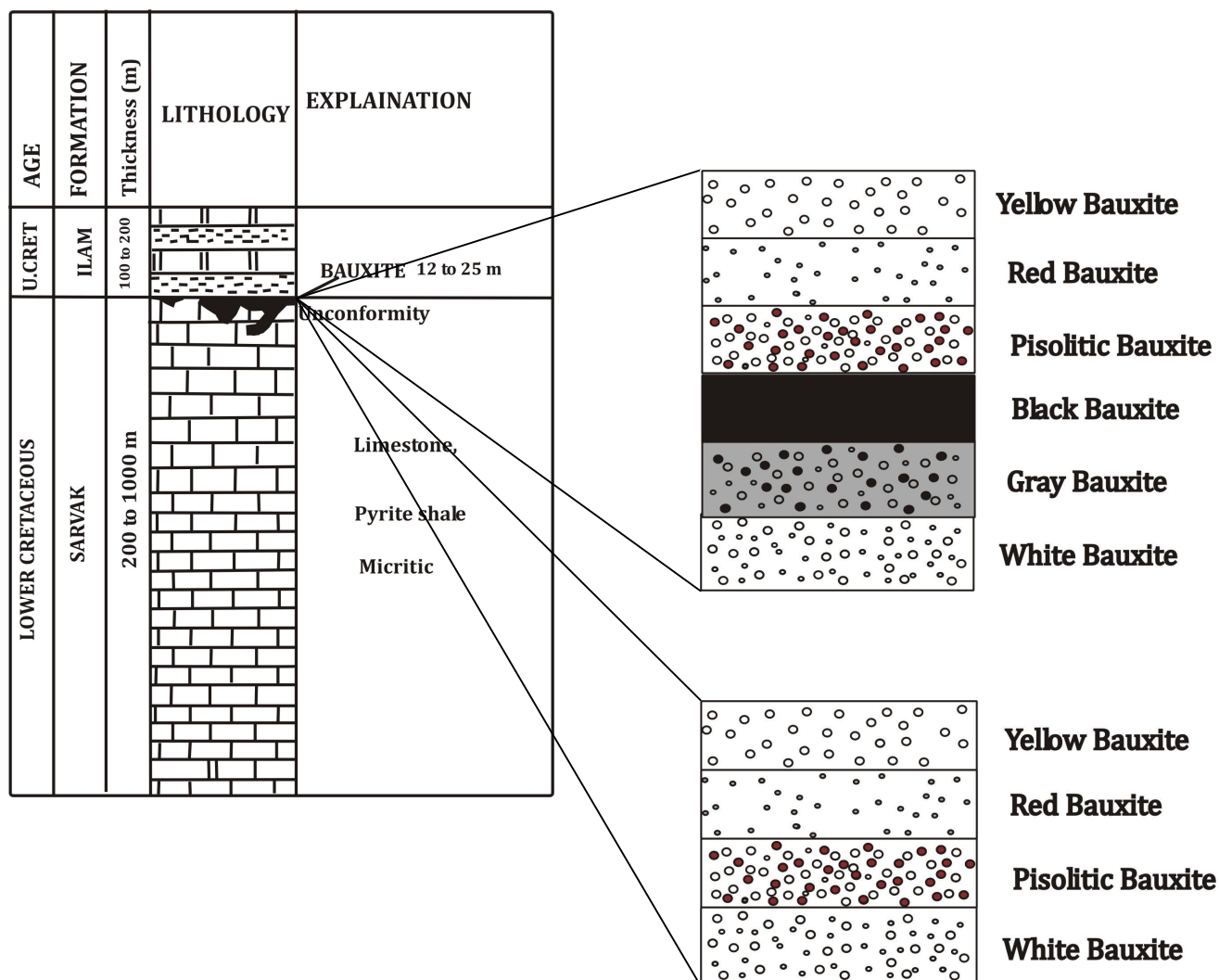
بوکسیت سیاه

رنگ کلی این بوکسیت به صورت ترکیبی از سیاه و قهوه‌ای است، ولی به علت غالب بودن رنگ سیاه ناشی از وجود مواد آلی، آن را بوکسیت سیاه می‌نامند [13]. تصویر میکروسکوپی از مقاطع نازک این بوکسیت بافت غالب اوئیدی، ماتریکس پان ایدومورف می‌باشد. بوهمیت، کائولینیت و آاناتاز جزو کانیهای اصلی این بوکسیت محسوب می‌شوند. بوهمیت به صورت پوسته‌های هم‌مرکز اطراف اوئیدها را تشکیل می‌دهد. کائولینیت نیز فواصل بین اوئیدها و درزه‌های موجود درون اوئیدها را پر می‌کند. همان طور که در بالا ذکر شد می‌توان هر دو تیپ از شکستگی را در مقاطع نازک مشاهده کرد.

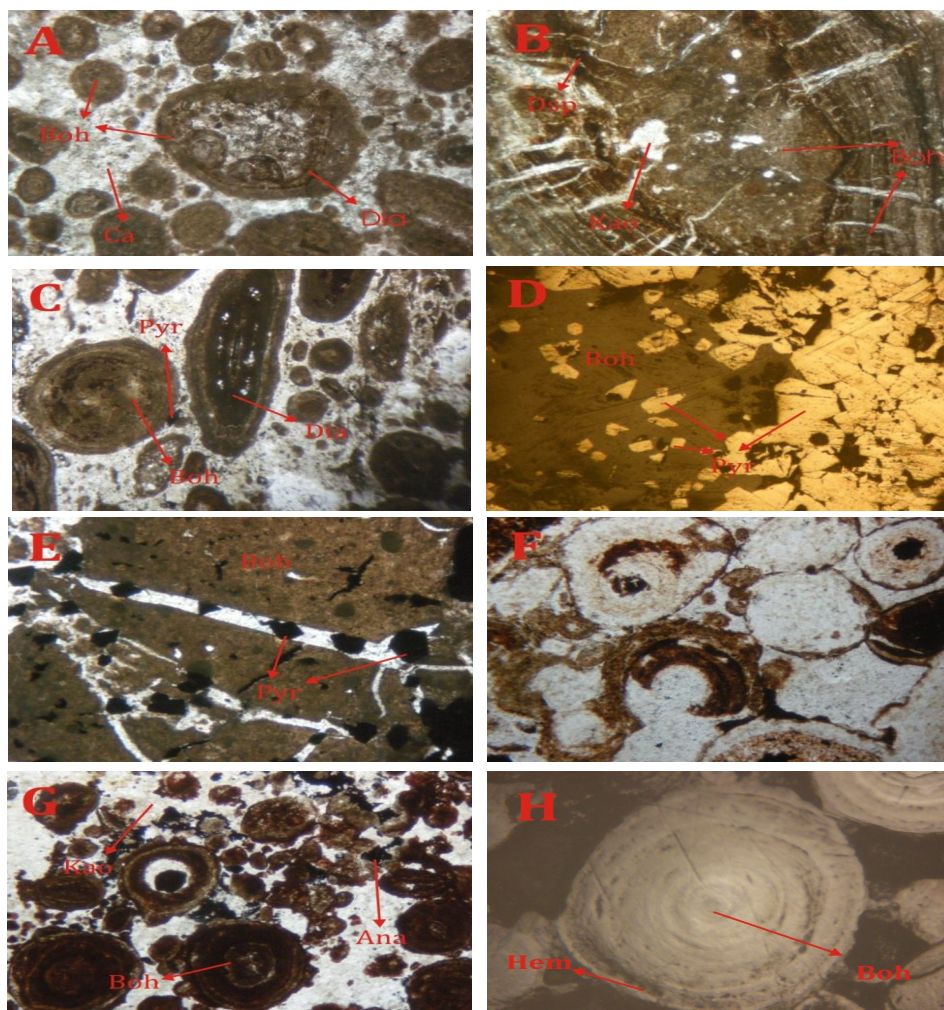
روتیل جزو کانی‌های فرعی این کانسار به حساب می‌آیند. در مطالعه مقاطع میکروسکوپی قسمتهای قاعده‌ای این افق بوکسیتی (سازند سروک و بوکسیت خاکستری) کانی پیریت قابل مشاهده است. پیریت‌ها به دو صورت تمام شکل‌دار¹ و کروی²، ساختمان پوستی و بی شکل دارند. پیریت‌های شکل‌دار به صورت کوبیک و بسیار کوچک در اطراف اوئیدها دیده می‌شود (شکل C, D, E-5). با توجه به فرمول شیمیایی پیریت و وجود یون Fe^{+3} می‌توان این بوکسیت را از نوع بوکسیت فریوس تقسیم‌بندی کرد [9]. فرآیند آهن‌شویی یکی از فرآیندهای اپی‌ژنتیک مشاهده شده در افقهای بوکسیت پیزولیتی و قرمز می‌باشد که در اثر آن عنصر آهن آب شویی و به درجات مختلف از سنگ خارج می‌شود. در مقیاس مقاطع نازک شدت آهن شویی در بوکسیت پیزولیتی و قرمز بسیار متغیر است به گونه‌ای که برخی از اجزا، آهن شویی کمی را تحمل کرده‌اند (شکل F-5). گسترش شکستگیها و درزه‌ها نیز که یک فرآیند اپی‌ژنتیک است، از عوارض قابل مشاهده در این کانسار می‌باشد. می‌توان این شکستگیها را به دو گروه تقسیم کرد. 1) شکستگیهای داخل دانه‌ها (پیزولیت، اوئید). 2) شکستگی و درزه‌های ماتریکس (شکل B, E-5). منشا این گروه از درزه‌ها مربوط به فرایندهای اولیه فشردگی ژل می‌باشد که این نوع درزه‌ها در پیزولیت‌ها گسترش دارد و به صورت شبکه شعاعی دیده می‌شود [10]. گروه دوم از درزه‌ها و شکستگی‌ها که در ماتریکس گسترش می‌یابد دارای منشا تکتونیکی بوده و ماتریکس دانه را قطع می‌کند. در مطالعات میکروسکوپی چند نوع از پیزولیت قابل مشاهده است. 1) پیزولیت‌های کاملاً گرد با پوسته‌های حفظ شده که بیشتر از کانی بوهمیت و گاهی هماتیت تشکیل شده است. هماتیت باعث رنگ قرمز این نوع از پیزولیت‌ها می‌شود. 2) پیزولیت‌های نیمه خرد شده که قسمتهایی از آن با کائولینیت پر شده است. 3) تجمعی از پیزولیت‌های به رنگ روشن که نشان از آهن شویی فراوان دارد. این مراحل تابع تغییرات آب و هوایی است. در مرحله اول هسته بزرگ هماتیتی آلومینیوم دار در طی آب و هوای مرطوب ایجاد می‌شود. دومین مرحله مربوط به شرایط خشکی است که در ارتباط با پس روی و افتادگی سطح آب دریا صورت می‌گیرد که شرایط مساعد پایداری بوهمیت نسبت به آب و هوای

¹ Euhedral

² Spherical



شکل 4. ستون چینه شناسی و توالی افق بوکسیتی در بوکسیت مندان (الف) بوکسیت ده نو (ب).



شکل 5. A- تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک کانسار بوکسیتی مندان: تصویر میکروسکوپی از اوئیدی با قطر 600 میکرون که داخل آن اوئیدهای کوچکتر تشکیل شده است. B) پیژوئیدی با قطر بیش از 1mm با شکستگی شعاعی C) تصویر میکروسکوپی از پیژولیتی با قطر 300 تا 400 میکرون، که در آن کانی پیریت و بوهمیت کاملاً مشخص شده است. D) تصویری از مقطع صیقلی تهیه شده از بوکسیت خاکستری که در آن پیریت مشخص است. E) دانه‌های شکل دار پیریت در کنار اوئیدها F) پیژولیت‌های کاملاً آهن شویی شده از بوکسیت پیژولیتی G. پیژولیت‌های کاملاً حفظ شده. H) عکسی از پیژولیتی با قطر 600 میکرون (بوکسیت پیژولیت).

جدول 1. خصوصیات کانی شناسی و بافتی افقهای بوکسیتی مندان و ده نو

بوکسیت سفید	اوئیدی - پیژوئیدی	ماکروکریستالین	بوهمیت، کلسیت	دیاسپور، کائولینیت، آاناتاز، روتیل
بوکسیت خاکستری	اوئیدی - اسفروئیدی	پان ایدومورف	بوهمیت، پیریت، مارکازیت	روتیل، آاناتاز
بوکسیت سفید	اوئیدی - پیژوئیدی	ماکروکریستالین	بوهمیت، کلسیت	دیاسپور، کائولینیت، آاناتاز، روتیل
بوکسیت خاکستری	اوئیدی - اسفروئیدی	پان ایدومورف	بوهمیت، پیریت، مارکازیت	روتیل، آاناتاز
بوکسیت سیاه	اوئیدی	پان ایدومورف	بوهمیت، کائولینیت، آاناتاز	روتیل، کلریت
بوکسیت پیژولیتی	اوولیتی - پیژولیتی	ماکروکریستالین	بوهمیت، هماتیت، دیاسپور	کائولینیت-آاناتاز
بوکسیت قرمز	اوئیدی - پیژوئیدی	میکرو گرانولار	بوهمیت-کائولینیت-آاناتاز	روتیل - هماتیت - کلریت

بوکسیت خاکستری

رنگ کلی بوکسیت در نمونه دستی خاکستری است. در نمونه‌هایی از این بوکسیت پیریت به خوبی با چشم غیر مسلح دیده می‌شود. بوهمیت، پیریت و مارکازیت از کانیهای اصلی این بوکسیت می‌باشند. از کانی‌های تیره میتوان به روتیل و آاناتاز (کانیهای تیتانیوم) که به صورت گوه‌ای و ایدومورف دیده می‌شوند. پیریت به دو صورت تمام شکلدار و کروی³ که به صورت ساختمان پوستی بافتی و بی‌شکل می‌باشد. پیریت شکل‌دار به صورت دانه‌های کوچک در اطراف اوئیدها مشاهده می‌شود (شکل 5، C,D,F). با توجه به فرمول شیمیایی پیریت و وجود یون Fe^{+3} می‌توان این بوکسیت را از نوع بوکسیت فریوس تقسیم‌بندی کرد [14]. پیریت و مارکازیت از کانیهای محیط احیا است. این کانیها در زمانی که بوکسیت در نزدیکی سطح زمین قرار گرفته و اکسیده شده، از محیط خارج می‌شود که در این حالت اوئیدها شکل اسفنجی پیدا می‌کنند [15].

بوکسیت پیژولیتی

زمینه کلی این لایه از بوکسیت قرمز رنگ تا بنفش می‌باشد که نقاط و رگه‌های روشن بر روی این زمینه به رنگ زرد و زرد روشن قرار گرفته‌اند. در مشاهدات صحرایی آهن‌زدایی ثانویه در امتداد رگه و نقاط با تراوایی بیشتر صورت گرفته و رنگ زرد را

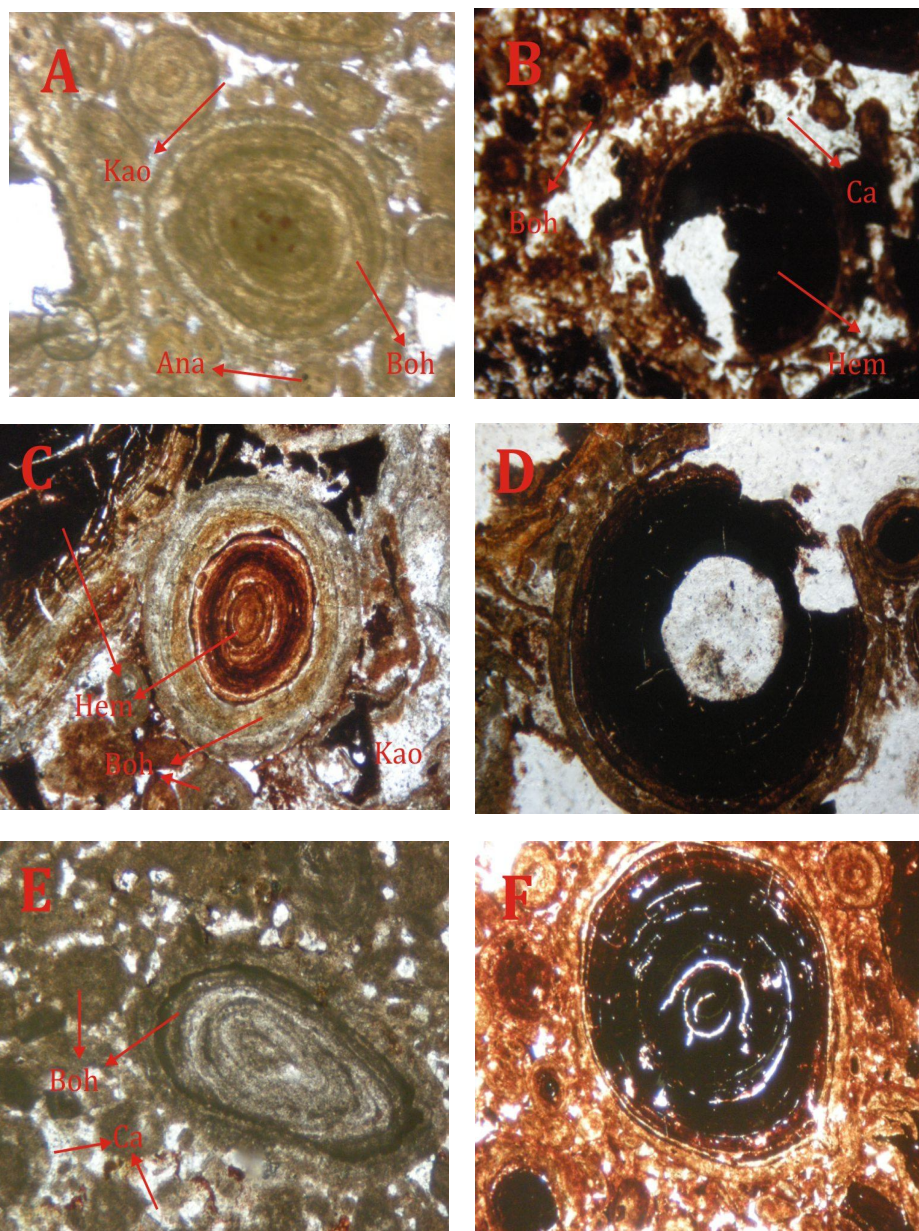
ایجاد نموده است. سطح لایه به دلیل اینکه تحت تاثیر آبهای جوی با PH اسیدی قرار گرفته‌اند به میزان اندکی رنگ زرد را نشان می‌دهد. پس از مشاهده برشهای تازه مشخص شد که رنگ اصلی کانه قرمز متمایل به بنفش است که عمدتاً تجمع کانی هماتیت را نشان می‌دهد [16]. بافت این بوکسیت اوولیتی - پیژولیتی می‌باشد. دانه‌های تشکیل دهنده ماتریکس بیش از 100 میکرون است که نشان از ماتریکس ماکروکریستالین دارد (شکل 5 F,G). کانی اصلی تشکیل دهنده پیژولیت‌ها بوهمیت، هماتیت و دیاسپور است. کانیهای دیاسپوری نسبت به دیگر کانیهای بوکسیتی دارای ذرات بزرگتری هستند که علت آن گذشت زمان و تحمل دیاژنز و تاثیر تکنونیک است. همچنین ذرات سازنده دیاسپور دارای اشکال منظم‌تری از بوهمیت و گیسیت هستند [17]. کائولینیت و آاناتاز به صورت کانی فرعی هستند. در مطالعات میکروسکوپی شاهد چند نوع از پیژولیت‌ها هستیم.

1) پیژولیت‌های کاملاً گرد و با اشکال حفظ شده که بیشتر از کانی بوهمیت و گاهی هماتیت تشکیل شده است (شکل 6 E,C). هماتیت باعث رنگ قرمز این نوع از پیژولیت‌ها می‌شود. 2) پیژولیت‌های نیمه خرد شده که قسمتهایی از آن با کائولینیت پر شده است. 3) تجمعی از پیژولیت‌هایی به رنگ روشن که نشان از آهن شویی فراوان دارد. پیژولیت‌ها در مرحله تجمع رس در کارست شکل می‌گیرد. تشکیل پیژولیت‌ها شامل دو مرحله متفاوت است. این مراحل تابع تغییرات شرایط آب و

³Framboidal

افتادگی سطح آب دریا است که شرایط مساعد پایداری بوهمیت نسبت به آب و هوای مرطوب است [18].

هوایی است. در مرحله اول هسته بزرگ هماتیستی آلومینیوم دار در طول آب و هوای مرطوب ایجاد می شود. دومین مرحله مربوط به شرایط خشکی می باشد که در ارتباط با پس روی و



شکل 6. تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک بوکسیت ده نو: A - بوکسیت زرد؛ تصویر از اوئیدی با قطر 400 میکرون، ماتریکس با اوئیدهای کوچکتر از 100 میکرون. B - بوکسیت قرمز؛ پیزولیتی با قطر 300 میکرون که قسمتهایی از آن شکستگی پیدا کرده است. C - بوکسیت پیزولیتی؛ پیزولیتی با قطر 300 میکرون با ماتریکسی با دانه هایی با قطر 50 تا 100 میکرون. D - بوکسیت پیزولیتی؛ پیزولیت شکسته شده با قطر 600 میکرون، همراه با ماتریکسی که ناپایدار بوده و کاملاً آهن شویی شده است. E - بوکسیت سفید؛ پیزولیت با قطر 500 میکرون با ماتریکسی که از اوئیدهای 100 تا 200 میکرون تشکیل شده است. F - بوکسیت قرمز؛ پیزولیتی با قطر 300 میکرون که با ماتریکسی از اوئیدها بین 100 تا 200 میکرون احاطه شده است.

بوکسیت قرمز

بوکسیت قرمز از لحاظ ویژگیهای ظاهری شبیه بوکسیت پیزولیتی است، ولی در رنگ، تفاوت اندکی است و به رنگ قرمز روشن دیده می‌شود. بافت این بوکسیت، اوویدی و پیزوئیدی است (شکل F6). کانی‌های موجود با توجه به خواص نوری موجود، بوهمیت، کائولینیت و آناز است. روتیل، کلریت و هماتیت از کانی‌های فرعی این بوکسیت می‌باشند. رنگ قرمز این بوکسیت دلالت بر وجود کانی هماتیت دارد. در مقاطع میکروسکپی این بوکسیت می‌توان پیزولیت‌هایی که در مرکز از اوئیدهای کوچکتر تشکیل شده است را مشاهده کرد.

بوکسیت زرد

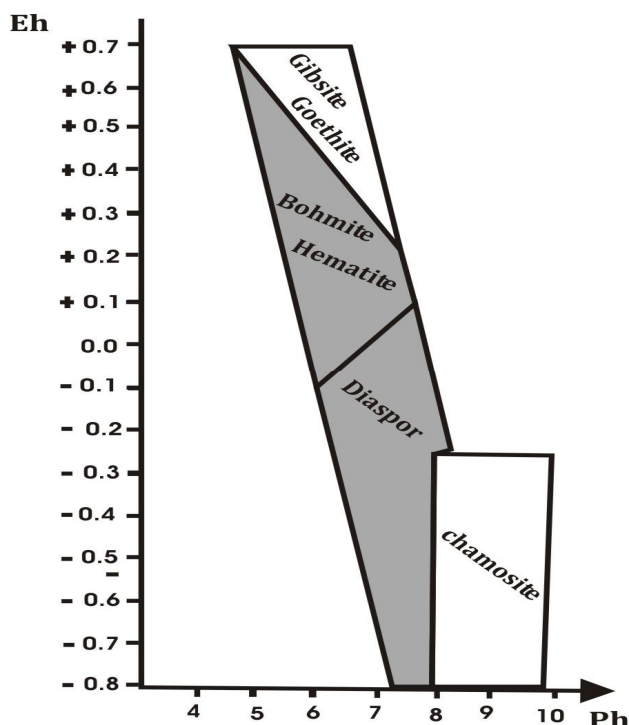
زمینه کلی این لایه به رنگ زرد می‌باشد. عناصر تیره بافتی در داخل آن مشخص است. دارای بافت پیزولیتی است و ماتریکس آن پانایدومورف است (شکل A6). کانیهای اصلی این بوکسیت، بوهمیت و کائولینیت است. آناز و روتیل از کانیهای فرعی این بوکسیت و همچنین دانه‌های تیره رنگ روتیل را نیز می‌توان در مقاطع میکروسکپی این بوکسیت مشاهده کرد. در شکل پیزولیتی که حاوی اوئیدهای کوچکتر است دیده می‌شود.

این پیزولیت‌ها حمل و نقل و منشا نابرجا بودن را نشان می‌دهند. در قسمت‌هایی از مقاطع نازک، کائولینیت به صورت رنگ سفید (خاکستری) دیده می‌شود.

تعیین شرایط محیط رسوبی نهشته‌های بوکسیتی مندان و

ده نو

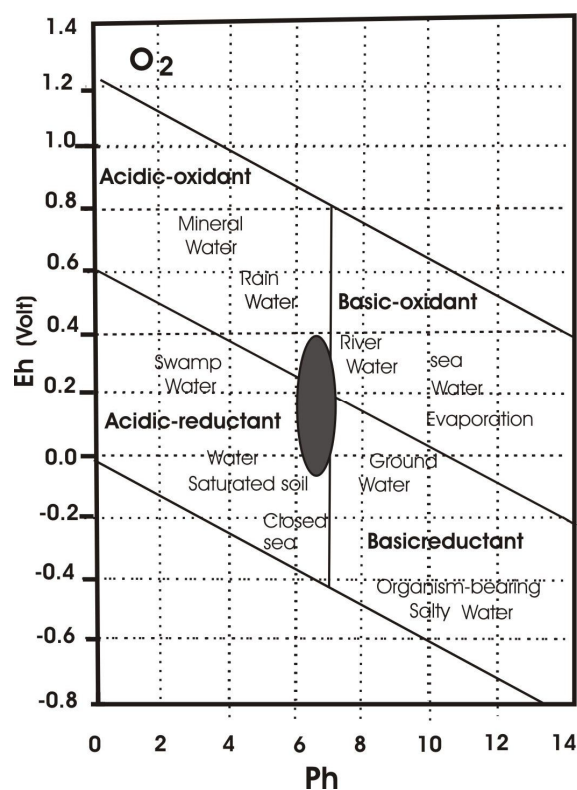
همان طور که قبلاً ذکر شد مهمترین ویژگی بارز تمام بوکسیت‌ها فراوانی و پراکندگی کانی بوهمیت است. بوهمیت، دیاسپور، کائولینیت و کلسیت از کانیهای اصلی هر دو سکانس بوکسیتی می‌باشند. طبق بررسیهای انجام شده مشخص شد، پتانسیل اکسیداسیون، احیا و همچنین pH محیط، نقشی مهم در تشکیل کانیهای آلومینیوم دارد [18]. بهترین شرایط برای تشکیل بوکسیت pH حدود 5 الی 9 و شرایط Eh حدود صفر تا 0/6 است. بوهمیت و هماتیت که از کانیهای اصلی افقهای بوکسیتی قرمز و پیزولیتی است در شرایط یکسان از لحاظ پتانسیل اکسیداسیون و احیا بوجود می‌آید [19]. شکل 7 همراهی بوهمیت و هماتیت محیط اکسایشی ضعیف تر و محیط اسیدی ضعیف تر و همچنین دیاسپور و هماتیت محیط خنثی را نشان می‌دهد.



شکل 7. دامنه تشکیل کانیهای آلومینیوم و آهن به عنوان تابعی از Eh-pH [20] در شکل شرایط Eh-pH کانیهای دو کانسار مندان و ده نو که شامل کانی بوهمیت، هماتیت و دیاسپور است که بصورت خاکستری رنگ، نشان داده شده است.

که در شرایط محیطی متفاوت تشکیل شده است. (1) رخساره اکسیدان که شامل کانیه‌های بوهمیت، دیاسپور، هماتیت و کائولینیت است. (2) رخساره احیایی، پیریت، کلریت و دیاسپور می‌باشد. نبود افق بوکسیت خاکستری و بوکسیت سیاه در کانسار ده نو نشان می‌دهد که تنها محیط اکسیدان در جریان ته نشست این کانسار بر محیط حاکم بوده است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که بوهمیت برای ته‌نشینی به عنوان کانی آلومینای آزاد اولیه در شرایط سطحی نیاز به pH به گستره بیشتر از 5 دارد. هماتیت در pH 4 و Eh 0/43 پایدار می‌باشد. با توجه به چگونگی پایداری کانیه‌های یاد شده در نهشته‌های بوکسیت مندان در شرایط دو متغیره Eh-pH ، کانسار مندان در محیطی با عملکرد آبهای اکسیدی و احیایی که شامل آبهای متئوریک و سیالات محیطهای باتلاقی می‌باشد (شکل 8) و کانسار ده نو در یک محیط کاملاً اکسیدی تشکیل گردیده است. بر این اساس در طی فرآیند بوکسیت‌زیی شرایط اکسیدان به طور مقطعی به محیط احیایی تغییر می‌یابد.

بر اساس مطالعات کانی‌شناسی مشخص شد بوکسیت‌های خاکستری، حاوی دانه‌های پیریت می‌باشند. وجود دانه‌های پیریت نشان از محیط احیایی است زیرا در محیطهای اسیدی و اکسیدان آهن به صورت Fe^{+2} و Fe^{+3} در آب محلول است [21]. در محیط احیا، Fe به صورت FeS_2 (پیریت) بر جای گذاشته می‌شود. فرآیند آهن‌شویی در بخش‌ای مختلف هر دو کانسار (مندان، ده‌نو) توسط نسبت گردش سیالات متئوریک کنترل می‌شود. تنوع فرایند آهن‌شویی، مبین فعالیت‌های زیستی گیاهان باتلاقی و میکروبی مربوطه است که موجب ایجاد محیطی اسیدی (pH حدود 3 تا 6) و شرایط احیایی شده‌اند. در این محیط Fe^{+3} به Fe^{+2} احیا می‌شود. به طور کلی در این کانسار با توجه به وجود هماتیت، پیریت و محیطهای اکسیدان و احیا می‌توان تبدیل پیریت به هماتیت یا گاهی عکس این حالت را مشاهده کرد که ناشی از تغییر در شرایط Eh, pH می‌باشد. مطالعات کانی‌شناسی و نتایج XRD در افق بوکسیتی مندان دو رخساره کانیه‌ای را نشان می‌دهند



شکل 8، شرایط Eh-pH محیطهای جوی طبیعی با توجه به پایداری کانیه‌ها [22]. که در آن موقعیت نهشته‌های بوکسیتی مندان و ده نو [23] نشان داده شده است.

نتیجه‌گیری

(6) با توجه به چگونگی پایداری کانیهای یاد شده در نهشته های بوکسیت مندان در نمودار دو متغیره Eh-pH، کانسار مندان در محیطی با عملکرد آبهای اکسیدی و احیایی که شامل آبهای جوی و سیالات محیطهای باتلاقی می‌باشد تشکیل و کانسار ده نو نیز در یک محیط کاملاً اکسیدی تشکیل گردیده است. بر این اساس در طی فرآیند بوکسیت زایی شرایط اکسیدان به طور مقطعی به یک محیط احیایی تغییر می‌یابد.

مراجع

- [1] Bardossy G. Karst bauxite, "Bauxite Deposits on carbonate Rock"s. Developments in Economic Geology, 14. Elsevier, (1982), 441pp.
- [2] Bogatyrev, B.A., Zhukov V.V., Tsekhevsky Yu.G., "Formation Condition and Regularities of Large and Superlarge Bauxite Deposits". Lithology and Mineral Resources, 44. (2009), 135-151.
- [3] Zarasvandi A., Charchi A., Carranza E.J.M., "Karst bauxite deposits in the Zagros Mountain Belt, Iran". Ore Geology Reviews 34, (2008), 521-532.
- [4] بدری ع، "چرچی ع"، "پی جویی آنومالی های بوکسیت در استان خوزستان و مناطق مجاور"، دانشگاه شهید چمران اهواز- معاونت پژوهشی، شماره طرح 327 (1379)، 147 صفحه.
- [5] زراسوندی ع، "بررسی زمین شناسی، ژئوشیمی اندیسه های بوکسیتی کرتاسه در استان کهگیلویه بویر احمد"، دانشگاه شهید چمران اهواز- معاونت پژوهشی، شماره طرح 628 (1387) 97 صفحه.
- [6] Alavi M., "Regional StratigraphY of The Zagros Fold Thrust Belt of Iran And Its Proforland And Evolution". American Journal of Scence, 304. (2004), 1-20.
- [7] درویش زاده ع، "زمین شناسی ایران، چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم"، انتشارات امیرکبیر تهران، 346 (1385) صفحه.
- [8] نصیب پور ح، "ژئوشیمی و ژنز کانسار بوکسیت هنگام (جنوب فیروز آباد)"، پایان نامه، دانشگاه شیراز، 191 (1379) صفحه.
- [9] Luskou M., Economou-Eliopulos M., "The role of microorganism on the mineralogical and geochemical characteristics of the Paranssos-Ghiona bauxite deposits, Greece.", Journal of Geochemical Exploration 93. (2007), 67-77.
- (1) بوهمیت، گیبسیت و دیاسپور، اصلی رین کانیهای Al دار در بوکسیت های زاگرس می‌باشد. با بررسیهای کانی شناسی و پتروگرافی مشخص شد که بوهمیت کانی اصلی آلومینیوم دار در این کانسار می‌باشد. با توجه به حضور بوهمیت به عنوان شاخص ترین کانی غنی از Al در محیط فرسایشی و ناپیوستگیهای رسوبی چنین به نظر می‌رسد که زایش این کانسارها شدیداً تحت تاثیر فرسایش و ناپیوستگی صورت گرفته در سنومانین - تورنین است.
- (2) وجود خرده های آواری در پیزولیت ها و اوئیدها شواهدی از انتقال را نشان می‌دهد، که بیانگر نابرجا بودن آنها می‌باشد. از طرفی وجود شکافهایی ناشی از تراکم ژل در پیزوئیدها نشان دهنده تشکیل به صورت برجاست. بنابراین دو مرحله بوکسیت زایی را متحمل شده است: ابتدا بوکسیت به صورت برجاست تشکیل و سپس در اثر فرسایش به صورت تخریبی وارد حوضه رسوبی شده و بوکسیت کارستی را تشکیل داده است.
- (3) وجود دو نوع پیریت در قاعده افق بوکسیتی و بوکسیت خاکستری و همچنین رنگ قرمز بوکسیت پیزولیتی و قرمز (وجود هماتیت) تغییر از شرایط اکسیدی به احیایی را نشان می‌دهد.
- (4) وجود بافت پیزولیتی در افق بوکسیت پیزولیتی و بوکسیت زرد تشکیل کلونید را مشخص می‌کند. این کلونید به دلیل انحلال ناهماهنگ ضمن فرایندهای دیاژنز ایجاد شده است که در قسمت های انحلال نیافته (خرده های اکسید آهن یا پوسته های پیزوئیدی) قبلی تشکیل کنکرسیون داده و بافت پیزولیتی را ایجاد می‌کنند.
- (5) با توجه به مطالعات کانی شناسی و نتایج XRD، در افق بوکسیتی مندان دو رخساره کانیایی تشخیص داده شد، که در شرایط محیطی متفاوت تشکیل شده است. (1) رخساره اکسیدان که شامل کانیهای بوهمیت، دیاسپور، هماتیت و کائولینیت است. (2) رخساره احیایی، پیریت، کلریت و دیاسپور می‌باشد. در بررسیهای صحرایی نبود افق بوکسیتی خاکستری و سیاه در کانسار ده نو مشخص شد، که نشان از وجود فقط یک محیط اکسیدان در این منطقه است.

دانشگاه شهید چمران اهواز - معاونت پژوهشی، شماره طرح 628، (1387)، 97 صفحه.

[17] Bardossy G., Aleva g.Y., "Lataritic bauxite, Akadema, Kiado, Bodapest". (1990), 646.

[18] Mutakyahwa M.K.D., Kingura J.R.I., Murma A.H., "Geology and geochemistry of bauxite deposits lushoto District, Usambara Mountazania". Journal of African Earth Siences 36. (2003), 357-369.

[19] Valetton I., "Bauxite-Development in soil science", Vol. 1, Elsevier, Amsterdam, (1972) 22 gp.

[20] شهریار، م.، "ذخایر بوکسیت کارستی (یا بستر کربناته)"، "جهاد دانشگاهی دانشکده فنی دانشگاه تهران. (1365) 226 صفحه.

[21] کریم پور م.، سعادت س.، "زمین شناسی اقتصادی کاربردی"، دانشگاه فردوسی مشهد (1381) ص 235.

[22] Dangig.A. "Kaolinization of Bauxite : a study in the Valsenca Bauxite area. Yugoslavia. I.Alteration of matrix. "Clays and Clay Minerals.vol.33.No.6, (1985), 517-524.

[23] Temur S., Kansun G., "Geology and petrography of the Masatdagi diasporic bauxites, Alanya, Antalya turkey", Journal of Asian Earth sciences 27 (2006). 512-522.

[10] رحیم پور بناب ح.، اسماعیلی د.، "پتروگرافی و ژنز کانسار بوکسیت جاجرم"، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی و سوم، شماره یک، (1386) ص 107-123.

[11] Mutakyahwa M.K.D., Kingura J.R.I., Murma A.H., "Geology and geochemistry of bauxite deposits lushoto District, Usambara Mountazania". Journal of African Earth Siences 36 (2003) 357-369.

[12] شهریار، م.، "ذخایر بوکسیت کارستی (یا بستر کربناته)"، "جهاد دانشگاهی دانشکده فنی دانشگاه تهران. (1365) 226 صفحه.

[13] حجازی ا.، زراسوندی ع.، زمانیان ح.، "شناسایی سنگ مادر ژئوشیمی کانسار بوکسیت سرفاریاب"، پایان نامه - دانشگاه آزاد اسلامی خرم آباد، (1387) ص 176.

[14] Luskou M.Economou-Eliopulos M., "The role of microorganism on the mineralogical and geochemical characteristics of the Paranssos-Ghiona bauxite deposits, Greece". Journal of Geochmical Exploration 93. (2007), 67-77.

[15] Bardossy G. Karst bauxite, "Bauxite Deposites on carbonate Rocks". Developments in Economic Geology, 14. Elsevier, (1982), 441pp.

[16] زراسوندی ع.، بررسی زمین شناسی، ژئوشیمی اندیسهای بوکسیتی کرتاسه در استان کهگیلویه بویر احمد".



زمین شیمی، پترولوژی و سن سنجی زیرکان - اورانیوم - سرب توده گرانیوتئیدی بی بی مریم، شمال خاور نهبندان، خاور ایران

محمدحسین زرین کوب^{1*}، سون لین چانگ²، سید سعید محمدی¹، محمد مهدی خطیب¹

1- دانشگاه بیرجند، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

2- دانشگاه ملی تایوان، بخش علوم زمین، تایپه، تایوان

دریافت مقاله: 1389/8/3، نسخه نهایی: 1389/11/10

چکیده

توده گرانیوتئیدی بی بی مریم با وسعت حدود 5 کیلومتر مربع به درون نوار افیولیت ملانژ خاور ایران، در پهنه جوش خورده سیستان نفوذ کرده است. آثار حرارتی این توده بر روی سنگهای میزبان نشان می دهد که این فعالیت بعد از جای گیری افیولیت ملانژ رخ داده است. این توده نفوذی که دارای روند کلی شمال باختری - جنوب خاوری است عمدتاً از تونالیت - کوارتز دیوریت تشکیل شده ولی در بخش شمال باختری آن یک واحد فرعی گرانودیوریتی به صورت دایک بروز کرده است. بافت غالب در توده تونالیتی - کوارتز دیوریتی، دانه های و در بخش گرانودیوریتی، دانه های، میرمکیتی و گرافیکی است. کوارتز، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین) و بیوتیت به عنوان کانیه های اصلی و آلفیبول (هورنبلند)، آپاتیت، زیرکان و کانی کدر از اجزای فرعی واحد اصلی این توده می باشند. کوارتز، پلاژیوکلاز سدیک و آلکالی فلدسپار کانیه های اصلی و گارنت، آپاتیت و کانیه های کدر، کانیه های فرعی واحد گرانودیوریتی را می سازند. توده گرانیوتئیدی بی بی مریم در محدوده کالک آلکالین، متآلومین تا اندکی پرآلومین و از نوع کمان ماگمایی قرار می گیرد. بالا بودن نسبت LREE/HREE، مقدار نسبت Sr/Y (میانگین 38/7)، و مقدار SiO₂ (میانگین 69/48) به همراه فقدان آنومالی منفی Eu نشان می دهند که این سنگها شباهت زیادی به آداکیت های غنی از سیلیس دارند. افزایش نسبت Sr/Y ناشی از ذوب عمیق و در محدوده ناپایدار شدن پلاژیوکلاز و پایداری گارنت تعبیر می شود. این ماگما می تواند از یک منبع اکلوژیتی یا گارنت آمفیبولیتی، حاصل از دگرگونی ورقه اقبانوسی فرورانده شده خاور ایران، سرچشمه گرفته باشد. سن سنجی به روش زیرکان اورانیوم - سرب بر روی دانه های زیرکان جدا شده از فاز اصلی (تونالیت - کوارتز دیوریت) نشان می دهد که این ماگماتیزم در $71/5 \pm 6$ میلیون سال (ماستریشتین) رخ داده است. با توجه نتیجه سن سنجی می توان سن جای گیری افیولیت ملانژ میزبان را قبل از ماستریشتین دانست.

واژه های کلیدی: گرانیوتئید، بی بی مریم، سن سنجی، زیرکان - اورانیوم - سرب، خاور ایران.

مقدمه

35 کیلومتری شمال خاوری نهبندان و با وسعت حدود 5 کیلومتر مربع در درون مجموعه افیولیت ملانژی خاور ایران نفوذ کرده است. وجود یک توده گرانیوتئیدی در درون افیولیت مذکور پدیده قابل تاملی به نظر می رسد. سؤال تحقیق مطالعه محیط تکتونیکی و زمان رخداد این پدیده است. سنگهای گرانیوتئیدی را می توان به دو گروه مهم نوع کوه زایی و غیر کوه زایی تقسیم نمود که هر گروه در شرایط تکتونیکی خاصی تشکیل می گردند [۲،۳،۴]. تشخیص نوع گرانیوتئید و رژیم

زون جوش خورده سیستان در خاور ایران، باقی مانده مجموعه سنگی - زمین ساختی یک حوضه اقبانوسی است که در اثنای بسته شدن و برخورد قاره ای، فرارنده شده اند. توده های متعدد گرانیوتئیدی با سنهای مختلف در این زون رخنمون دارند که برخی قدیمی اند (مثل استوک چشمه استاد با $83/6 \pm 2/6$ میلیون سال) و برخی دیگر جوانند (مثل گرانیوت زاهدان با سن 32 میلیون سال [1]). توده گرانیوتئیدی بی بی مریم در فاصله

¹مسئول مکاتبات zarrinkoub@birjand.ac.ir

تکتونیکی تشکیل آن می‌تواند در امر پی جویی مواد معدنی خاصی از جمله قلع، تنگستن و مولیبدن اهمیت داشته باشد [5,6,7].

این توده در موقعیت جغرافیایی $60^{\circ}13'16''$ تا $60^{\circ}14'40''$

طول خاوری و $31^{\circ}51'$ تا $31^{\circ}52'30''$ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است (شکل 1). با توجه نقشه‌های زمین شناسی موجود [۹،۸]، این توده به عنوان یکی از اجزای مجموعه افیولیتی معرفی شده است. علی رغم آن که تا کنون در مورد پترولوژی، پتروگرافی و جایگاه تکتونیکی این توده مطالعاتی انجام شده [10,11,12]، اما هیچ گونه کار سن‌سنجی رادیومتری که یکی از شاخصهای بسیار مهم برای تفسیر جایگاه توده مذکور در خاور ایران می‌باشد، انجام نشده است. این تحقیق در قالب طرح پژوهشی مشترک بین دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان انجام پذیرفته است.

روش مطالعه

این پژوهش بر مبنای مشاهدات صحرایی، تجزیه شیمیایی نمونه‌ها و بررسیهای آزمایشگاهی انجام شده است. از نمونه های برداشت شده مقاطع نازک تهیه و مطالعه شدند. با توجه به اطلاعات ژئوشیمیایی [12]، فقط دو نمونه کنترلی برای تجزیه شیمیایی به دانشگاه ملی تایوان ارسال و پس از تهیه مهره شیشه‌ای (Glass bead) (به صورت $\text{sample:Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) (به صورت 1:5)، عناصر اصلی به روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) با دستگاه نوع Rogaku و آنالیز عناصر جزئی از طریق انحلال، به روش ICP-MS صورت گرفته است. از فاز اصلی توده مورد مطالعه یک نمونه برای جداسازی زیرکان به انستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک پکن در کشور چین ارسال گردید. زیرکان‌های جدا شده از نمونه به دانشگاه ملی تایوان در شهر تایپه انتقال داده شد و پس از تهیه تصاویر کاتدلومینسانس (CL)، سن‌سنجی به روش زیرکان – اورانیم – سرب با دستگاه Agilent 7500 ICP-MS +Laser انجام گردیده است.

جایگاه زمین شناسی

منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی ایالت ساختاری سیستان واقع شده است و لذا از ویژگیهای زمین شناسی این ایالت

ساختاری تبعیت می‌کند. به نظر [14] ایالت ساختاری سیستان زمین‌درز ناشی از برخورد پهنه لوت با بلوک افغان می‌باشد. باریکه اقیانوسی موجود بین این دو ورق قاره‌ای در اثر حرکت لوت به سمت خاور و فرو رفتن به زیر بلوک افغان، بسته شده و ادامه فرورانش منجر به برخورد پهنه لوت به بلوک افغان (الیگو – میوسن) گردیده است. به نظر [1] این فرورانش در ائوسن میانی متوقف شده و منجر به برخورد پهنه لوت و افغان گردیده است.

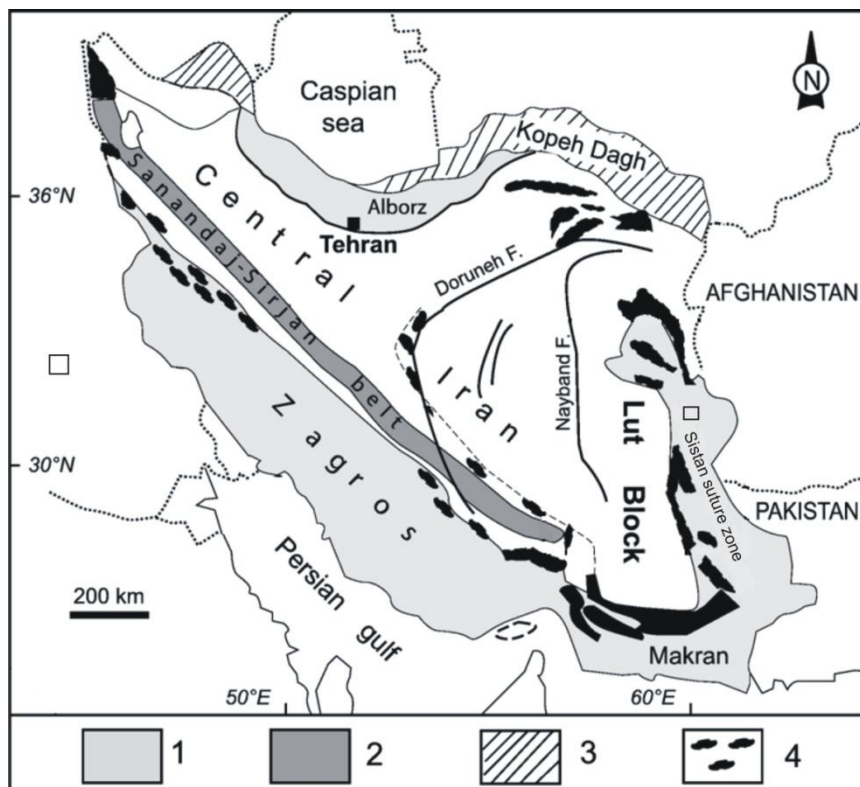
توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم با روند کلی شمال‌باختر- جنوب خاور در پهنه ساختاری سیستان، درون نوار افیولیت‌ملانژ خاور ایران و در پهنه گسلی نه‌بندان واقع گردیده است. واحدهای سنگی درون گیر توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه بلوکهای بزرگی از پریدوتیت، گابرو و بازالت و دیابازهای دگرسان شده می‌باشد که در بیشتر نقاط توسط توده گرانیتوئیدی قطع شده‌اند (شکل 2). سن افیولیت‌ملانژ منطقه، کرتاسه فوقانی اعلام شده [14] و توده مورد مطالعه نیز در نقشه زمین شناسی 1:100000 نه‌بندان [8]، گابرو به عنوان یکی از واحدهای مجموعه افیولیتی معرفی گردیده است. شواهد صحرایی به خصوص در حاشیه توده حاکی از آن است که زبانه‌های گرانیتوئیدی، سنگهای اولترامافیک را قطع نموده‌اند که بیانگر جوانتر بودن توده گرانیتوئیدی نسبت به سنگهای میزبان خود است.

بخش اصلی توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم را تونالیت- کوارتز دیوریت تشکیل داده و در بعضی جاها دایک‌های گرانودیوریتی، بخش تونالیتی را قطع نموده است. بر این اساس می‌توان ادعا کرد که سنگهای توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم در دو مرحله جایگیر شده‌اند، به طوری که در مرحله اول تونالیت- کوارتز دیوریت و در مرحله دوم گرانودیوریت تشکیل شده است. در این تحقیق از بخش اصلی توده بی‌بی‌مریم برای سن‌سنجی نمونه برداری شده است.

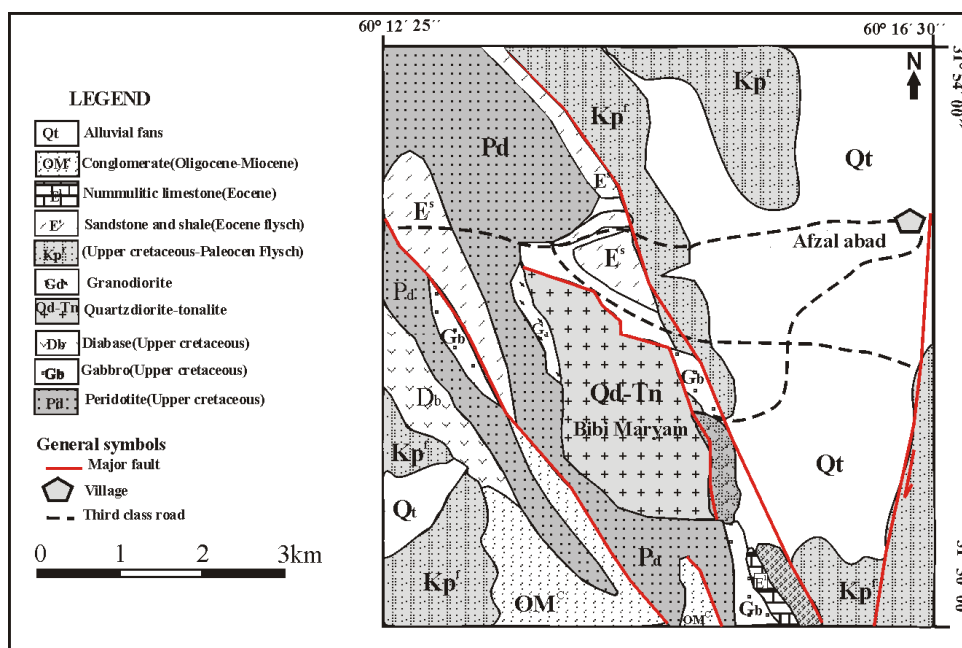
پتروگرافی

ویژگی‌های پتروگرافی دو فاز ماگمایی در بی‌بی‌مریم به شرح زیر است:

تونالیت- کوارتز دیوریت: بخش اصلی توده نفوذی را تونالیت تشکیل داده که در نمونه دستی، رنگ خاکستری روشن تا مایل به سبز و بافت تمام بلورین دارد.



شکل 1. جایگاه زون جوش خورده سیستان در خاور ایران و منطقه مورد مطالعه که به صورت مربع بر روی آن مشخص شده است (اقتباس از [13] واحدهای معرفی شده به ترتیب عبارتند از: 1- کمر بند آلی 2- کمان ماگمایی مزوزوئیک 3- کمر بند هرسی نین 4- افیولیت ها).



شکل 2. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه که در شکل 1 به صورت مربع نشان داده شده است.

سنگ به شمار می‌آیند. بر پایه نتایج پتروگرافی و مدال، نام سنگهای مورد مطالعه تونالیت، گرانودیوریت و به مقدار کم کوارتز دیوریت و مونزوگرانیت است.

ژئوشیمی و پتروژنز

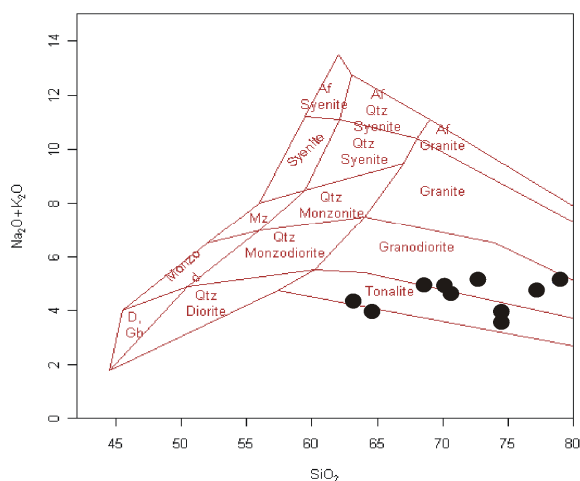
ویژگیهای کلی ژئوشیمیایی برای سنگهای نفوذی بی‌بی‌مریم به کمک تجزیه‌های شیمیایی بر روی این سنگها مشخص گردیده است. آنالیزهای کنترلی انجام شده با نامهای 21A و 22A در جدولهای 1 و 2 آمده است. سایر نمونه‌های ذکر شده در جدولهای 1 و 2 از کارهای قبلی [12] اخذ شده است. نام گذاری سنگهای نفوذی بی‌بی‌مریم بر پایه ترکیب کانیشناسی، شمارش کانیها و استفاده از ترکیب شیمیایی صورت گرفته است. برای نام گذاری شیمیایی، از نمودار [15] براساس درصد وزنی آلکالین‌ها نسبت به سیلیس استفاده گردید که محدوده ترکیب شیمیایی این سنگها تونالیت و گرانودیوریت است (شکل 3).

برای بررسی ماهیت ماگمای تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه از نمودار [16] استفاده گردید. تمام سنگهای مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالین پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (شکل 4). ماهیت کالک‌آلکالین این سنگها می‌تواند بیانگر اختلاط مواد مذاب منشا، گرفته از گوشته با اجزای پوسته‌ای باشد [17].

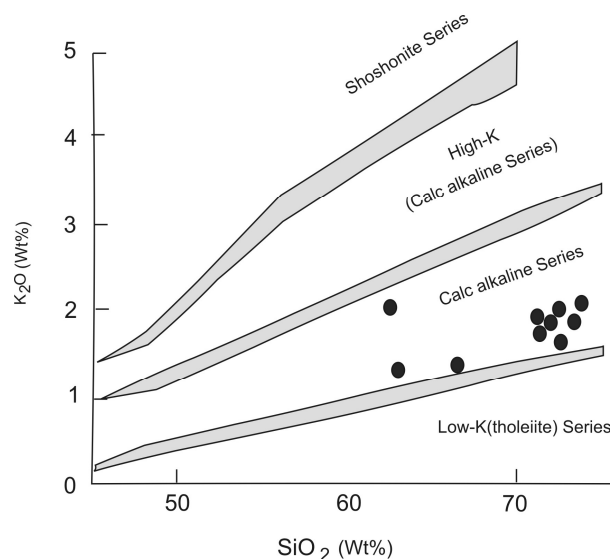
در برخی نمونه‌ها با کاهش میزان کوارتز، تغییر ترکیب پلاژیوکلاز و افزایش کانیهای مافیک (به خصوص هورنبلند)، ترکیب سنگ به کوارتز دیوریت متمایل شده است. بافت تونالیت از نوع گرانولار با دانه‌های نامساوی بوده و به طور محلی بافت افیتیک نیز دیده می‌شود. اندازه متوسط بلورها 2-5 میلی متر است. در این سنگ، کوارتز، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین) و بیوتیت به عنوان کانیهای اصلی بوده و آمفیبول (هورنبلند)، آپاتیت، زیرکان و کانی کدر (منیتیت) از اجزای فرعی سنگ بشمار می‌آیند.

کوارتز دیوریت در نمونه دستی با رنگ خاکستری مایل به سبز و بلورهای ریزتر از تونالیت مشخص می‌شود. بافت آن از نوع گرانولار، گاهی پویی کیلیتیک و افیتیک است. اندازه بلورها تا 3 میلی متر می‌رسد. کانیهای پلاژیوکلاز (آندزین)، هورنبلند و کوارتز سازندگان اصلی بوده و بیوتیت، اسفن، زیرکان و کانی کدر (منیتیت) کانیهای فرعی می‌باشند.

گرانودیوریت: در بخش شمال‌باختری تا باختر توده اصلی به صورت زبانه‌ها و دایک‌هایی وجود داشته که نسبت به تونالیت - کوارتز دیوریت ریزدانه‌تر می‌باشند. این سنگها بافت گرانولار گاهی میرمیکیتی دارند. اندازه بلورها بین 1 تا 3 میلی متر متغیر است. بافتهای گرافیک و گرانوفیری نیز وجود دارد که بیانگر سرد شدن نسبتاً سریع و رشد همزمان کوارتز و آلکالی فلدسپار می‌باشد. کوارتز، پلاژیوکلاز سدیک، آلکالی فلدسپار کانیهای اصلی بوده، گارنت، آپاتیت و کانی کدر اجزای فرعی



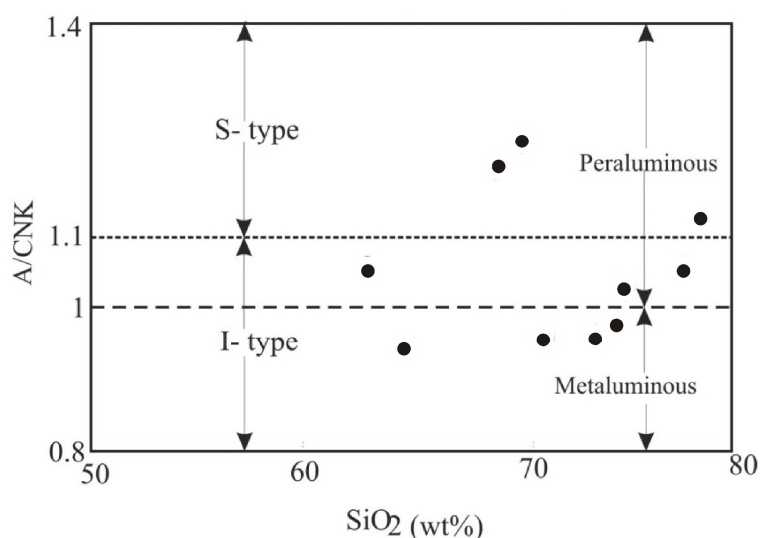
شکل 3. سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده تونالیت و گرانودیوریت [15].



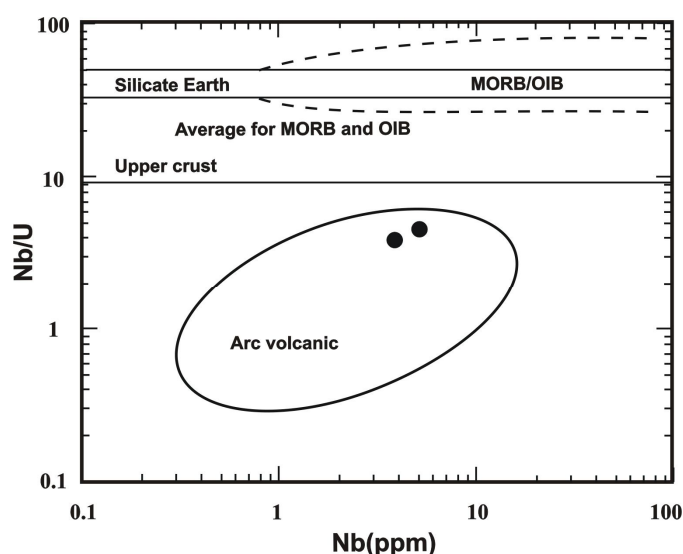
شکل 4. تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه براساس نمودار [16].

های کنترلی سنگهای مورد مطالعه در نمودار Nb/U در مقابل Nb در قلمرو کمان ماگمایی واقع می‌شوند (شکل 6) که با توجه به میانگین نسبت Ce/Yb (16/77) این کمان از نوع غنی شده حاشیه قاره‌ای است [19].

گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در نمودار شاخص آلومین که بر مبنای نسبت مولار A/CNK در مقابل SiO_2 [18] می‌باشد، در قلمرو متآلومین تا اندکی پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل 5). وقوع دگرسانی در این سنگها و تشکیل سرسیت فراوان، سبب تمایل این سنگها به محدوده پرآلومین شده است. نمونه



شکل 5. نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 برای تعیین شاخص اشباع از آلومینیم [18].



شکل 6. نمونه‌های کنترلی سنگهای مورد مطالعه در قلمرو کمانهای ماگمایی قرار می‌گیرند [20].

جدول 1. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی توسط XRF بر حسب درصد وزنی.

Samples	21A	22A	105(t)	177(gd)	181(gd)	185(t)	189(t)	269(t)	270(t)	272(t)
SiO ₂	۶۸/۷۸	۷۰/۱۹	۷۴/۴۲	۷۷/۵۲	۷۸/۶۵	۷۴/۶۱	۶۴/۴۱	۷۳/۰۴	۷۰/۴۷	۶۳/۳۹
TiO ₂	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۵۸	۰/۱۴۴	۰/۱۰۶	۰/۲۲۳	۰/۲۷۲	۰/۱۲۰	۰/۲۸۰	۰/۶۸۰
Al ₂ O ₃	۱۷/۰۳	۱۶/۲۲	۱۰/۶۷	۱۱/۳۵	۱۱/۴۱	۱۱/۴۸	۱۴/۶۹	۱۳/۰۹	۱۲/۱۹	۱۱/۹۵
TF ₂ O	۲/۴۷	۲/۵۹	۳/۶۲	۲/۲۴	۱/۶۹	۲/۸۳	۴/۱۷	۱/۹۳	۳/۴۷	۷/۳۳
MnO	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۶۴	۰/۰۶۴	۰/۰۷۲	۰/۰۴۹	۰/۰۸۰	۰/۰۳۶	۰/۰۹۴	۰/۲۲۹
MgO	۱/۳۱	۱/۴۸	۱/۷۳	۰/۶۹	۰/۳۹	۱/۴۴	۳/۴۱	۰/۷۴	۲/۰۲	۶/۹۹
CaO	۳/۸۷	۳/۴۹	۳/۱۰	۲/۰۳	۱/۶۶	۳/۳۱	۶/۳۰	۳/۵۰	۳/۷۷	۲/۸۳
Na ₂ O	۳/۸۸	۳/۵۹	۲/۵۲	۳/۳۰	۳/۱۱	۲/۸۵	۲/۳۲	۳/۴۲	۳/۰۹	۱/۷۴
K ₂ O	۱/۰۱	۱/۱۷	۱/۰۹	۱/۵۱	۱/۹۱	۱/۲۰	۱/۶۳	۱/۷۲	۱/۵۸	۲/۵۵
P ₂ O ₅	۰/۱۱	۰/۱	۰/۰۲۵	۰/۰۷۸	۰/۰۴۶	۰/۰۶۳	۰/۰۴۷	۰/۰۷۰	۰/۱۰۴	۰/۴۷۳
LOI	۱/۷۵	۱/۶۸	۱/۴۸	۰/۹۰	۰/۶۴	۰/۹۸	۱/۷۸	۱/۴۰	۱/۹۴	۱/۷۵
Total	۱۰۰/۵۴	۳/۸۲	۹۸/۹۸	۹۹/۸۳	۹۹/۶۸	۹۹/۰۳	۹۹/۱۱	۹۹/۰۶	۹۹/۷۳	۹۹/۹۱
A/CNK	۱/۱۸	۱/۲۰	۰/۹۸	۱/۰۶	۱/۱۲	۱/۰۳	۰/۸۷	۰/۹۵	۰/۹۵	۱/۰۶

مواد پوسته‌ای و باقی ماندن عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا در سنگ منبع، می باشد، [23 تا 27].
آنومالی منفی عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb و Ti که از ویژگیهای شاخص محیطهای کمانی است می‌تواند ناشی از آغشتگی و اختلاط ماگما با مواد پوسته‌ای در حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فروران باشد، اما برخی از محققان تهی بودن سیال متاسوماتیسم کننده گوه گوشته‌ای از این عناصر را، ناشی از حضور فازهای دیرگداز حاوی این عناصر (نظیر روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتاندار، اسفن و آپاتیت) در سنگهای اکلوزیتی پوسته اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده محل منبع می‌دانند، زیرا عناصر مزبور در این فازها شدیداً سازگارند [28 تا 33].

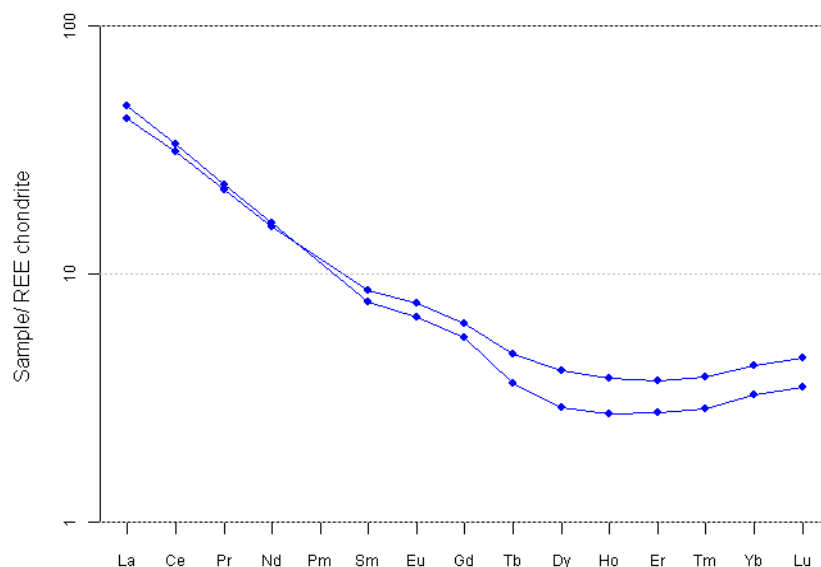
نمودارهای بهنجار شده عناصر نادر خاکی این سنگها که نسبت به کندریت [21] (شکل 7) و نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب که نسبت به گوشته اولیه [20] بهنجار شده است (شکل 8)، غنی شدگی آنها را از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، و تهی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و آنومالی منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) را که از ویژگیهای ژئوشیمیایی ماگماهای کالک‌آلکالن مناطق فروران است [22] نشان می‌دهد. الگوهای مذکور بیانگر منشأ گرفتن ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه روی آن، تحمل فرآیند تبلور تفریقی و همچنین هضم و آرایش ماگما با

جدول 2، نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر جزئی توسط ICP بر حسب درصد وزنی.

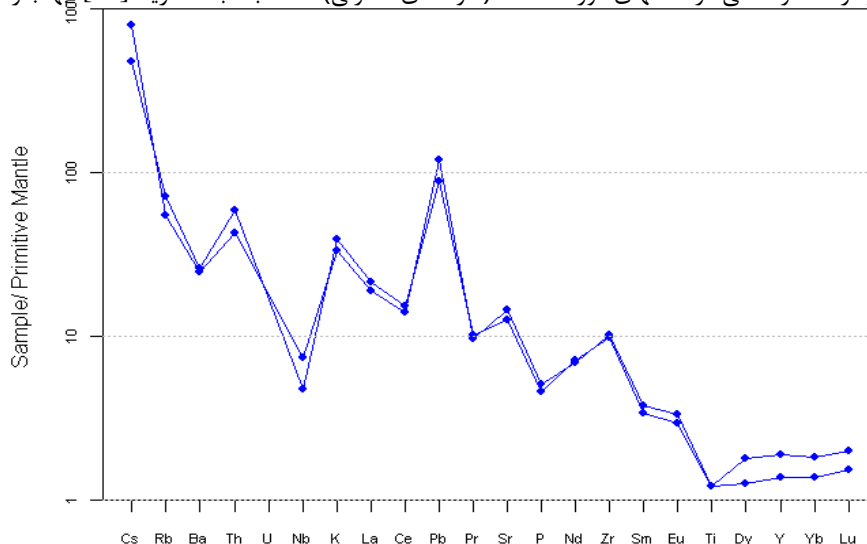
Samples	21A	22A	105(t)	177(gd)	181(gd)	185(t)	189(t)	269(t)	270(t)	272(t)
P	۳۸۳	۳۴۵								
Sc	۳۱	۲۵/۱	۳/۲۰	۲/۰۲	۱/۴۶	۱/۴۶	۹/۴۷	۱/۶۳	۵/۳۹	
Ti	۱۲۴۴	۱۱۹۲								
V	۱۷/۲	۱۵/۲	۳۱	۲۴	۲۴	۲۵	۳۹	۲۲	۳۱	۴۵
Cr	۱۳/۲	۱۲/۹	۴۱	۲۸	۲۹	۳۸	۴۲	۲۲	۲۱	۴۶
Mn	۵۹۲	۴۳۹								
Co	۵/۱۷	۵/۵۴	۱۱	۲	۴	۵	۸	۱	۸	۲۲
Ni	۸/۶۸	۸/۰۹	۴۳	۴۳	۲	۲۷	۷۹	۳۰	۶	۶۳
Cu	۱۳/۴	۸/۴	۱	۱	۱	۱	۲۰۳	۱	۱	۱۱۳
Zn	۵۲/۳	۴۷/۶	۴۹	۴۱	۳۵	۴۳	۴۳	۳۰	۴۷	۸۵
Ga	۱۳/۲	۱۲/۴	۱۹	۲۴	۱۸	۱۶	۱۴	۱۴	۲۴	۲۴
Rb	۳۵/۱	۴۵/۱	۳۴	۳۹	۴۴	۳۳	۵۱	۵۳	۴۸	۸۷
Sr	۳۰۵	۲۶۵	۲۲۹	۱۷۴	۱۸۲	۲۴۹	۲۹۱	۳۱۹	۲۸۱	۱۸۸
Y	۸/۵۱	۶/۲۳	۱۱	۱۱	۱۲	۱۱	۱۳	۱۲	۱۲	۱۹
Zr	۱۱۴	۱۰۹	۱۰۲	۷۳	۷۰	۸۷	۶۲	۶۹	۸۹	۱۶۵
Nb	۵/۲۲	۳/۳۵	۲	۶	۲	۵	۵	۵	۴	۱۲
Mo	۰/۵۹۱	۰/۵۹۲	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Ag	۰/۰۴۳	۰/۰۴۴	<۲/۳	۳/۸۸	<۱/۷	<۲	<۳/۳	<۱/۹	<۲/۷	
Sn	۰/۵۷۷	۰/۲۱۵	<۱۳۵	<۱۱۴	<۱۰۲	<۱۲۱	<۱۹۳	<۱۲۳	<۱۵۲	
Sb	۰/۲۴۴	۰/۰۴۸	۰/۲۸	۰/۱۴	۰/۳۰	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۵۸	۰/۸۵	
Cs	۶/۷۷	۳/۷۶	۲/۹۳	۱/۷۶	۲/۸۴	۵/۰۱	۱۵/۴۷	۷/۳۹	۴/۳۸	
Ba	۱۷۲	۱۸۳	۱۳۹	۲۲۹	۲۴۲	۱۴۹	۱۲۸	۱۴۲	۱۳۷	۲۴۸
La	۱۳/۱	۱۴/۷	۸	۶	۶	۵	۴	۴	۵	۴
Ce	۲۵	۲۷	۱۳	۱۳	۹	۹	۱۰	۱۰	۱۳	۱۱
Pr	۲/۶۵	۲/۷۸								
Nd	۹/۲۸	۹/۵۹	۷/۹	۷/۳	۷/۵	۷/۱	<۴/۳	<۳/۶	۱۳/۳	
Sm	۱/۶۷	۱/۵۱	۰/۹۷	۱/۳۸	۱/۲۱	۰/۹۹	۱/۳۵	۰/۷۸	۱/۹۷	
Eu	۰/۵۵۹	۰/۴۹۱	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۴۰	۰/۴۵	۰/۴۸	۰/۶۰	
Gd	۱/۶۳	۱/۴۴								
Tb	۰/۲۲۶	۰/۱۷۲	۰/۲۶۹	۰/۴۴۹	۰/۳۸۰	۰/۳۱۸	۰/۶۰۴	۰/۲۲۳	۰/۳۵۹	
Ho	۰/۲۷۲	۰/۱۹۵	<۰/۶۵	۰/۸۸	<۰/۶۳	<۰/۶۸	۰/۴۷	<۰/۸۸	<۰/۹۵	
Er	۰/۷۸	۰/۵۷۶								
Tm	۰/۱۲۵	۰/۰۹۲	۰/۷۹	۰/۷۴	۰/۷۵	۰/۵۸	۰/۷۴	۰/۵۴	۰/۷۵	
Yb	۰/۸۹۶	۰/۶۷۸	۰/۶۹	۲/۱۵	۱/۰۳	۰/۷۶	۰/۹۰	۰/۵۹	۱/۳۴	
Lu	۰/۱۴۷	۰/۱۱۳	۰/۱۵۱	۰/۳۶۸	۰/۱۹۳	۰/۱۴۲	۰/۲۰۱	۰/۱۰۵	۰/۲۵۱	
Hf	۲/۴۴	۲/۳۳	۲/۶۱	۱/۷۵	۱/۸۶	۲/۵۰	۲/۱۴	۱/۵۶	۲/۲۸	
Ta	۰/۲۷۲	۰/۲۴۱	۰/۲۴۱	۰/۳۲۶	۰/۴۷۶	۰/۱۴۹	۰/۳۵۸	۰/۳۴۵	۰/۳۰۹	
Pb	۸/۵۵	۶/۳۳	۱۱	۱۵	۱۳	۱۴	۱۳	۱۱	۱۰	۱۱
Th	۳/۶۵	۴/۹۸	۱	۳	۳	۵	۲	۴	۲	۲
U	۲۱/۸۰	۱۴/۳۳								

پایدار بوده که Y در آن عنصری سازگار محسوب می‌شود [28]. ماگماهای آداکیتی فقط در زون‌های فرورانش و مخصوصاً جایی که قطعه فرو رانده شده جوان باشد (زون‌های فرورانش جوان یا فرورانش پوسته اقیانوسی جوان) یافت می‌شود [۳۵،۳۶]. شباهت سنگهای مورد مطالعه با آداکیت‌ها میتواند ایده فرورانش پوسته اقیانوسی جوان باریکه اقیانوسی خاور ایران [14] را تایید نماید. از آن جا که گرانیتوئیدهای آداکیتی پتانسیل خوبی برای برخی از مواد معدنی از جمله طلا و آهن دارند [38] توده گرانیتوئیدی بی بی مریم از این نظر حائز اهمیت است.

غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، و تهی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، بالا بودن نسبت LREE/HREE، بالا بودن نسبت Sr/Y (میانگین 38/7) و نسبت La/Yb (میانگین 17/66)، پایین بودن مقدار Y (میانگین 7/37 پی‌پی‌ام)، و فقدان آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند که این سن‌ها شباهت زیادی به آداکیت‌ها [34 تا 37] دارند (جدول 3 و شکل 9) و در گروه آداکیت‌های پرسلیس [34] (جدول 4) قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی از Sr و تهی‌شدگی از Y و افزایش نسبت Sr/Y عمدتاً به ذوب عمیق و در محدوده ناپایدار شدن پلاژیوکلاز تعبیر می‌شود که با عث آزاد سازی Sr از پلاژیوکلاز می‌گردد، در حالی که در این وضعیت گارنت



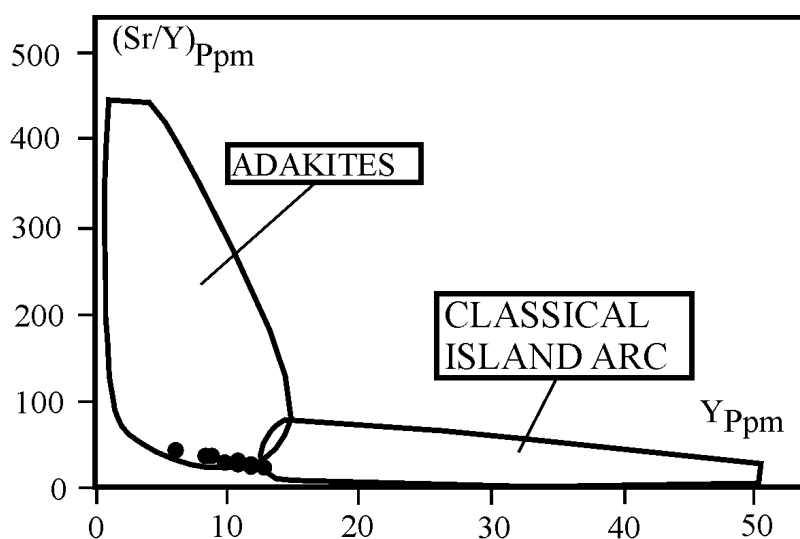
شکل 7. نمودار عناصر خاکی در سنگهای مورد مطالعه (نمونه‌های کنترلی) که نسبت به کندریت [21] بهنجار شده‌اند.



شکل 8. نمودار عناصر کمیاب در سنگهای مورد مطالعه (نمونه‌های کنترلی) که نسبت به گوشته اولیه [20] بهنجار شده‌اند.

جدول 3. مقایسه میانگین ویژگیهای ژئوشیمیایی دو نمونه کنترلی منطقه مورد مطالعه با آداکیت‌ها [۲۸، ۳۴ تا ۳۷].

میانگین دو نمونه کنترلی	میانگین آداکیت‌ها
درصد وزنی $\text{SiO}_2 = 69/48$	درصد وزنی $\text{SiO}_2 > 56$
درصد وزنی $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16/62$	درصد وزنی $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$
درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} = 3/74$	درصد وزنی $3/5 < \text{Na}_2\text{O} \leq 7/5$
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0/30$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 0/42$
گرم در تن $\text{Y} = 7/37$	گرم در تن $\text{Y} \leq 8$
$\text{Sr}/\text{Y} = 38/7$	$\text{Sr}/\text{Y} > 20$
گرم در تن $\text{Yb} = 0/787$	گرم در تن $\text{Yb} < 1/8$
$\text{La}/\text{Yb} = 17/66$	$\text{La}/\text{Yb} > 16$
Eu نبود ناهنجاری منفی	Eu نبود ناهنجاری منفی
LREE غلظت خیلی بالا	LREE غلظت خیلی بالا
HREE غلظت خیلی پایین	HREE غلظت خیلی پایین



شکل 9. نمونه‌های مورد مطالعه در میدان آداکیت‌ها [39] قرار می‌گیرند.

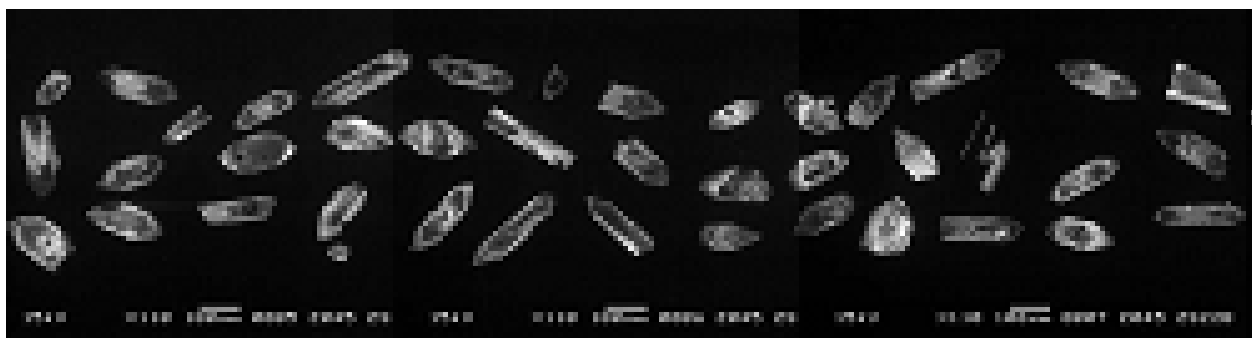
جدول 4. مقایسه میانگین ویژگی‌های ژئوشیمیایی دو نمونه منطقه مورد مطالعه با آداکیت‌های پرسیلیس و کم سیلیس [34].

میانگین آداکیت‌های پر سیلیس	میانگین آداکیت‌های کم سیلیس	میانگین نمونه مورد مطالعه
درصد وزنی $\text{SiO}_2 > 60$	درصد وزنی $\text{SiO}_2 < 60$	درصد وزنی $\text{SiO}_2 = 69/48$
درصد وزنی $\text{MgO} = 0/5-4$	درصد وزنی $\text{MgO} = 4-9$	درصد وزنی $\text{MgO} = 1/40$
وزنی 11 درصد $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} < 11$	درصد وزنی $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} > 10$	درصد $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} = 7/42$
گرم در تن $\text{Sr} < 1100$	گرم در تن $\text{Sr} > 1000$	گرم در تن $\text{Sr} = 285$
درصد وزنی $\text{TiO}_2 < 0/9$	درصد وزنی $\text{TiO}_2 > 3$	درصد وزنی $\text{TiO}_2 = 0/26$
$\text{Cr} / \text{Ni} = 0/5-4/5$	$\text{Cr} / \text{Ni} = 1-2/5$	$\text{Cr} / \text{Ni} = 1/55$

سن سنجی

برای سن سنجی به روش زیرکان-اورانیم-سرب لازم است مقدار کافی از سنگ مورد مطالعه برداشت شود (مقدار لازم بسته به ترکیب سنگ تغییر می‌کند)، دانه‌های زیرکان با استفاده از مایعات سنگین جدا می‌گردند و سپس فرآیندهای لازم برای سن سنجی را طی می‌نمایند [40,41]. تعداد 150 دانه از زیرکان‌های جدا شده از نمونه مورد مطالعه در قالب مخصوص چیده شدند و سپس از آنها تصویر CL (کاتد لومینسانس) تهیه گردید. تعداد 20 دانه مورد سن سنجی قرار گرفتند که نتیجه

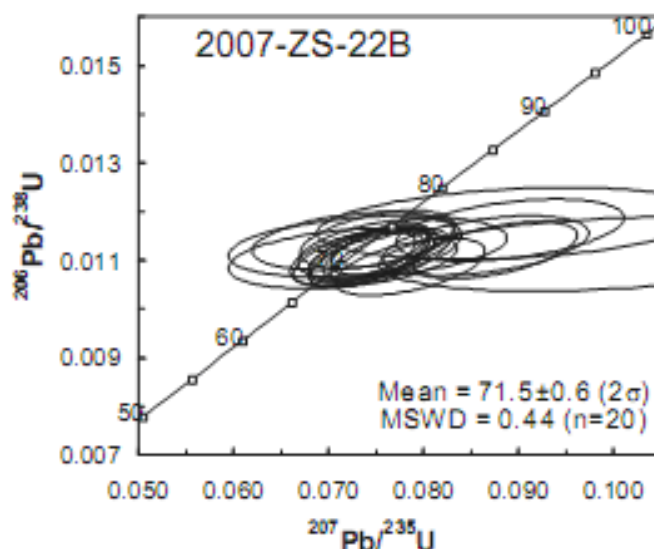
حاصل برای هر دانه بر روی تصویر CL (شکل 10) آورده شده است. نتایج حاصل از سن سنجی 20 دانه در جدول 5 آمده و بر روی نمودار کنکوردیا (شکل 11) نمایش داده شده است. براساس نتایج حاصل از این مطالعه، سنگهای مذکور دارای سن $71/5 \pm 6$ میلیون سال (ماستریشین) می‌باشند. با توجه به نتیجه سن سنجی می‌توان سن جای گیری افیولیت ملانژ میزبان را قبل از ماستریشین و کهن‌تر از زمان باور شده قبلی (پس از کرتاسه پسین) دانست.



شکل 10. تصویر CL (کاتد لومینسانس) از دانه‌های زیرکن که در قالب مخصوص قرار داده شده و مورد سن‌سنجی قرار گرفته است. نتیجه حاصل برای تعدادی از دانه‌ها در جدول 5 آورده شده است.

جدول 5. نتایج حاصل از سن‌سنجی 20 نقطه از نمونه مورد مطالعه

Spots	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	error corr.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (Ma $\pm 1\sigma$)
۰۱	۰/۶۵۸	۰/۰۴۸۶۵ ۰/۰۰۰۹۹	۰/۰۱۱۱۴ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۴۷۴ ۰/۰۰۲۷۶	۰/۵۵۹	۷۱/۰ ۱/۰
۰۲	۰/۸۶۲	۰/۰۷۰۶۳ ۰/۰۱۱۶۴	۰/۰۱۱۰۵ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۲۷۴ ۰/۰۰۲۶۲	۰/۵۷۸	۷۱/۰ ۱/۰
۰۳	۰/۶۲۹	۰/۰۴۶۰۹ ۰/۰۰۰۶۱۶	۰/۰۱۱۴۰ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۲۵۸ ۰/۰۰۴۳۳	۰/۳۵۳	۷۳/۰ ۲/۰
۰۴	۰/۸۳۳	۰/۰۶۲۶۴ ۰/۰۰۷۷۳	۰/۰۱۱۴۳ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۵۱۴ ۰/۰۰۳۳۲	۰/۴۷۵	۷۳/۰ ۲/۰
۰۵	۰/۸۲۰	۰/۰۵۵۱۸ ۰/۰۱۰۱۱	۰/۰۱۱۲۱ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۸۷۵۷ ۰/۰۰۳۵۴	۰/۵۳۰	۷۲/۰ ۲/۰
۰۶	۰/۶۲۱	۰/۰۴۷۹۹ ۰/۰۱۱۰۹	۰/۰۱۱۷۶ ۰/۰۰۰۳۰	۰/۰۸۹۵۸ ۰/۰۰۴۸۴	۰/۲۶۹	۷۵/۰ ۲/۰
۰۷	۰/۴۷۲	۰/۰۷۱۲۴ ۰/۰۰۹۸۴	۰/۰۱۱۶۲ ۰/۰۰۰۲۶	۰/۰۸۹۱۲ ۰/۰۰۴۹۱	۰/۴۰۶	۷۴/۰ ۲/۰
۰۸	۱/۵۳۸	۰/۰۴۴۶۶ ۰/۰۰۱۹۰	۰/۰۱۱۰۸ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۶۴۷ ۰/۰۰۲۵۵	۰/۶۲۲	۷۱/۰ ۱/۰
۰۹	۰/۲۹۲	۰/۰۴۹۵۷ ۰/۰۰۳۱۲	۰/۰۱۱۱۳ ۰/۰۰۰۳۱	۰/۰۹۸۶۳ ۰/۰۰۹۵۲	۰/۲۸۹	۷۱/۰ ۲/۰
۱۰	۰/۷۸۱	۰/۰۵۹۳۶ ۰/۰۰۷۱۷	۰/۰۱۱۰۷ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۳۵۷ ۰/۰۰۳۱۱	۰/۵۱۳	۷۱/۰ ۲/۰
۱۱	۰/۷۸۷	۰/۰۵۶۰۳ ۰/۰۰۴۸۳	۰/۰۱۱۳۰ ۰/۰۰۰۲۵	۰/۰۸۶۵۶ ۰/۰۰۴۴۴	۰/۴۳۱	۷۲/۰ ۲/۰
۱۲	۰/۷۵۲	۰/۰۶۱۷۹ ۰/۰۰۷۴۷	۰/۰۱۱۱۱ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۴۲۳ ۰/۰۰۲۶۱	۰/۵۸۹	۷۱/۰ ۱/۰
۱۳	۲/۰۰۰	۰/۰۴۷۱۷ ۰/۰۱۱۳۱	۰/۰۱۱۱۹ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۵۰۰ ۰/۰۰۲۲۵	۰/۶۸۵	۷۲/۰ ۱/۰
۱۴	۱/۴۰۸	۰/۰۴۷۸۹ ۰/۰۰۵۳۰	۰/۰۱۱۰۱ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۴۰۶ ۰/۰۰۲۴۶	۰/۶۲۹	۷۱/۰ ۱/۰
۱۵	۰/۸۰۰	۰/۰۶۴۰۳ ۰/۰۰۸۶۴	۰/۰۱۱۲۴ ۰/۰۰۰۲۵	۰/۰۷۵۳۹ ۰/۰۰۳۵۳	۰/۴۷۵	۷۲/۰ ۲/۰
۱۶	۰/۷۶۹	۰/۰۷۶۹۴ ۰/۰۰۶۸۳	۰/۰۱۱۲۸ ۰/۰۰۰۲۶	۰/۰۷۴۱۲ ۰/۰۰۵۹۹	۰/۲۸۵	۷۲/۰ ۲/۰
۱۷	۰/۷۶۳	۰/۰۴۶۵۷ ۰/۰۰۳۳۸	۰/۰۱۱۰۴ ۰/۰۰۰۲۵	۰/۰۷۱۵۰ ۰/۰۰۴۹۲	۰/۳۲۹	۷۱/۰ ۲/۰
۱۸	۰/۸۰۰	۰/۰۴۴۸۶ ۰/۰۰۸۶۷	۰/۰۱۰۸۷ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۸۶۰ ۰/۰۰۳۲۳	۰/۵۳۷	۷۰/۰ ۰/۲
۱۹	۰/۵۲۶	۰/۰۴۸۹۸ ۰/۰۰۶۸۸	۰/۰۱۱۲۹ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۶۹۵ ۰/۰۰۲۷۳	۰/۵۹۹	۷۲/۰ ۲/۰
۲۰	۰/۹۹۰	۰/۰۶۴۰۶ ۰/۰۰۴۱۸	۰/۰۱۱۰۵ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۴۳۰ ۰/۰۰۲۵۹	۰/۶۲۳	۷۱/۰ ۲/۰



شکل 11. نمودار کنکوردیا برای 20 دانه زیرکان که به روش زیرکان - اورانیم - سرب سن سنجی شده است.

نتیجه گیری

بر پایه نتایج پتروگرافی و مدال، گرانیتوئیدهای بی بی مریم در محدوده تونالیت، گرانودیوریت و به مقدار کم کوارتز دیوریت و مونزوگرانیت قرار دارند که بخش اصلی توده نفوذی را تونالیت تشکیل داده است. ترکیب این سنگها در محدوده کالک آلکالن پتاسیم متوسط و در قلمرو متالومین تا اندکی پرآلومین قرار می گیرد. وقوع دگرسانی در این سنگها و تشکیل سریسیت فراوان، می تواند سبب تمایل این سنگها به محدوده پرآلومین شده باشد.

غنی شدگی نمونه ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، تهی شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، بالا بودن نسبت LREE/HREE، بالا بودن نسبت Sr/Y و نسبت La/Yb، پایین بودن مقدار Y و فقدان آنومالی منفی Eu نشان می دهند که این سنگها شباهت زیادی به آداکیت های پرسیلیس دارند. غنی شدگی از Sr و تهی شدگی از Y و افزایش نسبت Sr/Y عمدتاً به ذوب عمیق و در محدوده ناپایدار شدن پلاژیوکلاز تعبیر می شود که باعث آزادسازی Sr از پلاژیوکلاز می گردد، در حالی که در این وضعیت گارنت پایدار بوده که Y در آن عنصری سازگار محسوب می شود. شباهت سنگهای مورد مطالعه با آداکیت ها می تواند ایده فرو رانش پوسته اقیانوسی جوان باریکه اقیانوسی خاور ایران را تایید نماید.

سنگهای مذکور دارای سن 71.5 ± 0.6 میلیون سال (ماستریشتین) می باشند. با توجه به نتیجه سن سنجی می توان

سن جای گیری افیولیت ملانژ میزبان را قبل از ماستریشتین دانست.

سپاس گزاری

این نوشتار بخشی از طرح پژوهشی مشترک بین دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان به شماره 10/1/1862 مورخ 86/9/20 می باشد که با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان انجام شده است. بدین وسیله از همکاری مسؤولان دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان برای همکاری و قبول هزینه های طرح سپاس گزاری می شود.

مراجع

- [1] Camp V. E., and Griffis R.J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran". *Lithos* 15(1982) 221-239.
- [2] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis". *Contributions to mineralogy and petrology* 95(1987) 407-419
- [3] Bonin B., "A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects", *Lithos* 97(2007) 1-29.
- [4] Pitcher W.S., "The nature and origin of granite", Chapman & Hall, (1997) 387p.
- [5] Sawkins F.J. "Metal deposits in relation to plate tectonic", Springer-Verlag, Heidelberg, New York, Tokyo, (1984) 325p.

fractionated haplogranites", Lithos 46(1999) 535-551.

[19] Juteau T., and Maury R., "Geologie de la croute oceanique, petrologie et dynamique endogenes", Masson, Paris, (1997) 367p.

[20] Sun S.S., and McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", in: Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., Magmatic in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, (1989) pp. 313-345.

[21] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies". In : Henderson P., ed., rare earth elements geochemistry, Elsevier, (1984) 63-114.

[22] Harangi S., and Lenkey L., "Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian – Pannonian region : Role of subduction , extension ,and mantle plume", in beccaluva , L ,a , Bianchini ,G.,and Wilson ,M., (eds), Cenozoic volcanism in the Mediterranean Area :Geological society of America Special Paper 418(2007) 67-92.

[23] Tatsumi Y., and Kogiso T., "Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust": 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism", Earth and Planetary Science Letters 148(1997) 207-221.

[24] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", J. Petrol 25 (1984) 956-983.

[25] Pearce J.A., and Parkinson I.J., "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis", From Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., and Neary C. R., eds., Magmatic Processes and Plate Tectonics, Geological Society Special Publication No. 76(1993) 373-407.

[26] Stalder R., Foley S.F., Brey, G.P., Horn, L., "Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900- 1200 °C and 3-5.7 Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, an implication for mantle metasomatism", Gechim. Cosmochim. Acta 62(1998) 1781-1801.

[27] Ayers J.C., "Trace modeling for aqueous fluid – peridotite inter action in the wedge of subduction zones", Conti. Mineral. Petrol 132(1998) 390-404.

[28] Moyen J.F., "High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature", Lithos 112(2009)556-574.

[6] Mitchell A.H.G., and Granson, M.S., 1981, "Mineral deposits and global tectonic settings". Academic press, (1981) 405 p.

[7] Ishihara S., "The granitoid series and mineralization", Economic Geology, 75th Annive. V, Japan, 27(1981) 458-484.

[8] علوی نائینی م، لطفی م، "نقشه زمین شناسی 1:100000 نهبندان"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (1989).

[9] علوی نائینی، م، ، "نقشه زمین شناسی 1:250000 زابل"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (1990).

[10] مهران ن.آ، صادقی بجد م. و جوانشیر گیو، م، "پی‌جویی و اکتشاف گرانیتهای منطقه بی‌بی مریم و افضل‌آباد"، طرح پژوهشی، دانشگاه بیرجند (1379).

[11] محمدی س.س، "پتروگرافی و پتروژنز سنگهای گرانیتهوئیدی نوار افیولیتی شرق ایران (ناحیه بیرجند- نهبندان)"، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران (1386).

[12] محمدی س.س؛ وثوقی عابدینی، م؛ امامی، م.ه؛ خطیب، م.م، "پتروگرافی، ژئوشیمی، منشأ و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتهوئیدی بی‌بی مریم (افضل‌آباد-نهبندان)"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور، شماره 63، (1386).

[13] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran". Canadian Journal of Earth Sciences 18(1981) 210-265.

[14] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E., "The Sistan suture zone of eastern Iran". Geological Society of America Bulletin 94(1983) 134-150.

[15] Middlemost, E.A.K., "Magmas and magmatic rocks" Longman scientific and Technical, (1985) 266p.

[16] Rickwood P.C., "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements". Lithos 22(1989) 247-263.

[17] Barbarin B., 1999, "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments". Lithos 46(1999) 605-626.

[18] Chappell B.W., "Aluminium saturation in I- and S- type granites and the characterization of

- [35] Martin, H., "Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids", *Lithos* 46(1999)411-429.
- [36] Defant, M.J., Drummond, M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature* 347(1990) 662-665.
- [37] Rollinson, H.R., Tarney, J., "Adakites- the key to understanding LILE Depletion in granulites" , *Lithos* 79(2005) 61-81.
- [38] González-Partida, E., Levrresse, G. , Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D., "Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics", *Journal of Geochemical Exploration* 80(2003) 25-40.
- [39] Drummond, M.S., Defant, M.J., Kepzhinskas, P.K.S., "Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas". *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 87(1996)205-215.
- [40] Hoskin, P.W.O., and Schaltegger, U., "The composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis" , in: Hunchar, J.M., and Hoskin, P.W.O., eds., *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry* .V 53(2003) 27-62.
- [41] Parrish, R.R., and Noble, S.R., "Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution-Thermal Ionization Mass Spectrometry(ID-TIMS)" , in: Hunchar, J.M., and Hoskin, P.W.O., eds., *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry* .V 53(2003)183-213.
- [29] Ayers, J.C., Watston, E.B., " Solubility of apatite, monazite, zircon and rutile in super critical fluids with implications for subduction zone geochemistry", *Phil. Trans. R. Soc. London A* , 335(1991)341-356.
- [30] Brenan, J.M., Shaw, H.F., Reyerson, F.J., Phinney, D.L., "Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2 GPa : Constraints on the rare element chemistry of mantle and deep crustal fluids" , *Geochim . Cosmochim. Acta* 59(1995) 3331-3350.
- [31] Ionov, D.A., Hofman, A.W., "Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction -related metasomatic trace element fractionation", *Earth . Planet . Sci. Lett* 131(1995) 341-356.
- [32] Keppler, H., "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction Zone fluid" , *Nature* 380(1996) 237-240.
- [33] Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Tonarini, S., and Savaschin, M. Y., "The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegean area", in Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., eds., *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area: Geological Society of America. Special Paper* 418(2007) 1-15.
- [34] Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., and Champion, D., "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite(TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution", *Lithos* 79(2005) 1-24.



مدل‌سازی، برآورد ذخیره و طراحی اولیه کانسار کرومیت معدن شش آبدشت، اسفندقه کرمان

محمد رضا شایسته‌فر^۱، محمد محمدی^۲، علی رضایی^۲

۱- استادیار بخش مهندسی معدن دانشگاه شهید باهنر کرمان

۲- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد مهندسی اکتشاف معدن دانشگاه شهید باهنر کرمان

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۶/۲۷، نسخه نهایی: ۱۳۸۹/۱۰/۸

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب استان کرمان و در زون اسفندقه- دولت‌آباد واقع شده است. در این منطقه معادن فراوانی از کرومیت یافت می‌شود که همگی توسط رخنمونهای سطحی کشف شده‌اند. با توجه به کارهای اکتشافی- استخراجی انجام شده قبلی و نبود لایه راهنما، حفر گمانه بهترین انتخاب جهت تکمیل اطلاعات تفصیلی در منطقه مورد مطالعه بود. برای اکتشاف تفصیلی و ارزیابی ذخیره، پس از برداشتهای اکتشافی، زمین‌شناسی و نمونه‌برداری اولیه، پروفیل‌ها و گمانه‌های اکتشافی طراحی شدند. گمانه‌های اکتشافی براساس اطلاعات سطحی، ترانشه‌های موجود در کمر بالای رگه کرومیت، طوری طراحی شدند که هر گمانه رگه کرومیت را در عمق ۱۵ متری قطع کند. براساس نتایج حاصل از گمانه‌های حفر شده، نتایج حفاری و با توجه به ماهیت زمین‌شناسی منطقه، روش استخراج معدن برای سال اول به روش روباز و برای سالهای بعد به روش استخراج زیرزمینی کند و آکند انتخاب شد. براساس نتایج حاصل شده، این کانسار دارای ارزش اقتصادی بالایی است.

واژه‌های کلیدی: اکتشاف تفصیلی، پروفیل، گمانه اکتشافی، مدل‌سازی، معدن شش آبدشت.

مقدمه

اندیس‌ها و اکتشاف ذخایر جدید کرومیت، تعدادی از این اندیس‌ها که در محدوده اسفندقه واقع شده بود، شناسایی شد و عملیات نقشه‌برداری توپوگرافی و برداشت زمین‌شناسی سطحی از آنها، جهت طراحی اکتشافات تفصیلی صورت گرفت که در این زمینه معدن شش، اولین معدن می‌باشد [۳]. در این پژوهش، سعی بر آن است که با استفاده از اطلاعات سطحی و عمقی حاصل از ترانشه‌ها و تونل‌های موجود، شبکه اکتشاف منظمی تعریف شود و پس از حفر گمانه‌های اکتشافی و اکتشاف دقیق رگه‌های کرومیت و گسلها، تا عمق اقتصادی و قابل استخراج به روش روباز معدن طراحی گردد. ادامه رگه کرومیت که پایین‌تر از عمق اقتصادی

در معادن کرومیت ایران، اکتشاف معمولاً با استفاده از ترانشه، تونل، اکلون، چاه و تونل دنبال رگه صورت می‌گرفته و کمتر از گمانه و سیستم دقیق شبکه اکتشاف سطحی استفاده شده است. در بعضی موارد از اطلاعات گمانه نیز استفاده می‌شده، ولی به صورت نظام‌مندانه و در قالب یک شبکه اکتشافی منظم نبوده است. در طول سالیان فعالیت معدن‌کاری در مجموعه معادن اسفندقه، اندیس‌های زیادی از کرومیت مورد بهره‌برداری قرار گرفته و موقعیت و وضعیت آنها تا حدی مشخص شده است. اما با توجه به نیاز شدید مجموعه به اکتشاف کامل، تعیین ذخیره این

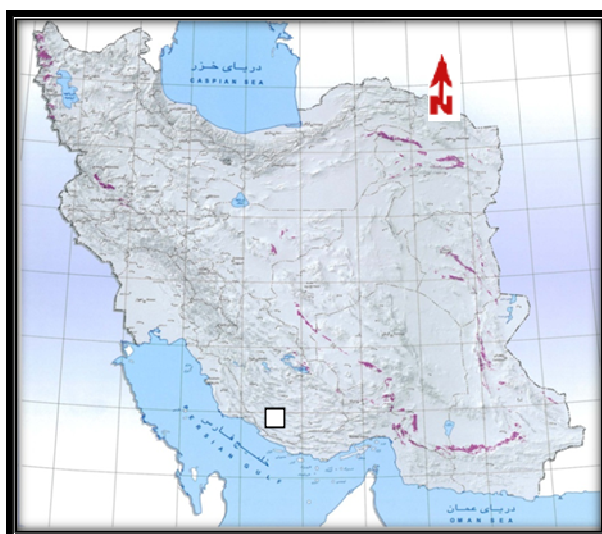
^۱ مسؤل مکاتبات shayeste@mail.uk.ac.ir

می باشد [۳]. توده اولترامافیک آبدشت جزئی از منطقه اسفندقه است که در حدود ۱۴۰ کیلومتری جنوب بافت در جنوب استان کرمان قرار دارد، که از نظر تقسیمات جغرافیایی در ورقه ۱:۵۰۰۰۰ آبدشت واقع شده است (شکل ۱) موقعیت معدن شش و راههای دسترسی به آن از آبدشت در شکلهای (۲) و (۳) قابل مشاهده است.

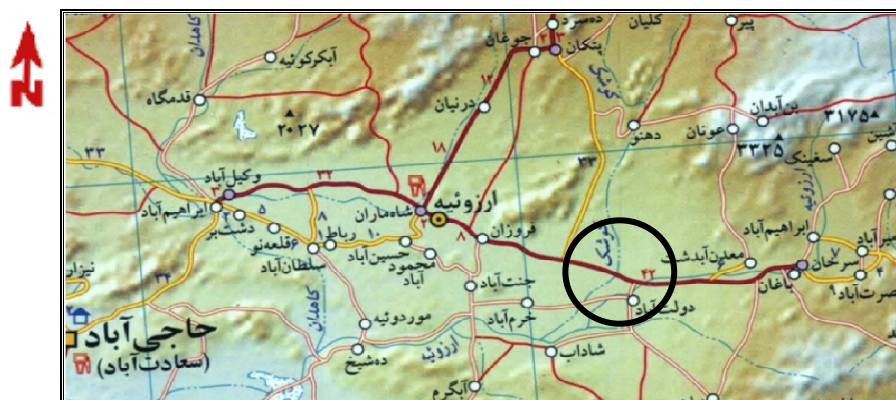
برای استخراج روباز قرار می‌گیرد، نیز با تونل‌های باربری و کارگاههای مورد نیاز استخراج به روش زیرزمینی طراحی شود.

موقعیت جغرافیایی معدن شش

معدن شش با مختصات $28^{\circ} 23' 15''$ عرض جغرافیایی و $56^{\circ} 46' 50''$ طول جغرافیایی، یکی از عدسیهای کرومیت توده پریدوتیتی آبدشت



شکل ۱. موقعیت منطقه اسفندقه در نقشه افیولیت‌های ایران زمین [۳].



شکل ۲. راههای دسترسی به منطقه آبدشت [۳].



شکل ۳. موقعیت معدن شش و راه های دسترسی به آن از آبدشت [۳].

زمین شناسی منطقه

گستره مورد نظر بخشی از زون اسفندقه- دولت آباد است که در جنوب شهرستان بافت و در جنوب استان کرمان قرار دارد. این مجموعه افیولیتی در بخش پایانی زون سنندج- سیرجان واقع شده است. در این ناحیه رخنمونهای فراوانی از سنگهای مافیک- اولترامافیک وجود دارد که مهمترین آنها شامل مجموعه های سیخوران، صوغان و آبدشت می باشد. این کمپلکس ها جزو مجموعه افیولیتی اسفندقه می باشند که در زون سنندج- سیرجان قرار گرفته است و از نواحی مستعد کانی سازی کرومیت ایران به شمار می آیند [۱]. قسمت جنوبی دشت صوغان رخنمون وسیعی از واحدهای سنگهای آواری، ماسه سنگ و شیل است که به صورت فلیش می باشد و بر روی پی سنگ مافیک- اولترامافیک دوران اول بر روی گدازه های بالشی قرار گرفته است [۶]. جنوب و جنوب شرق توده آبدشت توسط تشکیلات ژوراسیک زیرین پوشانده شده است. این مجموعه رسوبی شامل رسوبات کربناته (آهکی) کالپئونلادار^۱ می باشد. بخش

^۱. Calpionella

شمال غربی منطقه نیز توسط واحدهای گلوکوفان شست، سرپانتینیت و واحد فلیش کمپلکس آمیزه رنگین پوشیده شده است [۲]. این منطقه به علت قرار داشتن در محل برخورد روندهای ساختاری مهم ایران از پیچیدگی ساختاری زیادی برخوردار است، به طوری که روندهای شمال غربی- جنوب- شرقی زون زاگرس و زون سنندج- سیرجان، روندهای شمالی- جنوبی مانند روند زون گسلی زندان و روندهای شمال شرقی - جنوب غربی در این ناحیه در هم آمیخته اند.

روش مطالعه

یکی از مهمترین مراحل در فرآیند معدن کاری، تخمین میزان ذخیره قابل استخراج کانسار است [۴]. در این پژوهش، ابتدا مدل سازی و برآورد ذخیره کانسار انجام شده، سپس طراحی مقدماتی معدن در راستای انجام مطالعات پیش امکان- سنجی ارائه شده است. برای اکتشاف تفصیلی و ارزیابی ذخیره، پس از برداشتهای اکتشافی و زمین شناسی، پروفیل ها و گمانه های اکتشافی طراحی می شوند.

طراحی پروفیل‌های اکتشافی

برای به دست آوردن اطلاعات بیشتر در مورد هر کانسار می‌توان از عملیات‌های مختلف اکتشافی مقدماتی ساده مانند حفر ترانشه تا کارهای اکتشافی تفصیلی مانند حفر گمانه استفاده کرد. در این معدن با توجه به دلایل ذکر شده در زیر، از گمانه استفاده می‌شود.

حفر گمانه

با توجه به انجام قسمتی از کارهای اکتشافی مقدماتی نظیر حفر ترانشه، تونل دنبال رگه و چاه در گذشته دور و همچنین با توجه به دلایل زیر، ضرورت حفاری گمانه در این معدن پیشنهاد شد [۳]:

• **تأثیر شدید تکتونیک:** سنگهای اولترابازیک در برگیرنده کرومیت بر اثر گسله‌های معکوس رخنمون پیدا کرده‌اند و تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی شدید قرار گرفته و به شدت در جهات مختلف و با فواصل کم میلونیزه شده‌اند. این شدت میلونیزه بودن باعث می‌شود که نتوان به راحتی جابه‌جایی‌های مختلف ایجاد شده در سنگ مذکور را تشخیص داد و به اطلاعات عمقی نیاز است. در محدوده معدن شش تعداد زیادی گسل با امتدادهای متفاوت وجود دارد که توده معدنی توسط آنها قطع شده و این گسلها باعث جابه‌جایی و تغییر امتداد رگه کرومیت شده‌اند. در سطوح عدسیه‌ها و همچنین دانه‌های کرومیت نیز آثار گسل‌خوردگی به فراوانی دیده می‌شود، که سطح آنها را صیقلی و شفاف کرده است. گاه کانیه‌های کلریت کروم‌دار و گرونی‌ای کروم‌دار روی این سطوح دیده می‌شود که ماحصل تجزیه و دگرسانی کرومیت بر اثر گسل‌خوردگی و نفوذ محلولها می‌باشد. یکی از اصلی‌ترین این گسلها، گسل F_1 می‌باشد که با امتداد شمال‌غربی - جنوب‌شرقی کانسار کرومیت را تقریباً از وسط به دو بخش تقسیم کرده است. این گسل راست‌گرد باعث چرخش و جابه‌جایی لایه به مقدار تقریبی ۵۵ متر شده است. آثار کشیدگی کرومیت

در روی دیواره این گسل، بین دو ترانشه قابل مشاهده است. گسل مهم دیگر معدن شش، گسل F_1 است که محدود کننده لایه در شمال‌غرب ترانشه یک می‌باشد. این گسل راست‌گرد با شیب نزدیک قائم نیز لایه کرومیت را با ضخامت زیاد قطع کرده و باعث جابه‌جایی آن شده است، ولی میزان جابه‌جایی و ادامه لایه معلوم نیست.

• **تغییرات ضخامت رگه کرومیت در جهت‌های مختلف با روند تصادفی:** در اطراف معدن، شش رگه دیده می‌شود که روندی برابر 330/50NW دارند که شیب امتداد عدسیه‌های کرومیت نیز 335/60W می‌باشد. اصلی‌ترین رگه عدسی شکل کرومیت در کمر پایین گسل میانی با عیار بالا و امتداد حدود ۳۲۸ درجه و شیب ۶۰ درجه به طرف جنوب‌غرب گسترش دارد. این لایه در کمر بالای گسل میانی توسط گسل چرخیده و امتدادی حدود ۲۹۰ درجه با شیب حدود ۶۰ درجه به جنوب‌غرب پیدا کرده است. با توجه به این که قاعده خاصی برای تغییرات ضخامت کرومیت وجود ندارد و تغییرات مذکور به صورت تصادفی می‌باشد، تشخیص و پیش‌بینی این تغییرات به مطالعات اکتشافی به صورت آماری در فواصل کم نیاز دارد.

• **یکسان بودن سنگ در برگیرنده و نبود لایه راهنما:** معمولاً در معادنی که از چندین نوع لایه‌های سنگی تشکیل شده‌اند، تشخیص تغییرات ایجاد شده از قبیل جابجایی‌های حاصل از گسله‌ها، تغییرات موضعی ضخامت، شیب و امتداد رگه‌ها با توجه به تغییرات در لایه‌های سنگی و مرز آنها، قابل تشخیص است. در صورتی که در معادن کرومیت به علت یکسان بودن سنگهای دربرگیرنده تغییرات به سختی قابل تشخیص می‌باشند، بنابراین نمی‌توان از اطلاعات سنگ‌شناسی جهت تشخیص موقعیت و شکل ماده معدنی استفاده چندانی نمود.

شماره یک با روند N70W، طول کلی در حدود ۱۲۰ متر و عرضی متغیر از ۵ تا ۱۴ متر دارد. این ترانشه با دیواره‌های تند و ناپایداری با ارتفاع حدود ۱۷ متر بر روی لایه کرومیت با عیار بالا و ضخامت متغیر ۱ تا ۴ متر حفر شده است. ترانشه دو با شکلی منحنی مانند و طول کلی در حدود ۲۰۰ متر دارای دیواره‌هایی به ارتفاع تقریبی ۱۶ متر است. روند ماده معدنی در درون این ترانشه N32W می‌باشد که روندی متفاوت با ترانشه یک دارد، که علت آن تغییر روند ماده معدنی در ترانشه یک بر اثر عملکرد گسل میانی بوده که، و آن را به سمت غرب متمایل کرده است. هر دو ترانشه موجود در این معدن برای اهداف اکتشافی و استخراجی توأم حفر شده‌اند. این ترانشه‌ها منطبق بر جهت امتداد ماده معدنی حفر شده و با تغییر مسیر ماده معدنی، مسیر ترانشه هم تغییر کرده است. با وجود این در بررسی و برداشتهای این ترانشه‌ها اطلاعات مناسبی به دست آمده است.

۱) گمانه‌های ترانشه دو

از مجموع ۲۸ گمانه طراحی شده، ۱۸ گمانه روی ۹ پروفیل با آزمون ۵۸ درجه و فواصل ۱۵ متر بر روی ترانشه دو طراحی شد (شکل ۴) با توجه به این که بر روی هر رخنمون ترانشه‌ای با عمق بیش از ۱۵ متر حفر شده و در نتیجه لیتولوژی در این عمق مشخص است، همچنین با داشتن امتداد و شیب لایه در درون ترانشه، گمانه‌ها در روی هر پروفیل در کمر بالای لایه کرومیت به گونه‌ای طراحی شده که هر گمانه با فاصله ۱۵ متر در شیب لایه، رگه مذکور را قطع نماید (شکل ۵). طرح شماتیکی پروفیل‌ها و گمانه‌های طراحی شده ترانشه دو در شکل (۶) قابل مشاهده است.

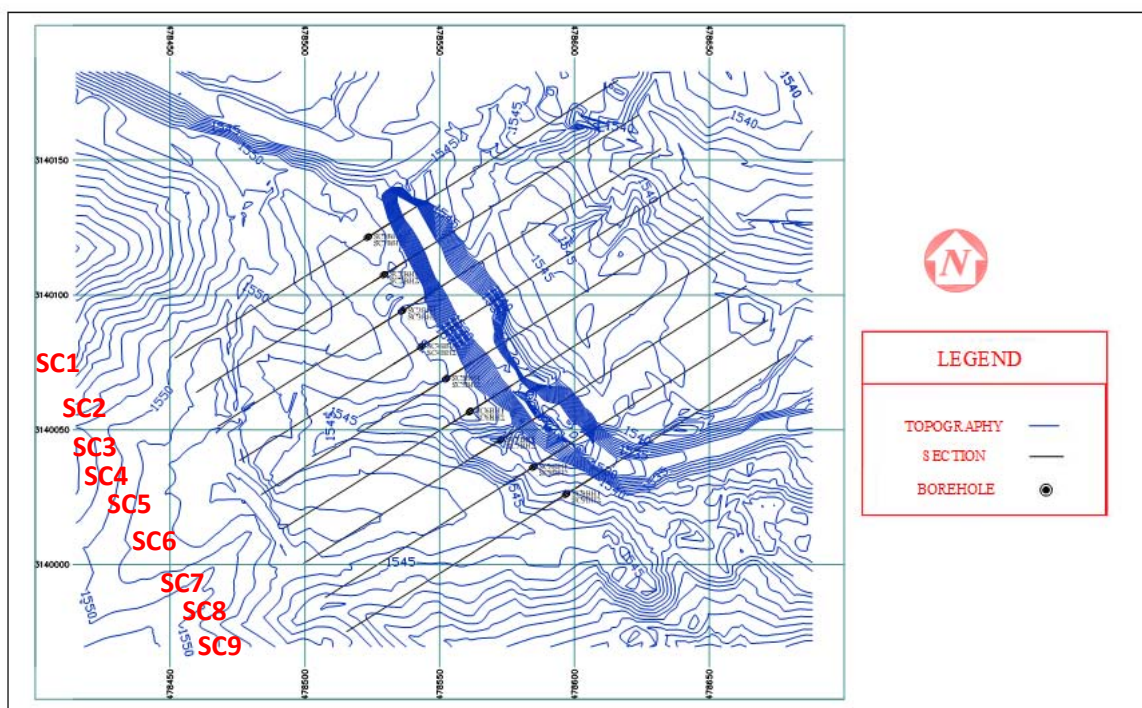
• سرعت بالاتر و امکان کسب اطلاعات از اعماق بیشتر.

به علت عدم انجام ژئوفیزیک زمینی در این معدن، طراحی گمانه‌ها براساس اطلاعات رخنمونهای سطحی، ترانشه‌های موجود و با در نظر گرفتن مسائل زمین‌شناسی و تکتونیکی اندیس‌ها و تجربیات کانسارهای مشابه انجام شد. بدیهی است در حین انجام عملیات حفاری و براساس نتایج حاصله از گمانه‌های اولیه، موقعیت و عمق گمانه‌ها قابل تغییر و متراژ حفاریها قابل کاهش و یا افزایش دادن است.

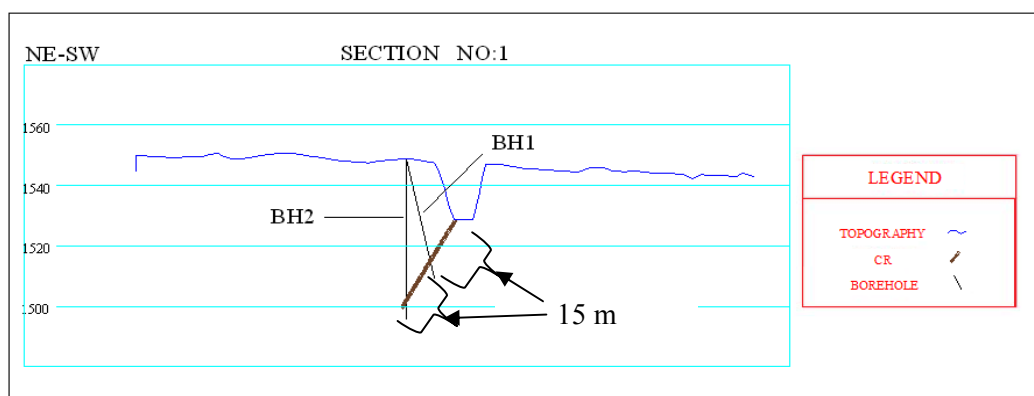
علاوه بر آن به منظور صرفه‌جویی در وقت و کاهش هزینه‌ها در مقطع زمانی کنونی، عمق گمانه‌ها به گونه‌ای طراحی شدند که در صورت مثبت بودن نتیجه، ذخیره حاصله تقریباً قابلیت استخراج به روش روباز را داشته باشد. مطالعات اولیه شامل برداشتهای زمین‌شناسی و تکتونیکی، تهیه نقشه‌های توپوگرافی، برداشت ترانشه‌ها و تونل‌های موجود انجام شد. با در نظر گرفتن تجربیات حاصل شده از کانسارهای مشابه، پروفیل‌های اکتشافی طراحی و محل و عمق گمانه‌ها مشخص گردیده است.

طراحی گمانه‌های اکتشافی

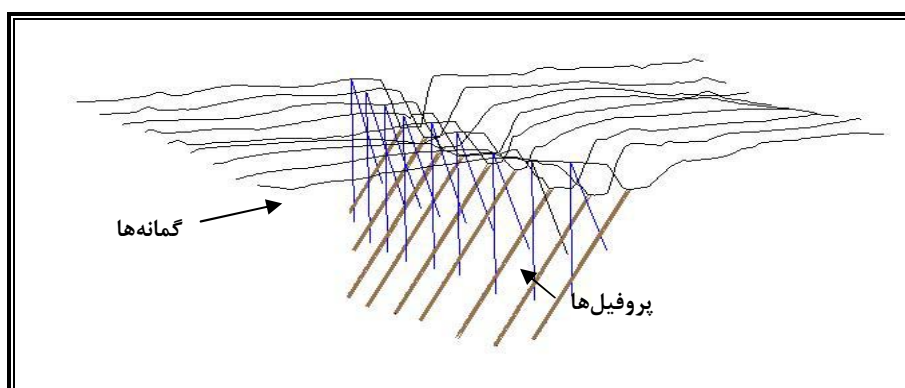
با توجه به وضعیت رگه کرومیت معدن شش که در دو ترانشه در سطح رخنمون دارد و همچنین با در نظر گرفتن گسلهای متقاطع و جابه جا کننده رگه کرومیت، جهت اکتشاف تفصیلی این معدن، در کل ۲۸ پروفیل با آزمون‌ها و فواصل مختلف طراحی می‌شوند. از این تعداد، ۱۶ گمانه بر روی ترانشه یک، ۱۸ گمانه بر روی ترانشه دو و ۲ گمانه خارج از محدوده ترانشه‌ها برای یافتن ادامه رگه در کمر بالای گسل F₂ طراحی شده است. ترانشه



شکل ۴. نقشه توپوگرافی ترانشه دو و محل پروفیل‌ها و گمانه‌های حفاری آن.



شکل ۵. مقطع پروفیل یک و گمانه‌های BH1 و BH2 بر روی ترانشه دو.

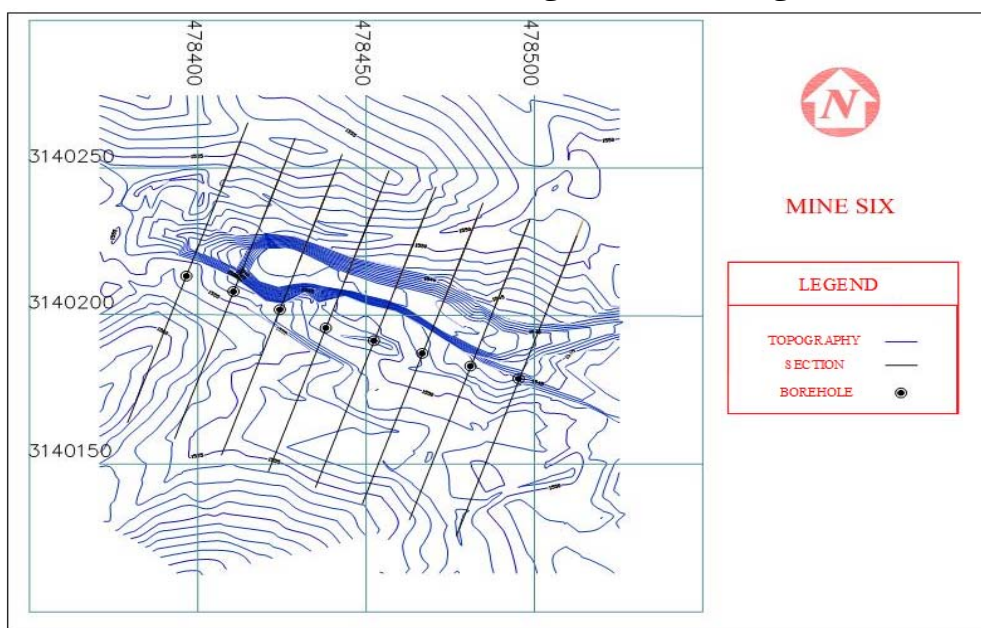


شکل ۶. طرح شماتیکی پروفیل‌ها و گمانه‌های طراحی شده ترانشه دو.

۲) گمانه‌های ترانشه یک

بر روی این ترانشه، ۱۶ گمانه بر روی ۸ پروفیل، مشابه ترانشه دو طراحی شده است (شکل ۷). گمانه‌های این ترانشه توسط دریل واگن، به صورت پودری و بدون مغزه‌گیری حفر گردیده است تا در زمان عملیات اکتشافات تفصیلی کل معدن، بخشی

از کرومیت این ترانشه نیز استخراج گردد. برای حفر گمانه‌های این ترانشه با دریل واگن، فاصله بین این گمانه‌ها از ۱۵ متر به ۵ متر کاهش داده شده است و در کل ۲۰ چال و تا عمق حداکثر ۲۰ متر حفر شد.



شکل ۷. پروفیل‌های حفاری طراحی شده بر روی ترانشه یک.

۳) گمانه‌های اکتشافی خارج معدن

با توجه به قطع شدن رگه کرومیت با ضخامت زیاد، در انتهای ترانشه یک توسط گسل و رخنمون نداشتن ادامه رگه در سطح زمین، دو گمانه برای تعیین وضعیت ادامه رگه طراحی شده است. با توجه به سرپانتینیزه و تکتونیزه بودن شدید منطقه، دیواره گسل به طور واضح معلوم نمی‌باشد. در روی سطح زمین و کمی بالاتر از ترانشه آب‌راه‌ای با روند تقریبی با گسل قطع کننده لایه کرومیت، وجود دارد که احتمال داده می‌شود بر اثر گسل مذکور به وجود آمده باشد. دو گمانه مایل بر روی این آب‌راه طراحی شد تا از اطلاعات آن برای ردگیری ادامه رگه کرومیت استفاده شود (شکل ۸).

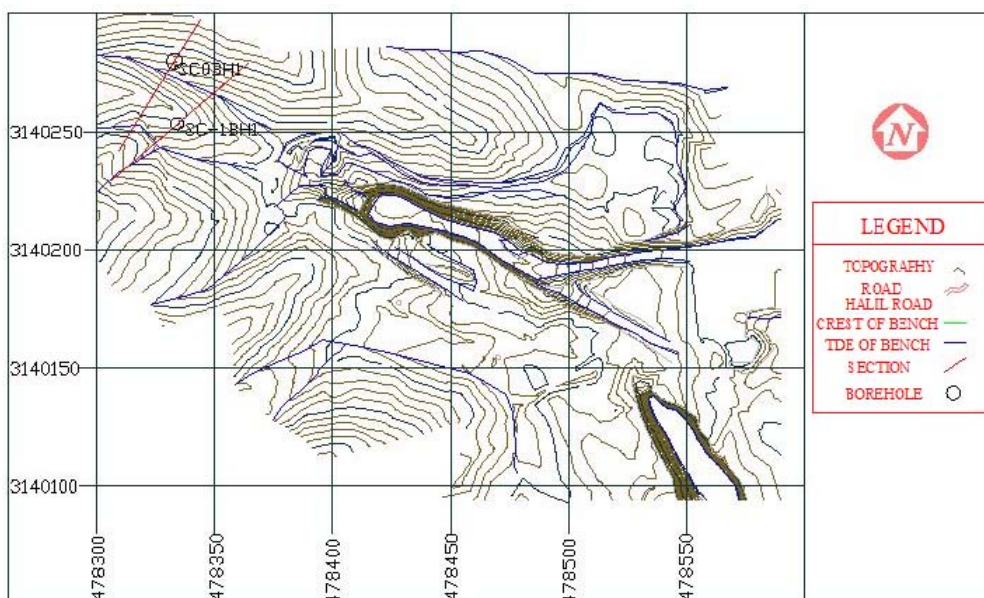
حفاری، مدل سازی و تعیین ذخیره

با توجه به شرایط و اطلاعات سطحی، گمانه‌ها توسط سه دستگاه و به ترتیب ابتدا پروفیل‌های زوج و سپس فرد حفاری شدند. ترتیب در نظر گرفته شده برای حفاری به دلیل کاهش دادن هزینه‌های حفاری است، تا اگر گمانه‌های زوج (یکی در

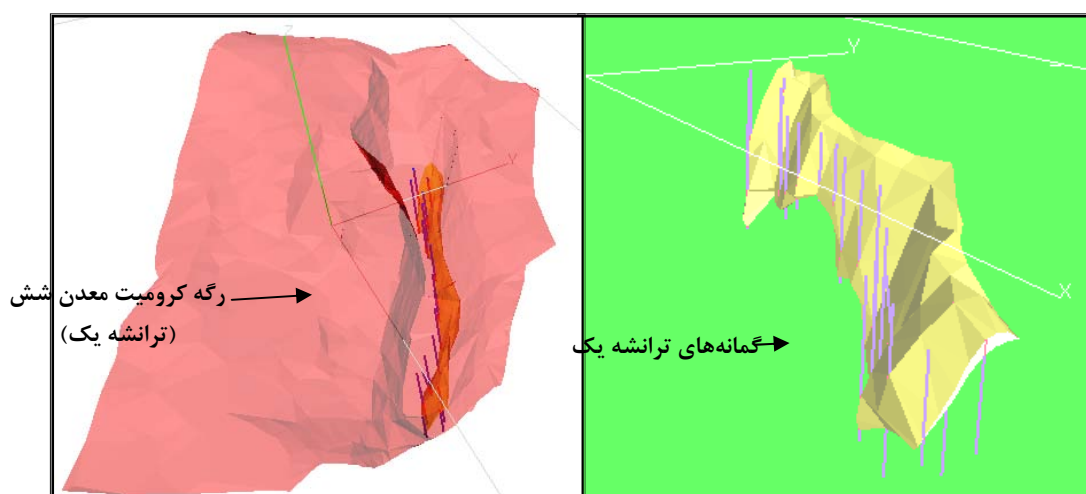
میان) رگه کرومیت را قطع کردند از حفاری برخی گمانه‌ها صرف نظر شود. به علت سرپانتینی و تکتونیزه بودن شدید منطقه، مؤلفه‌های حفاری مغزه‌گیری مانند سرعت حفاری، ترکیب و فشار گل حفاری می‌بایست با دقت بالایی کنترل می‌شود، در غیر این صورت نمونه‌گیری با مشکل مواجه می‌گردد. در طراحی معدن با رایانه، طراحی مدل بلوکی ذخایر برای برآورد ذخیره لازم است. مبنای کاربرد تکنیک‌های رایانه‌ای برای برآورد عیار و ذخیره، تهیه مدل سه‌بعدی کانسار به صورت مجموعه‌ای از بلوک‌ها می‌باشد. بنابراین مهمترین مساله در طراحی معدن، ساخت صحیح مدل بلوکی کانسار است [۵،۷]. لذا بعد از اتمام حفاری‌های ترانشه یک و دو برای تعیین ذخیره و مدل سازی کانسار جهت تعیین روش استخراج، ماده معدنی در نرم افزار Datamine مدل سازی شد. بدین منظور، اطلاعات حاصله از گمانه‌ها، اطلاعات سطحی و ترانشه‌ها، رخنمون‌ها و ... در نرم افزار Datamine وارد شد [۴]. در مدل ساخته شده ترانشه یک براساس گمانه‌های حفر شده،

ساخته شده ماده معدنی آنها توسط نرم‌افزار Datamine نشان داده شده است.

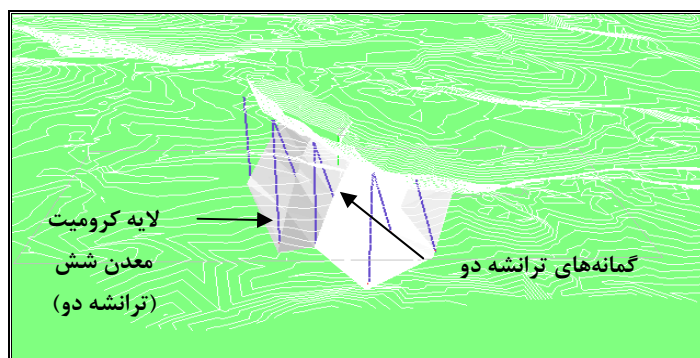
۳۸۰۰ تن ذخیره قطعی اکتشاف گردید. در ترانشه دو نیز مقدار ذخیره قطعی کشف‌شده حاصل از ۸ گمانه، ۱۳۶۰۰ تن است. در شکل‌های (۹ و ۱۰)، گمانه‌های حفر شده در هر ترانشه و مدل



شکل ۸. موقعیت گمانه‌های SC-1BH1 و SC0BH1 نسبت به ترانشه یک.



شکل ۹. مدل ساخته شده رگه کرومیت و گمانه‌های دریل واگنی حفر شده در ترانشه یک.



شکل ۱۰. گمانه ها و لایه کرومیت مدل سازی شده ترانشه دو.

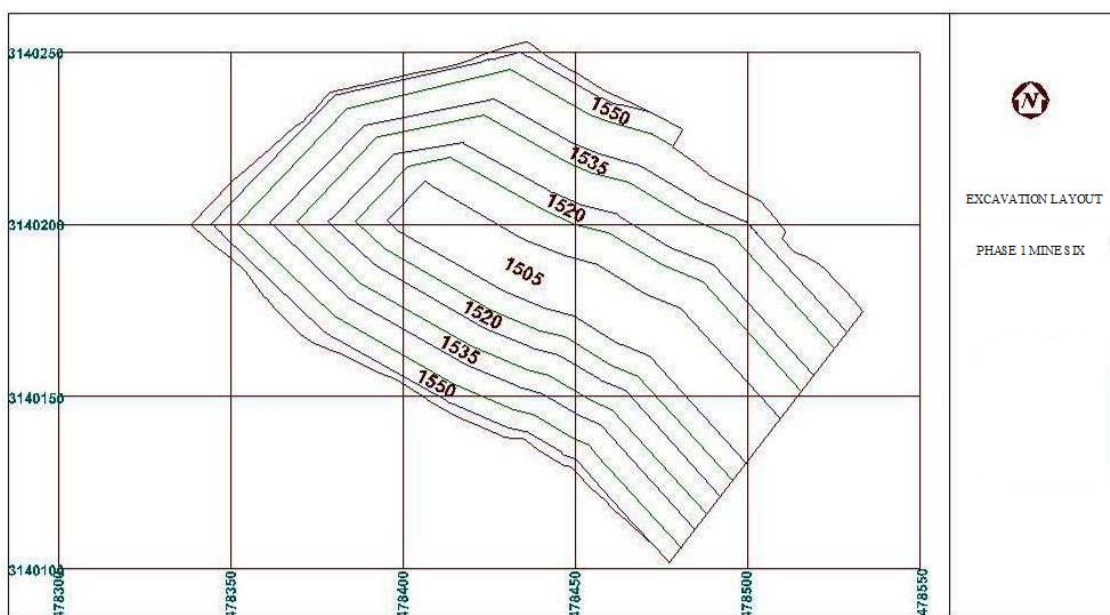
تعیین روش استخراج و طراحی معدن

همان طور که ذکر شد، جهت تهیه شکل ماده معدنی و مدل نمودن آن جهت طراحی معدن از نتایج ترانشه ها، رخنمون ها و حفاری، تعداد ۲۰ چال دریل واگنی در ترانشه یک و ۸ عدد گمانه ۴۵ تا ۸۰ متری در ترانشه شماره دو استفاده شد.

قسمت روباز معدن

این معدن قابلیت استخراج به روش روباز را در وضعیت کنونی دارا می باشد. به همین منظور با

توجه به اطلاعات و مطالعات صورت گرفته در ترانشه یک و با نتیجه بخش بودن نتایج حفاری های آن و هم زمان با حفاری های ترانشه دو، با تعمیم دادن این اطلاعات تا عمق ۳۰ متری از سطح، طرح فاز اول استخراج از معدن مذکور تا عمق ۳۰ متری از سطح یعنی از تراز ۱۵۵۰ تا ۱۵۲۰ تهیه گردید (شکل ۱۱).



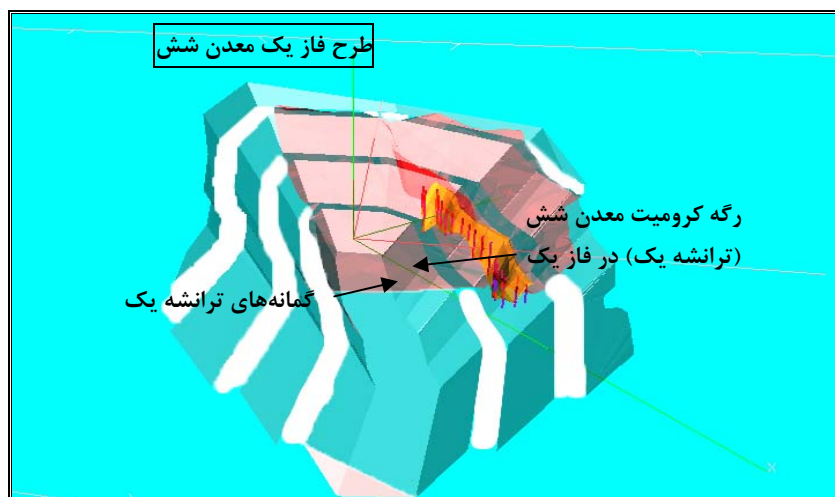
شکل ۱۱. پلان طرح فاز اول استخراج ترانشه یک.

مشخصات طرح فاز یک

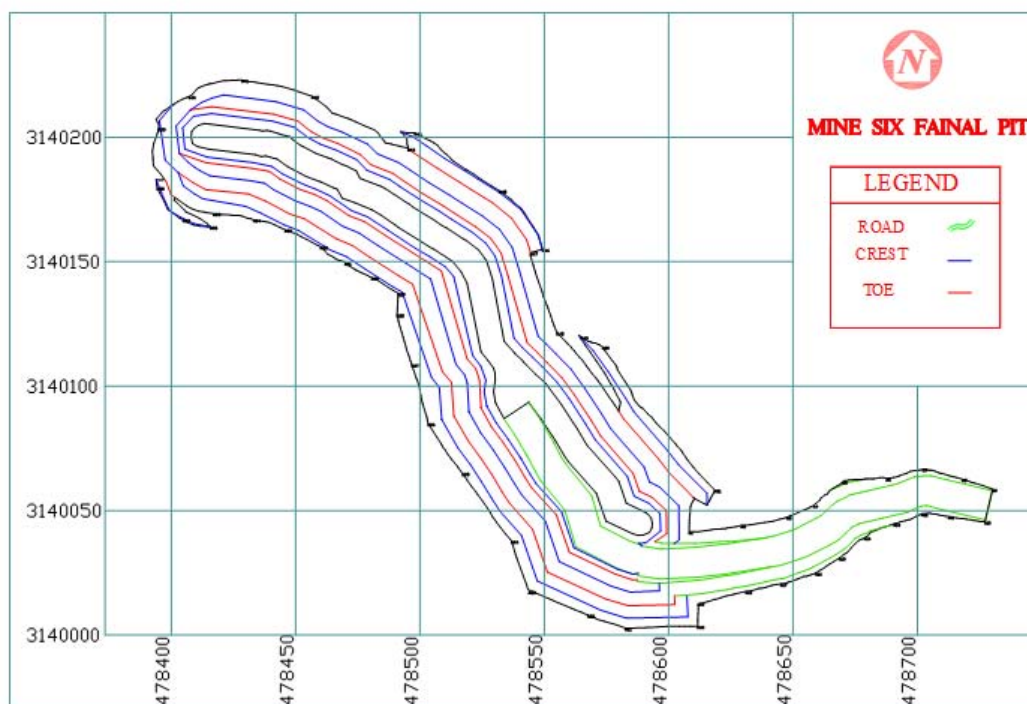
- ✓ نسبت باطله به ماده معدنی ۱:۶۰
- ✓ ذخیره ماده معدنی قابل استخراج حدود ۷۵۰۰ تن
- ✓ شیب کمر پایین حاوی ماده معدنی ۵۵ درجه
- ✓ ذخیره باطله نظیر ماده معدنی قابل استخراج ۴۲۰۰۰۰ تن
- ✓ شیب کمر بالا ۶۵ درجه

دسترسی سریع به ماده معدنی در ماههای اولیه وجود ندارد.
 طرح فاز یک همراه با گمانه‌ها و رگه کرومیت در ترانشه یک قابل مشاهده است (شکل ۱۲).
 در ادامه و با توجه به نتایج حفاریهای ترانشه دو و با تکمیل مطالعات اکتشافی، طرح استخراج فاز دوم و نهایی این معدن نیز تهیه گردید که جزئیات در شکل‌های ۱۳ و ۱۴ آمده است.

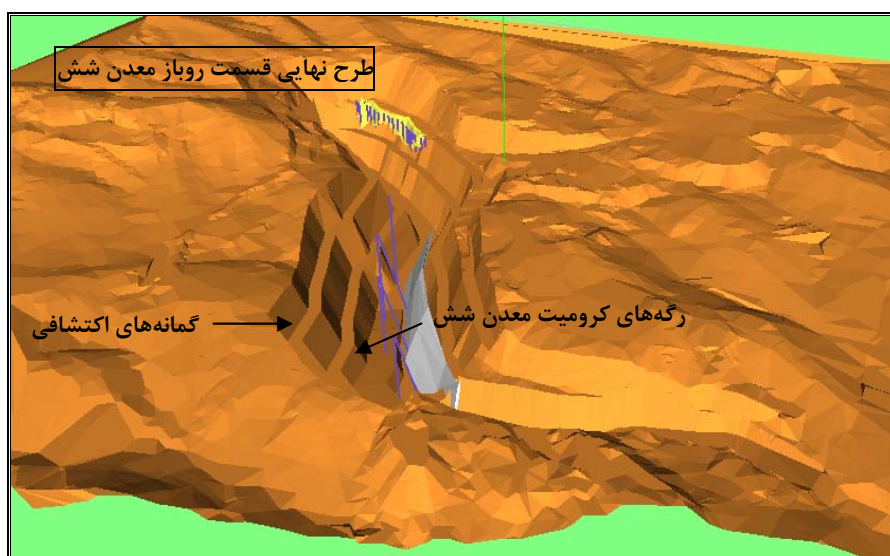
- ✓ شیب جاده حمل باطله و ماده معدنی حداکثر ۱۰ درصد
 - ✓ عرض پله‌های ایمنی ۵ متر
 - ✓ ارتفاع پله‌ها ۱۵ متر
 - ✓ تراز کف پیت در فاز اول ۱۵۰۵
 - ✓ فاصله حمل باطله تا دمپ باطله حداکثر ۱۰۰۰ متر
 - ✓ وزن مخصوص ماده معدنی در محاسبات 4 gr/cm^3 منظور گردیده است.
- با توجه به این که در استخراج ماده معدنی طی سالهای گذشته، باطله نظیر استخراج نشده،



شکل ۱۲. طرح فاز یک، گمانه‌ها و رگه کرومیت ترانشه یک در آن.



شکل ۱۳. پلان نهایی استخراجی معدن روباز شش.



شکل ۱۴. طرح نهایی قسمت روباز معدن شش، رگه‌ها و گمانه‌های اکتشافی آن.

مشخصات طرح نهایی

✓	شیب کمر بالا ۶۵ درجه	✓	ذخیره ماده معدنی ترانشه دو حدود
✓	عرض پله‌های ایمنی ۵ متر	✓	۱۱۰۰۰ تن و در مجموع ۱۸۵۰۰ تن
✓	ارتفاع پله‌ها ۱۵ متر	✓	ذخیره باطله نظیر ماده معدنی فوق
✓	نسبت باطله به ماده معدنی ۷/۷۶:۱	✓	۱۴۲۰۰۰۰ تن
✓	تراز کف پیت نهایی ۱۵۰۵	✓	شیب کمر پایین حاوی ماده معدنی ۵۵
✓	ماده معدنی بین تراز ۱۵۰۵ تا ۱۵۰۰ متر را نیز می‌توان با بیل مکانیکی و بدون باطله‌برداری	✓	درجه

در راستای رفع نیازهای پژوهش واحدهای صنعتی و معدنی در دانشگاه شهید باهنر کرمان انجام شده است. لذا، نگارندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از معاونت پژوهشی کل دانشگاه شهید باهنر کرمان همچنین سازمان صنایع و معادن استان کرمان تشکر و قدردانی نمایند.

مراجع

- [۱] شایسته‌فر م. ر.، "پارائز، پتروژنز و پتروژئوشیمی کانی‌سازی کرومیت در مجموعه الترامافیک صوغان، اسفندقه"، گزارش طرح دو در هزار وزارت صنایع و معادن، دانشگاه شهید باهنر کرمان، (۱۳۸۰)، دو جلد، ۴۶۰ ص.
- [۲] قاسمی ح.ا.، سبزه‌ای م.، ژوتو، ت.، "ماهیت زمین‌شناختی کمپلکس مافیک- الترامافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران"، فصلنامه علوم زمین، (۱۳۷۷)، شماره ۲۹-۳۰، ۳۲-۴۵ ص.
- [۳] محمدی م.، "اکتشافات تفصیلی، مطالعات فنی و اقتصادی و تعیین ذخیره کانسار کرومیت معدن شش آبدشت، اسفندقه کرمان"، پایان نامه کارشناسی ارشد بخش مهندسی معدن دانشگاه شهید باهنر کرمان، (۱۳۸۷)، ۲۱۱ ص.
- [۴] هوستروید و. - کوچتا م.، "طراحی و برنامه‌ریزی در معادن روباز"، ترجمه علی اصغر خدایاری، مهدی یآوری شهرضا، انتشارات صنایع و معادن ایران (۱۳۸۳).
- [5] Mineral Industries Computing Limited; "Datamine Reference Manuals User Guides and Tutorials"; Edition 2.2 (1998).
- [6] Sabzehi M., "Les mélanges ophiolitiques de region D' Esfandagheh (Iran Meridional)". Etude Petrologique et Structural, Interpretation Dans le Cadre Iranian, universite de Grenoble, (1974) 205p.
- [7] Stuart N.J.; "Pit Optimization Using Solid Modeling and The Larch Grossman Algorithm"; International Journal of Surface Mining ; (1992) PP: 470- 475.

استخراج کرد. این معدن روباز برای تقریباً یک سال طراحی شده و پس از آن ماده معدنی به شیوه زیرزمینی استخراج می‌گردد.

نتیجه‌گیری

با توجه به کارهای اکتشافی- استخراجی انجام شده قبلی و نبود لایه راهنما، حفر گمانه بهترین انتخاب به منظور تکمیل اطلاعات تفصیلی در منطقه مورد مطالعه بود. گمانه‌های اکتشافی براساس اطلاعات سطحی، ترانشه‌های موجود در کمر بالای رگه کرومیت طوری طراحی شدند که هر گمانه رگه کرومیت را در عمق ۱۵ متری قطع کند. براساس نتایج حاصل از گمانه‌های حفر شده، نتایج حفاری و با توجه به ماهیت زمین‌شناسی منطقه، روش استخراج معدن برای سال اول به روش روباز و برای سالهای بعد به روش استخراج زیرزمینی کند و آکند انتخاب شد. این معدن قابلیت استخراج به روش روباز را در وضعیت کنونی دارا می‌باشد. به همین منظور با توجه به اطلاعات و مطالعات صورت گرفته در ترانشه یک و با نتیجه‌بخش بودن نتایج حفاریهای آن و هم‌زمان با حفاریهای ترانشه دو، با تصمیم دادن این اطلاعات تا عمق ۳۰ متری از سطح، طرح مرحله اول استخراج از معدن مذکور تا عمق ۳۰ متری از سطح یعنی از تراز ۱۵۵۰ تا ۱۵۲۰ تهیه گردیده است. در ادامه و با توجه به نتایج حفاریهای ترانشه دو و با تکمیل مطالعات اکتشافی، طرح استخراج مرحله دوم و نهایی این معدن نیز تهیه گردید. براساس نتایج حاصل شده، این کانسار دارای ارزش اقتصادی بالایی است.

تقدیر و تشکر

این پژوهش با حمایت مالی مطالعات کاربردی صنعتی و معدنی وزارت صنایع و معادن موضوع قرارداد شماره ۴۵۰/۱۰۱۵۶۱۳ مورخ ۸۴/۱۲/۲۷



سن‌سنجی زیرکان به روش اورانیم-سرب در منطقه اکتشافی مس-طلا پورفیری ماهرآباد: شاهدهی بر دوره متالوژنیک ائوسن میانی ذخایر پورفیری در شرق ایران

آزاده ملک‌زاده شفارودی^۱ و محمدحسن کریم‌پور

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۷/۱۷، نسخه نهایی: ۱۳۸۹/۹/۲۰

چکیده

شرق ایران به واسطه رژیم تکتونیکی زون فروانش در گذشته که به فعالیتهای ماگماتیسمی آلکان تا کالک‌آلکان گسترده در زمان ترشیری انجامیده است، پتانسیل خوبی برای تشکیل کنسارهای مس پورفیری دارد. ماهرآباد اولین منطقه اکتشافی مس-طلای پورفیری بوده که در شرق ایران کشف شده است. این کنسار وابسته به یک سری استوک‌های پورفیری مونزونیتی تا دیوریتی است که درون سنگهای آتشفشانی جایگزین شده‌اند. پورفیری‌های مونزونیتی، نقش اساسی را در کانی‌سازی داشته‌اند. زون‌های دگرسانی گسترده‌ای شامل پتاسیک، سریسیتیک-پتاسیک، کوارتز-سریسیت-کربنات-پیریت، کوارتز-کربنات-پیریت، سیلیسی-پروپیلیتیک، پروپیلیتیک، کربناته و سیلیسی وجود دارد. کانی‌سازی به حالت‌های افشان، استوک‌ورک و برش هیدروترمالی اتفاق افتاده است. براساس اکتشاف اولیه، مس بین ۱۷۹ تا ۶۸۳۰ گرم در تن (میانگین ۳۲۰۰ گرم در تن) و طلا بیش از ۱۰۰۰ میلی‌گرم در تن (میانگین ۵۷۰ میلی‌گرم در تن) وجود دارد. این منطقه اکتشافی یک ذخیره مس پورفیری غنی از طلاست. سن‌سنجی لیزر-ابلیشن اورانیم-سرب روی دو نمونه از توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی نشان می‌دهد که پورفیری‌های مونزونیتی در 39 ± 0.8 تا 38.2 ± 0.8 میلیون سال پیش در فاصله زمانی کمتر از یک میلیون سال در ائوسن میانی متبلور شده‌اند. این اولین سن دقیق را برای دوره کانی‌سازی‌های نوع پورفیری مشخص می‌کند. همچنین نسبت ایزوتوپ اولیه $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ و $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ اولیه با توجه به سن ۳۹ میلیون سال محاسبه شد. نسبت ایزوتوپ اولیه $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ در توده‌های مونزونیتی بین 0.7047 تا 0.7048 بوده است. نسبت $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ اولیه نیز بین 0.512694 تا 0.512713 می‌باشد. میزان ϵ_{Nd} اولیه بین $1/45$ تا $1/81$ است. براساس داده‌های ایزوتوپی منشاء ماگمای اولیه خارج از پوسته قاره‌ای بوده است. این پژوهش می‌تواند برای بررسی جایگاه تکتونو-ماگماتیکی و تکامل شرق ایران مورد استفاده قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: بلوک لوت، ائوسن میانی، زیرکن، زمان‌سنجی زمین‌شناسی، لیزر ابلیشن ICP-MS

مقدمه

بعد از تشکیل سنگ بر روی آن اثر گذاشته‌اند. زیرا حرارت دیدن سنگ آذرین می‌تواند تغییراتی در زمان ثبت شده تشکیل توده در کانیها ایجاد کند. در این میان بهترین روش سن‌سنجی، استفاده از کانی زیرکان با اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های U-Pb است. زیرا این کانی قادر است تا دمای بالای ۹۰۰ درجه سانتی گراد را تحمل کند.

سن‌سنجی سنگهای آذرین را می‌توان به روشهای مختلف از جمله روش Fission track و یا اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های رادیوژنیک مختلف مانند K-Ar، U-Th، و U-Pb و بر روی کانیهای متفاوت انجام داد. انتخاب روش تعیین سن بستگی به تاثیر پدیده‌های حرارتی مانند دگرگونی ناحیه‌ای و یا تاثیر محلولهای ماگمایی- گرمایی (آلتراسیون) در طی زمان دارد که

^۱مسئول مکاتبات Aza_malek@yahoo.com

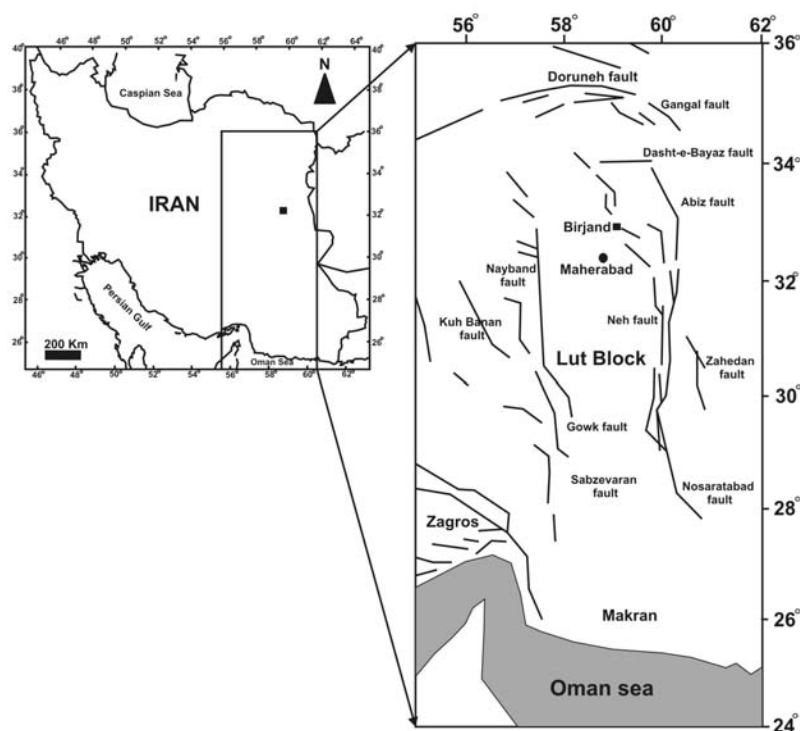
کار اکتشافی جدی بر روی آنها صورت نگرفته است. به نظر می‌رسد این بخش از ایران می‌تواند دومین کمر بند مهم مس پورفیری ایران پس از زون ارومیه- دختر باشد. همچنین بیش از ۷۰ درصد سنگهای رخنمون داشته در نیمه شمالی لوت، آتشفشانی و یا نیمه عمیق- دورنی هستند که متعلق به ترشیاری می‌باشند. اما سن مطلق این سنگها به ویژه توده‌های مرتبط با کانی‌سازیه‌های مس پورفیری گزارش نشده است.

در این مقاله نتایج سن‌سنجی زیرکان به روش اورانیوم- سرب بر روی توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی مس- طلا پورفیری ماهرآباد بحث شده است. از آن جایی که این منطقه اولین کانی‌سازی مس پورفیری شرق ایران است که مفصلاً مورد بررسی قرار گرفته، تعیین سن توده‌های نفوذی بارور که در واقع سن کانی‌سازی را مشخص می‌کند از اهمیت زیادی برخوردار است. این نتیجه می‌تواند گامی در فهم دوره متالورژیک ذخایر مس پورفیری بلوک لوت باشد و نیز به بررسی جایگاه تکتونوماگمایی شرق ایران کمک کند.

زیرکان یکی از کانیهای فرعی و معمول در تعداد زیادی از سنگها به ویژه سنگهای آذرین فلسیک است [۴-۱]. از ویژگیهای این کانی می‌توان به مقاومت بالا در برابر هوازدگی، آلتراسیون، دگرگونی و حرارت اشاره نمود [۵]. این خواص بی- نظیر باعث شده تا زیرکان در دهه‌های اخیر مورد توجه قرار گرفته و کاربردهای مختلف داشته باشد. گسترده‌ترین استفاده از این کانی در زمین‌شناسی، مطالعات زمین‌سنجی است [۶-۱۲].

منطقه اکتشافی ماهرآباد در فاصله حدود ۷۰ کیلومتری جنوب غربی شهرستان بیرجند، مرکز استان خراسان جنوبی، در محدوده بین طولهای جغرافیایی $36^{\circ} 49' 58''$ تا $37^{\circ} 18' 57''$ شرقی و عرضهای جغرافیایی $26^{\circ} 32' 31''$ تا $27^{\circ} 45' 31''$ شمالی قرار دارد. این کانسار از نظر تقسیمات ساختمانی در شرق بلوک لوت واقع شده است (شکل ۱).

شرق ایران و به ویژه بلوک لوت به واسطه وقوع فروانش در زمانهای گذشته و به دنبال آن وجود حجم عظیم ماگماتیسم، پتانسیل بسیار مناسبی برای تشکیل کانی‌سازیه‌های مختلف به خصوص کانسارهای مس پورفیری دارد. شواهدی از این نوع کانی‌سازی در نقاط مختلف شرق ایران نیز معرفی شده است مانند ده‌سلم، رحیمی، چاه‌شلغمی و ... [۱۳-۱۵]؛ ولی تاکنون



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه اکتشافی ماهرآباد در بلوک لوت و شرق ایران

روش مطالعه

برای بررسی تفصیلی منطقه اکتشافی ماهرآباد، انتخاب درست نمونه‌های سن‌سنجی و تعیین سن بر روی کانی زیرکان مطالعات زیر انجام گرفت:

۱- مطالعه حدود ۳۵۰ مقطع نازک و نازک صیقلی از

نمونه‌های سطحی و زیرسطحی

۲- تهیه نقشه زمین‌شناسی رقومی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰

از کل منطقه و مقیاس ۱:۲۰۰۰ از بخشهای مهم کانی‌سازی با تاکید ویژه بر تفکیک توده‌های مرتبط با کانی‌سازی از توده‌های عقیم

۳- تهیه نقشه آلتراسیون رقومی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ از

کل منطقه و مقیاس ۱:۲۰۰۰ از بخشهای مهم کانی‌سازی

۴- تهیه نقشه تراکم رگه‌چه رقومی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰

از کل منطقه و مقیاس ۱:۲۰۰۰ از بخشهای مهم کانی‌سازی به منظور فهم بهتر ارتباط کانی‌سازی و نوع توده‌ها

۵- مطالعه جمعاً ۶۳۰ متر مغزه متعلق به چهار گمانه

حفر شده و تهیه لاگهای زمین‌شناسی- آلتراسیون- کانی‌سازی آنها

۶- تجزیه ژئوشیمیایی ۹ نمونه از توده‌های نفوذی

مرتبط با کانی‌سازی به روش XRF برای اکسیدهای اصلی و روش ICP-MS برای عناصر فرعی و نادر خاکی

۷- انتخاب دو نمونه برای سن‌سنجی پس از مطالعات

دقیق صحرایی، تعیین روابط زمانی نسبی توده‌ها، ارتباط آنها با کانی‌سازی، بررسیهای پتروگرافی، آلتراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی

در این انتخاب سعی شد تا اولاً توده‌های مونزونیتی که منشأ اصلی کانی‌سازی تشخیص داده شده‌اند، مد نظر ویژه قرار بگیرد. سپس علاوه بر حضور زیرکان به عنوان کانی فرعی می‌بایست به اندازه دانه‌ها توجه می‌شد. زیردانه‌های درشت‌تر از ۳۵ میکرون مناسب سن‌سنجی هستند. در بین توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی ماهرآباد نمونه‌های مختلفی از توده‌های مونزونیتی محدوده MA-I (به دلیل اهمیت این بخش و نزدیکی آن به مرکز سیستم کانی‌سازی) مورد مطالعه و

حتی بعضاً آماده‌سازی اولیه قرار گرفتند، که تنها در دو نمونه زیر، زیرکان‌های مناسب و به تعداد مورد نیاز برای آنالیز سن-سنجی یافت شد:

۱- نمونه MA-90 واحد هورنبلند کوارتز مونزونیت

پروفریری با آلتراسیون کوارتز- سرسیت- کربنات- پیریت؛ و

۲- نمونه MA-64 واحد بیوتیت هورنبلند مونزونیت

پروفریری با آلتراسیون سیلیسی- پروپلیتیک.

زیرکان یک کانی سنگین با وزن مخصوص حدود ۴/۸ گرم بر سانتی متر مکعب است که به دلیل همین ویژگی می‌توان آن را به راحتی و با استفاده از مایعات سنگین مختلف جدا کرد. البته در این میان کانیهای سنگین دیگر هم جدا می‌شوند که در نهایت با جدایش دستی زیر میکروسکپ بینوکلار می‌توان زیرکان‌ها را جدا نمود. به منظور جداسازی زیرکان از دیگر کانیهای سنگ مراحل زیر به ترتیب انجام شد:

- خردایش: در این مرحله نمونه‌های سنگی به وزن تقریبی ۹ تا ۱۰ کیلوگرم حدود ۲ تا ۳ مرحله در سنگ‌شکنی که کاملاً تمیز شده بود، خردایش شدند (دهانه سنگ‌شکن هر بار کوچکتر می‌شد تا اندازه ذرات کوچکتر شود). خردایش تا زمانی ادامه پیدا کرد که بیش از ۶۰ درصد نمونه به اندازه کمتر از ۴۰ مش (۰/۴۲ میلی متر) برسد؛

- الک‌کردن: پس از هر مرحله خردایش، محصول سنگ‌شکن از یک الک ۴۰ مش که قبلاً با هوای فشرده کاملاً تمیز شده بود، عبور داده می‌شد تا ذرات ریزتر از ۰/۴۲ میلی متر از آن جدا شوند. باقی مانده ذرات روی الک دوباره به سنگ‌شکن برگردانده می‌شد تا دوباره خردایش شوند؛

- لاوک‌شویی: ذرات عبور کرده از الک لاوک‌شویی شدند تا بخش زیادی از کانیهای سبک جدا شده و کانیهای سنگین باقی بمانند؛

- خشک‌کردن: پس از مرحله لاوک‌شویی، نمونه‌ها در اتاق پهن شدند تا به طور طبیعی خشک شوند؛

- استفاده از مایع سنگین: در این مرحله از مایع سنگین برموفرم (CHBr_3) با وزن مخصوص ۲/۸۴ گرم بر سانتی متر مکعب برای جدایش کانیهای سنگین از جمله زیرکان استفاده شد. کانیهای سنگین

نمونه برانگیخته شده قبل از ورود به محیط پلاسما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می‌شوند. مقدار Pb ایزوتوپی نسبت به Th و U به کمک نمونه استاندارد که همراه با زیرکان‌ها قالب‌گیری شده و هر بار با اندازه‌گیری سه تا پنج نمونه مجهول، اندازه‌گیری آن تکرار می‌شود، محاسبه می‌گردد. نمونه استاندارد زیرکان ID-TIMS نمونه زیرکانی از سریلانکا با سن Ma $563/5 \pm 3/2$ می‌باشد. همچنین مقدار Th و U نمونه‌های مجهول با شیشه‌های NIST SRM610 مورد سنجش قرار می‌گیرد. مقدار U این شیشه‌ها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن می‌باشد. قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۱ درصد) برای $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ است.

پس از اتمام کار، رسم نمودار کنکوردیا [۱۶]، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سنهای میانگین از داده‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ توسط ISOPLLOT/EX [۱۷] انجام می‌گیرد. سنهای میانگین $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ با حد اطمینان ۹۵/۹ تا ۹۶/۹ درصد در این روش محاسبه می‌شود.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه اکتشافی مس- طلا پورفیری ماهرآباد در شرق بلوک لوت واقع شده است (شکل ۱). بلوک لوت بخشی از ایران مرکزی است که در دوران پالئوژئیک پلاتفرم یکسانی را تشکیل می‌داده‌اند. در طول مزوزوئیک و ترشیاری، به سبب حرکات کوه زایی شدید، شکستگی و جدایشی اتفاق می‌افتد که منجر به ایجاد خط واره‌های مختلف شده و ایران مرکزی را به بلوکهای موزاییک شکلی تقسیم می‌کند. بلوک لوت با حجم عظیم ماگماتیسم در ترشیاری مشخص شده و توسط گسلهای شمال- جنوبی در شرق و غرب از دیگر قسمت‌ها جدا می‌شود [۱۸]. برطبق اشتوکلین و نبوی [۱۹] بلوک لوت ۹۰۰ کیلومتر طول از گسل درونه در شمال تا حوضه جازموریان در جنوب و ۲۰۰ کیلومتر عرض از گسل نایبند و کوههای شتری در غرب تا گسل نه‌بندان در شرق دارد (شکل ۱). جایگاه پالئوکتونیکی بلوک لوت به درستی مشخص نیست. چندین کار کلی روی تکتونیک و ماگماتیسم لوت انجام شده که خیلی ناقص بوده و گاه ضد و نقیض هستند [۱۸، ۲۰، ۲۱، ۲۲ و ۲۳]. با این همه وقوع فرورانش بین بلوک لوت در غرب و بلوک افغان در شرق به دلیل وجود حجم عظیم ماگماتیسم قطعی است.

در این روش در ته ظرف محتوی این مایع جمع می‌شوند؛

- مطالعه نمونه با استفاده از میکروسکپ بینوکلار: کانیهای سنگین جمع شده در ته مایع بر موفرم پس از خشک شدن نمونه در زیر میکروسکپ بینوکلار به دقت مطالعه شدند و زیرکان‌ها با دست جدا شدند. البته لازم به ذکر است که در موقع جدایش بهتر است بهترین و مناسب‌ترین نمونه‌ها انتخاب شوند. طولهای بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون مناسب‌ترین نمونه‌های زیرکان برای آنالیز هستند. از نمونه MA-90 تعداد ۷۴ زیرکان با اندازه‌های بین ۴۰ تا ۱۴۰ میکرون و از نمونه MA-64 تعداد ۶۴ زیرکان با اندازه‌های بین ۴۰ تا ۲۲۰ میکرون استخراج شد.

زیرکان‌های جدا شده برای تعیین سن به مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونا آمریکا فرستاده شدند. در آن جا از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای سن‌سنجی استفاده می‌شود. زیرکان‌ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ همراه با خرده‌هایی از زیرکان استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری شده، سپس این پلاک‌ها نصف شده و صیقل می‌خورند. عکس زیرکان‌ها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکپ کاتدولومینسانس (CL) گرفته می‌شود. تصویر CL ساختار داخلی دانه‌های زیرکان برش‌خورده را نشان می‌دهد و با استفاده از آن مکانهای مناسب برای اشعه لیزر در قسمت‌های هموزن بلور انتخاب می‌گردند. شکل (۲) تصویر کاتدولومینسانس زیرکان‌های نمونه MA-64 و محل انتخاب شده برای آنالیز را نشان می‌دهد.

روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سن‌سنجی به روش اندازه‌گیری U-Pb را با صحت بهتر از ۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک اشعه به قطر ۳۵ یا ۲۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانه‌های ریزتر به قطر ۱۵ یا ۱۰ میکرون صورت می‌پذیرد. اشعه ۳۵ یا ۲۵ میکرونی با نرخ تکرار ۸ هرتز و انرژی ۱۰ میکروژول تنظیم می‌شود که می‌تواند یک سیگنال تقریباً ۱۰۰۰۰۰ cps در گرم در تن برای U در زیرکان تولید کند. برای اندازه‌های کوچکتر اشعه لیزر، انرژی (۶۰ میکروژول) و نرخ تکرار (۴ هرتز) کاهش می‌یابد. در هر دو حالت ذکر شده مواد برانگیخته شده توسط اشعه لیزر از یک اتاقک گاز هلیوم عبور می‌کنند. گاز هلیوم و

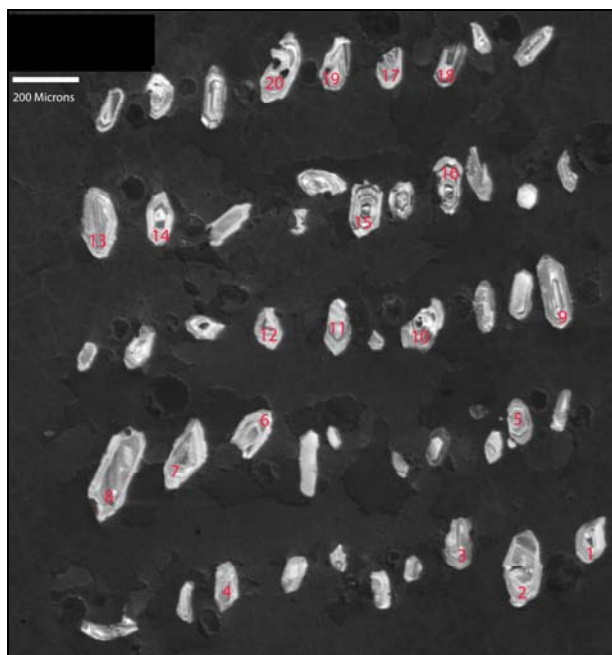
می‌توان به چهار بخش به شرح زیر تقسیم کرد (شکل ۳): ۱- سنگهای آتشفشانی قبل از ائوسن میانی که مورد نفوذ توده‌های نیمه عمیق ائوسن میانی مرتبط با کانی‌سازی قرار گرفته‌اند، ۲- توده‌های نیمه عمیق عمدتاً حدواسط ائوسن میانی مرتبط با کانی‌سازی در حد مونزونیت تا دیوریت که با شدت‌های مختلف آتره شده و دارای کانی‌سازی با مقادیر متفاوت می‌باشند، این توده‌ها به صورت استوک‌های کوچک تا متوسط درهم تلسکوپی شده‌اند. بیش از ۱۵ واحد نیمه عمیق مرتبط با کانی‌سازی در کل منطقه شناسایی شده است، ۳- توده‌های نیمه عمیق بعد از ائوسن میانی که در توده‌های مرتبط با کانی‌سازی نفوذ نموده‌اند. این توده‌ها نیز از دیوریت تا مونزونیت در تغییر بوده و کاملاً تازه هستند. اثری از کانی‌سازی و آلتراسیون در آنها دیده نمی‌شود، و (۴) رسوبات کواترنری [۲۵].

توده‌های مونزونیتی به سبب همراه بودن با آلتراسیون‌های پتاسیک و کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت، تراکم بالای رگه‌های کوارتز-سولفیدی و داشتن بالاترین ناهنجاریهای مس و طلا، منشأ کانی‌سازی در منطقه هستند.

در یک محدوده وسیع آتره شده به وسعت تقریبی ۱۳۲ کیلومتر مربع سه ناحیه مهم از لحاظ کانی‌سازی به نامهای MA-I، MA-II و MA-III وجود دارد (شکل ۳) که اغلب کارهای اکتشافی بر روی MA-I انجام شده است. در این بخش تا بیش از ۶۰ رگه‌چه در مترمربع در سطح و نیز در گمانه‌های حفاری شده دیده شد. از آن جایی که سن‌سنجی توده‌ها در این بخش از منطقه انجام شده است، زمین‌شناسی و پتروگرافی همین ناحیه در ادامه توضیح داده می‌شود.

زمین‌شناسی محدوده اکتشافی MA-I شامل توده‌های مونزونیت پورفیری، هورنبلند مونزونیت پورفیری، بیوتیت مونزونیت پورفیری، هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری، هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری، بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری، بیوتیت هورنبلند دیوریت پورفیری، بیوتیت پیروکسن مونزودیوریت تا دیوریت پورفیری، بیوتیت پیروکسن هورنبلند دیوریت پورفیری و پیروکسن بیوتیت هورنبلند مونزودیوریت پورفیری می‌باشد (شکل ۴) [۲۵].

مونزونیت پورفیری که در بخش شرقی ناحیه رخنمون دارد بافت پورفیری دارد. فنوکریست‌ها شامل ۱۰-۱۲٪ پلاژیوکلاز تا ۵ میلی متر طول و ۱۰-۱۳٪ فلدسپات پتاسیم تا ۱ میلی متر طول است. فلدسپات‌ها به سرسیت، کلسیت، کائولینیت،



شکل ۲. تصویر کاتدولومینسانس زیرکان‌های نمونه MA-64 و نقاط انتخاب شده برای آنالیز بر روی آن

تنوعی از انواع کانی‌سازی مس-طلا شامل مس-طلا پورفیری (ماهرآباد، خوییک و ده‌سلم)، مس-طلا همراه با اکسید آهن (قلعه‌زری)، نوع رگه‌ای (سه چنگی، حوض رئیس و غار کفتری) و طلای اپی‌ترمال (شیخ آباد و هنیچ)، یک اپیزود متالوژنیک ترشیاری را به ویژه در شمال و شمال شرق نشان می‌دهد. محدوده اکتشافی ماهرآباد از نظر زمین‌شناسی ناحیه‌ای در گوشه شمال شرقی برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه‌شور [۲۴] قرار گرفته است. برطبق این نقشه، بخش اعظم منطقه شامل سنگهای آتشفشانی در حد آندزیت، داسیت، ریولیت، توف و ایگنمبریت است که در برخی نقاط مورد نفوذ سنگهای نیمه‌عمیق اسیدی-حدواسط واقع شده‌اند. اما مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی این پروژه نشان‌داد که بسیاری از واحدهایی که در نقشه، سنگ آتشفشانی معرفی شده‌اند، توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق هستند. اکثر سنگهای آتشفشانی-نفوذی منطقه آتره شده‌اند و کانی‌سازی استوک‌ورک، افشان و برش هیدروترمالی در برخی نقاط مشاهده می‌شود.

زمین‌شناسی و پتروگرافی کانسار

براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده، واحدهای زمین‌شناسی شناسایی شده در محدوده اکتشافی ماهرآباد را

پروپلیتیک قرار گرفته و بیوتیت‌ها به کلریت، اپیدوت و کلسیت تجزیه شده‌اند. کانی‌سازی نیز به صورت استوک‌ورک و افشان در آن دیده می‌شود.

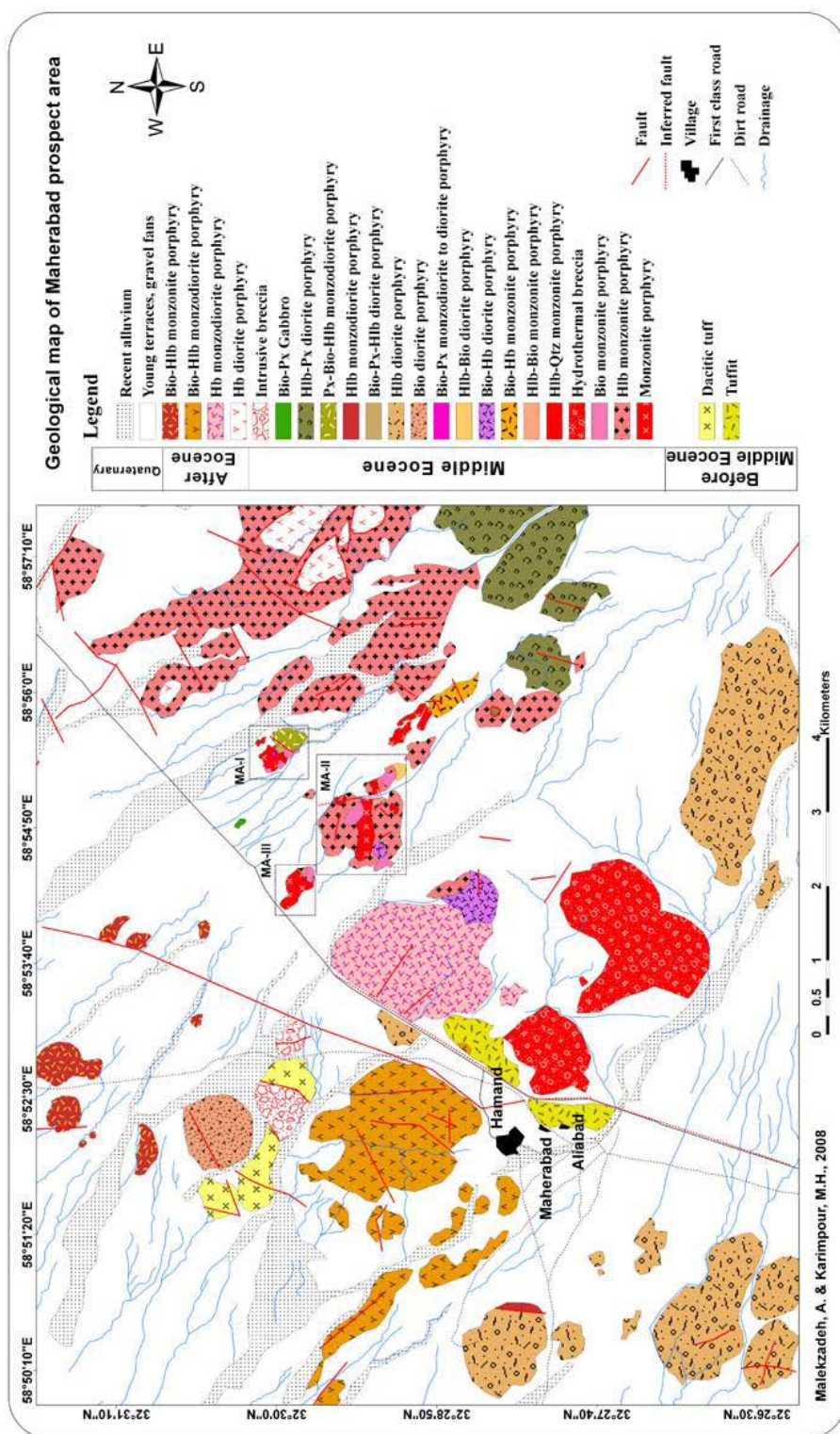
هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری که در شمال شرقی ناحیه MA-I رخنمون دارد دارای بافت پورفیری با زمینه دانه شکری است. فنوکریست‌ها شامل ۱۰-۱۲٪ پلاژیوکلاز با ۱ تا ۴ میلی متر طول، ۸-۹٪ فلدسپات پتاسیم تا ۱ میلی متر طول، ۲-۳٪ کوارتز تا ۱/۵ میلی متر طول و ۱-۳٪ هورنبلند تا ۳ میلی متر طول است. فلدسپات‌ها عمدتاً به سرسیت، کلسیت و کانی‌رسی تجزیه شده‌اند. هورنبلندها نیز به اکسید آهن تبدیل گشته‌اند. کوارتز ثانویه نیز در متن سنگ دیده می‌شود. این واحد نیز تحت تاثیر کانی‌سازی قرار گرفته و غالباً قالب پیریت‌های اکسید شده به صورت افشان در آن قابل مشاهده است.

هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری که در مرکز ناحیه رخنمون دارد دارای بافت پورفیری با زمینه دانه درشت است. این واحد شامل حدود ۴۵٪ فنوکریست است که عبارتند از: ۲۰-۲۵٪ پلاژیوکلاز (کمتر از ۶ میلی متر طول)، ۸-۱۰٪ فلدسپات پتاسیم (کمتر از ۲ میلی متر طول)، ۷-۸٪ بیوتیت (کمتر از ۲ میلی متر طول) و ۱-۳٪ هورنبلند (کمتر از ۲ میلی متر طول). زمینه سنگ غالباً فلدسپات آلتره شده است. این واحد اغلب تحت تاثیر آلتراسیون کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت قرار گرفته که در نتیجه آن فلدسپات‌ها به سرسیت، کلسیت و کانی‌رسی تجزیه شده‌اند. رگه‌های کوارتز و کوارتز-سولفیدی در آن دیده می‌شود. در بخشهایی که آلتراسیون پروپلیتیک غالب است، بیوتیت و هورنبلند به کلریت و اپیدوت آلتره شده‌اند.

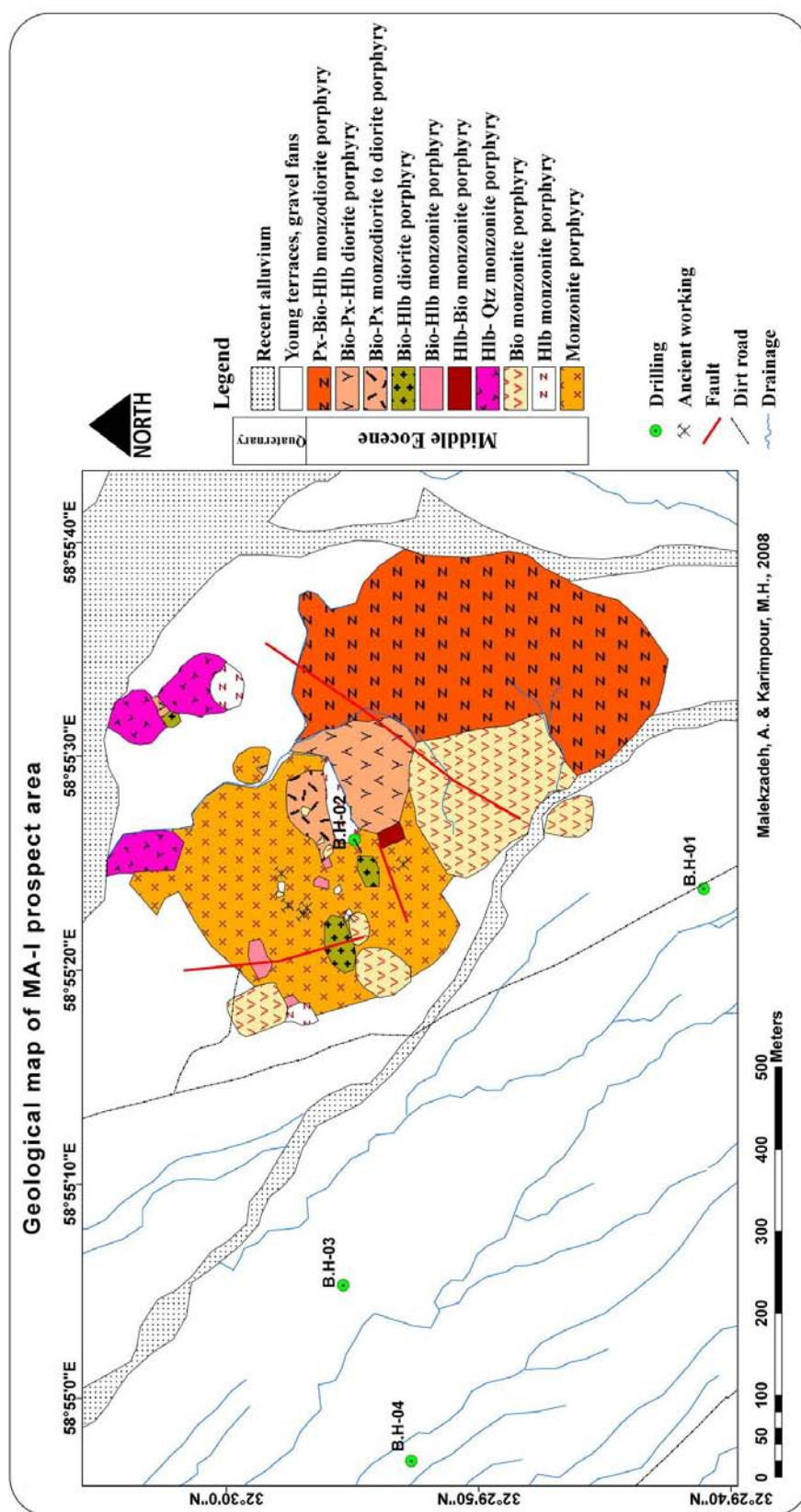
مونت مورونیت و ایلیت آلتره شده‌اند. زمینه سنگ بافت دانه شکری داشته و شامل فلدسپات‌های آلتره شده، کوارتز اولیه، کانیه‌های فرعی، کوارتز ثانویه، سرسیت، کلسیت، کانیه‌های رسی و بعضاً کانیه‌های سولفیدی می‌باشد. این توده همراه با تراکم بالای رگه‌های کوارتز و کوارتز-سولفیدی است که گاه به ۶۰ عدد در مترمربع رسیده است. پیریت، کالکوپیریت و به طور فرعی بورنیت و کانیه‌های زون اکسیدان مانند اکسیدهای آهن ثانویه، مالاکیت، فیروزه و ود مس‌دار، کانی‌سازی دیده شده در این واحد است.

هورنبلند مونزونیت پورفیری بافت پورفیری و گلومروپورفیری با زمینه دانه شکری دارد. فنوکریست‌ها شامل ۱۵-۲۰٪ پلاژیوکلاز تا ۴ میلی متر طول، ۱۰-۱۲٪ فلدسپات پتاسیم تا ۱ میلی متر طول و ۷-۸٪ هورنبلند تا ۳ میلی متر طول است. زمینه سنگ علاوه بر کانیه‌های نام برده شامل کانیه‌های فرعی و کانیه‌های ثانویه مانند کوارتز، سرسیت، کلسیت و کانیه‌های رسی است. این توده نیز به شدت تحت تاثیر محلول کانه‌دار قرار گرفته و انواع استوک‌ورک همراه با کانیه‌های اولیه سولفیدی و کانیه‌های زون اکسیدان-سوپرژن در آن دیده می‌شود.

بیوتیت مونزونیت پورفیری دارای ۲۰-۲۵٪ پلاژیوکلاز (۱ تا ۵ میلی متر طول)، ۱۰-۱۱٪ فلدسپات پتاسیم (۱ تا ۵ میلی متر طول)، ۴-۵٪ بیوتیت (۰/۵ تا ۱/۴ میلی متر طول) و ۰/۵-۱٪ کوارتز (۰/۱ تا ۰/۳ میلی متر) به صورت فنوکریست می‌باشد. زمینه سنگ دانه ریز بوده و شامل کانیه‌های نام برده، فرعی و ثانویه است. فلدسپات‌ها عمدتاً به سرسیت و کلسیت آلتره شده‌اند. کوارتز ثانویه در متن و در قالب رگه‌های دیده می‌شود. در برخی نقاط نیز این واحد تحت تاثیر آلتراسیون



شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه اکتشافی مس- طلا پورفیری ماهرآباد [۲۵]



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی محدوده [کشفی MA-I] [۷۵]

گرفته و کمی کلریت، اپیدوت و کوارتز کانیه‌های ثانویه آن را تشکیل می‌دهد.

پیروکسن بیوتیت هورنبلند مونزودیوریت پورفیری که در شرق محدوده MA-I رخمون دارد، شامل ۳۵-۴۰٪ فنوکریست متشکل از پلاژیوکلاز (کمتر از ۴ میلی متر طول)، فلدسپات پتاسیم (کمتر از ۳ میلی متر طول)، هورنبلند (تا ۳ میلیمتر طول)، بیوتیت (کمتر از ۴ میلی متر طول) و پیروکسن (تا ۲ میلی متر طول) در زمینه دانه متوسط است. این سنگ بسیار ضعیف تحت تاثیر آلتراسیون پروپلیتیک قرار گرفته و به ندرت کلریت در آن قابل مشاهده است.

آلتراسیون

منطقه اکتشافی ماهرآباد به شدت تحت تاثیر آلتراسیون قرار گرفته است. پردازش داده‌های ماهواره‌ای به روشهای مختلف، آلتراسیون وسیع منطقه را به خوبی بارزسازی می‌کند [۲۵]. گسترش آلتراسیون رابطه مستقیم با گسترش توده‌های نفوذی دارد.

زون‌های آلتراسیون در منطقه اکتشافی ماهرآباد شامل زون‌های پتاسیک، سرسیتیک-پتاسیک، کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت، کوارتز-کربنات-پیریت، سیلیسی-پروپلیتیک، سیلیسی، پروپلیتیک و کربناته بوده که در مطالعات سطحی و زیرسطحی مشخص شده است. در سطح محدوده MA-I آلتراسیون‌های کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت با شدت بیش از ۵۰ درصد، سیلیسی-پروپلیتیک با شدت بین ۳۰ تا ۵۰ درصد و پروپلیتیک ضعیف (شرق منطقه) با شدت کمتر از ۲۰ درصد حجم سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۵) [۲۵].

آلتراسیون غالب در MA-I زون کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت است که واحدهای مونزودیتی و توده بیوتیت هورنبلند دیوریت پورفیری را تحت تاثیر قرار داده است. این زون در صحرا با رنگ زرد روشن مایل به کمی قهوه‌ای به علت حضور اکسیدهای آهن ثانویه حاصل از اکسید شدن سولفیدها در سطح زمین مشخص می‌شود. مهمترین کانی این آلتراسیون کوارتز است که در قالب رگه‌چه و یا در متن سنگ مشاهده می‌گردد. مقدار آن از کمتر از ۱۰ درصد تا بیش از ۷۰ درصد متفاوت است. سرسیت که حاصل آتره شدن فلدسپاتها بوده از کمتر از ۱ درصد تا ۲۰ درصد متغیر می‌باشد. پیریت به عنوان مهمترین کانی سولفیدی این زون عمدتاً در رگه‌چه‌هاست و تا

بیوتیت هورنبلند مونزودیتی پورفیری رخمون اندکی در ناحیه MA-I دارد. این توده شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (۱۰-۱۲٪) تا ۳ میلی متر طول، فلدسپات پتاسیم (۱۰-۱۲٪) تا ۱ میلی متر طول، هورنبلند (۳-۴٪) تا ۳ میلی متر طول، بیوتیت (۲-۳٪) تا ۰/۹ میلی متر طول و به ندرت کوارتز (کمتر از ۰/۵٪) تا ۰/۴ میلی متر طول در یک زمینه دانه ریز است. زمینه سنگ شامل فلدسپات، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند، کانی فرعی و کانیه‌های ثانویه است. آلتراسیون مشاهده شده در این واحد کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت است. کانی‌سازی در قالب استوک‌ورک و افشان نیز دیده می‌شود.

بیوتیت هورنبلند دیوریت پورفیری بافت پورفیری تا گلومرپورفیری با زمینه دانه شکری دارد. حدود ۴۰ تا ۴۵٪ فنوکریست در این واحد دیده می‌شود که شامل ۲۵-۲۷٪ پلاژیوکلاز تا ۲ میلی متر طول، ۱-۲٪ فلدسپات پتاسیم تا ۰/۴ میلی متر طول، تا ۱۰٪ هورنبلند تا ۲ میلی متر طول، ۲-۵٪ بیوتیت تا ۱ میلی متر طول و کمتر از ۱٪ کوارتز است. این سنگ تحت تاثیر آلتراسیون‌های کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت و پروپلیتیک در قسمتهای مختلف قرار گرفته و تراکم بالایی از رگه‌های کوارتز-سولفیدی همراه با زون کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت در آن دیده می‌شود.

بیوتیت پیروکسن مونزودیوریت تا دیوریت پورفیری شامل ۳۰٪ فنوکریست در زمینه دانه متوسط است. فنوکریست‌ها عبارتند از: پلاژیوکلاز (۱ تا ۳ میلیمتر طول)، فلدسپات پتاسیم (۱ تا ۳ میلیمتر طول)، دیوپسید تا اوژیت-دیوپسیدی (تا ۱ میلیمتر طول) و بیوتیت (تا ۱/۵ میلیمتر طول). این توده تحت تاثیر آلتراسیون سیلیسی-پروپلیتیک قرار گرفته که در نتیجه آن بیوتیت توسط کلریت و فلدسپات‌ها به وسیله کلسیت و فرعی سرسیت جایگزین شده‌اند. کوارتز ثانویه و پیریت در قالب رگه‌چه و افشان دیده می‌شود.

بیوتیت پیروکسن هورنبلند دیوریت پورفیری بافت پورفیری با زمینه دانه شکری دارد. حدود ۳۵٪ فنوکریست شامل ۲۵-۳۰٪ پلاژیوکلاز (تا ۳ میلی متر طول)، ۱-۲٪ فلدسپات پتاسیم (تا ۱ میلی متر طول)، ۲-۳٪ هورنبلند (تا ۳ میلی متر طول)، ۱-۲٪ پیروکسن (دیوپسید تا اوژیت-دیوپسیدی، تا ۱ میلی متر طول) و ۱٪ بیوتیت (تا ۲ میلی متر طول) دیده می‌شود. این واحد تحت تاثیر آلتراسیون پروپلیتیک نسبتاً ضعیفی قرار

کانیها در سطح به اکسیدهای آهن ثانویه مانند هماتیت، گوتیت و ژاروسیت تبدیل شده‌اند. مالاکیت، فیروزه و ود مس‌دار نیز کانیهای دیگر زون اکسیدان هستند که در نقاط مختلف مشاهده می‌شوند. کانی‌سازی در محدوده MA-I به سه حالت وجود دارد که عبارت است از: استوک‌ورک، پراکنده و رگه‌ای. بخش عمده کانیهای سولفیدی در زون کوارتز- سرسیت- کربنات- پیریت و مقدار اندکی از آن در زون سیلیسی- پروپلیتیک دیده می‌شود که اغلب در مطالعات زیرسطحی تشخیص داده شده‌اند [۲۵].

کانی‌سازی استوک‌ورک مهمترین بافت کانی‌سازی در کل منطقه اکتشافی ماهرآباد است. نقشه تراکم رگه‌ها به تفکیک زون‌های آلتراسیون در سطح منطقه MA-I تهیه شد (شکل ۶). رگه‌های کوارتز- سولفیدی با تراکم بسیار بالا (حداکثر ۶۰ رگه‌چه در مترمربع) در سطح زمین به وضوح قابل مشاهده‌اند. بخش عمده این رگه‌ها در زون کوارتز- سرسیت- کربنات- پیریت و به مقدار بسیار کمتر در زون سیلیسی- پروپلیتیک حضور دارند (شکل ۶). در مطالعات زیرسطحی نیز حداکثر تا ۳۰ رگه‌چه در متر در آلتراسیون کوارتز- سرسیت- کربنات- پیریت تشخیص داده شد. در زون کوارتز- سرسیت- کربنات- پیریت ۵ نوع رگه‌چه براساس ترکیب کانی‌شناسی و ترادف پاراژنتیکی تفکیک شد که عبارتند از: (۱) کوارتز، (۲) کوارتز- پیریت، (۳) کوارتز- کربنات- پیریت، (۴) کوارتز- کربنات- پیریت $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ بورنیت $\pm$ اسفالریت $\pm$ گالن، و (۵) کربنات- پیریت $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ بورنیت $\pm$ اسفالریت $\pm$ گالن $\pm$ کوارتز. ضخامت این رگه‌ها از کمتر از ۱ میلی‌متر تا بیش از ۴ سانتی‌متر متغیر است. ضخامت از رگه‌چه شماره ۱ به طرف رگه‌چه شماره ۴ (رگه‌های جوانتر) افزایش می‌یابد. اما رگه‌چه عمده سولفیدی شماره ۵ معمولاً کمتر از ۳ میلی‌متر ضخامت دارد. تراکم رگه‌های ۱ تا ۳ در سطح از کمتر از ۱ تا ۳۰ رگه‌چه در مترمربع متغیر است. رگه‌چه شماره ۴ و ۵ در سطح نیز بیشترین تراکم را در مرکز منطقه (محل ترانشه‌ها) دارد که به ۴۰ رگه‌چه در مترمربع می‌رسد (شکل ۶). پیریت مهمترین کانی سولفیدی در رگه‌هاست. پیریت‌ها عمده‌تاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دارند. اندازه آنها از کمتر از ۵۰ میکرون تا بیش از ۶۰۰ میکرون متغیر است. این کانی از ۰/۲ تا بیش از ۶۰ درصد کل رگه‌چه را تشکیل می‌دهد. کالکوپیریت

۶ درصد می‌رسد که غالباً در سطح زمین به گوتیت و گاه ژاروسیت تبدیل شده است. کالکوپیریت دومین کانی سولفیدی مهم این زون است که در سطح زمین اغلب به اکسیدهای آهن ثانویه تبدیل شده است. بیشترین تراکم رگه‌های کانی‌سازی در این زون مشاهده می‌شود که بعضاً تا بیش از ۶۰ رگه‌چه در مترمربع می‌رسد. عرض رگه‌ها نیز از کمتر از ۱ میلی‌متر تا بیش از ۳ سانتی‌متر متغیر است [۲۵].

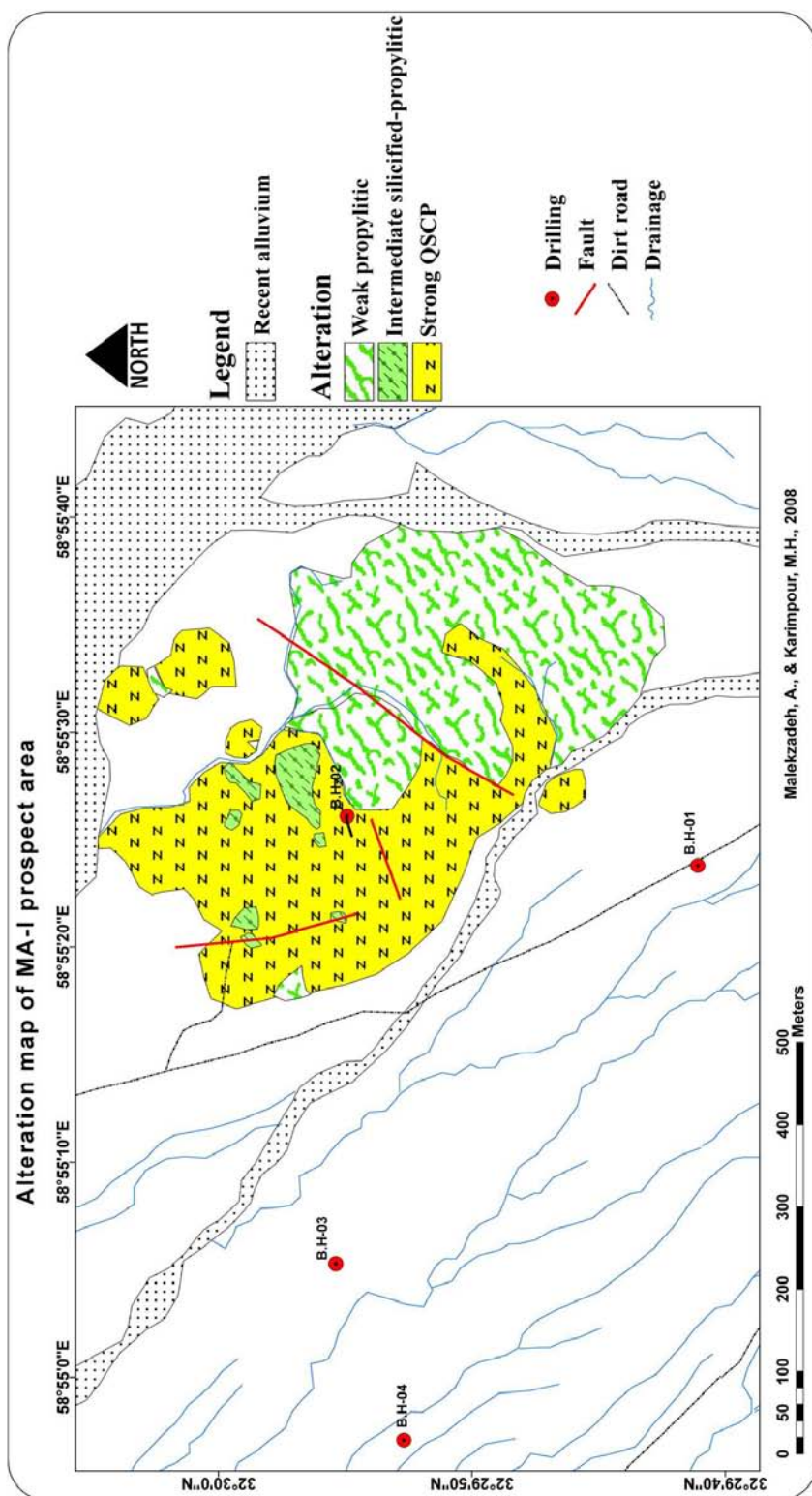
آلتراسیون سیلیسی- پروپلیتیک عمده‌تاً در واحد بیوتیت پیوکسن مونزودیوریت تا دیوریت پورفیری دیده می‌شود. این زون در صحرا با رنگ سبز به علت حضور کانیهای مثل کلریت و اپیدوت و وجود رگه‌های کوارتز- سولفیدی ظریف مشخص می‌شود. اولین کانی مهم این زون کوارتز است که به صورت رگه‌چه و یا در متن سنگ مشاهده می‌شود. مقدار آن از ۲ تا ۱۵ درصد متغیر است. کلریت دومین کانی مهم است که فراوانی آن تا ۴ درصد می‌رسد. کلسیت تا ۳ درصد، اپیدوت کمتر از ۲ درصد و مقادیر جزئی سرسیت دیگر کانیهای ثانویه این زون هستند. کلریت، اپیدوت و کلسیت عمده‌تاً حاصل آلتره شدن کانیهای آهن و منیزیم‌دار مثل هورنبلند و بیوتیت و کمتر پلاژیوکلازهاست. کانیهای فلزی این زون عمده‌تاً مگنتیت (کمتر از ۱ درصد) و پیریت (کمتر از ۲ درصد) است. تراکم رگه‌ها در این بخش حداکثر به ۵ رگه‌چه در مترمربع می‌رسد و ضخامت آنها از ۳ میلی‌متر کمتر است [۲۵].

آلتراسیون پروپلیتیک ضعیف در توده پیروکسن بیوتیت هورنبلند مونزودیوریت پورفیری و بیوتیت پیروکسن هورنبلند دیوریت پورفیری در شرق محدوده MA-I دیده می‌شود. کانیهای اصلی این زون شامل جزئی کلریت، کلسیت و مگنتیت است. عمده این کانیها حاصل آلتره شدن کانیهای آهن و منیزیم‌دار می‌باشد. کانی‌سازی چه به صورت رگه‌های و چه به صورت پراکنده در این زون دیده نمی‌شود [۲۵].

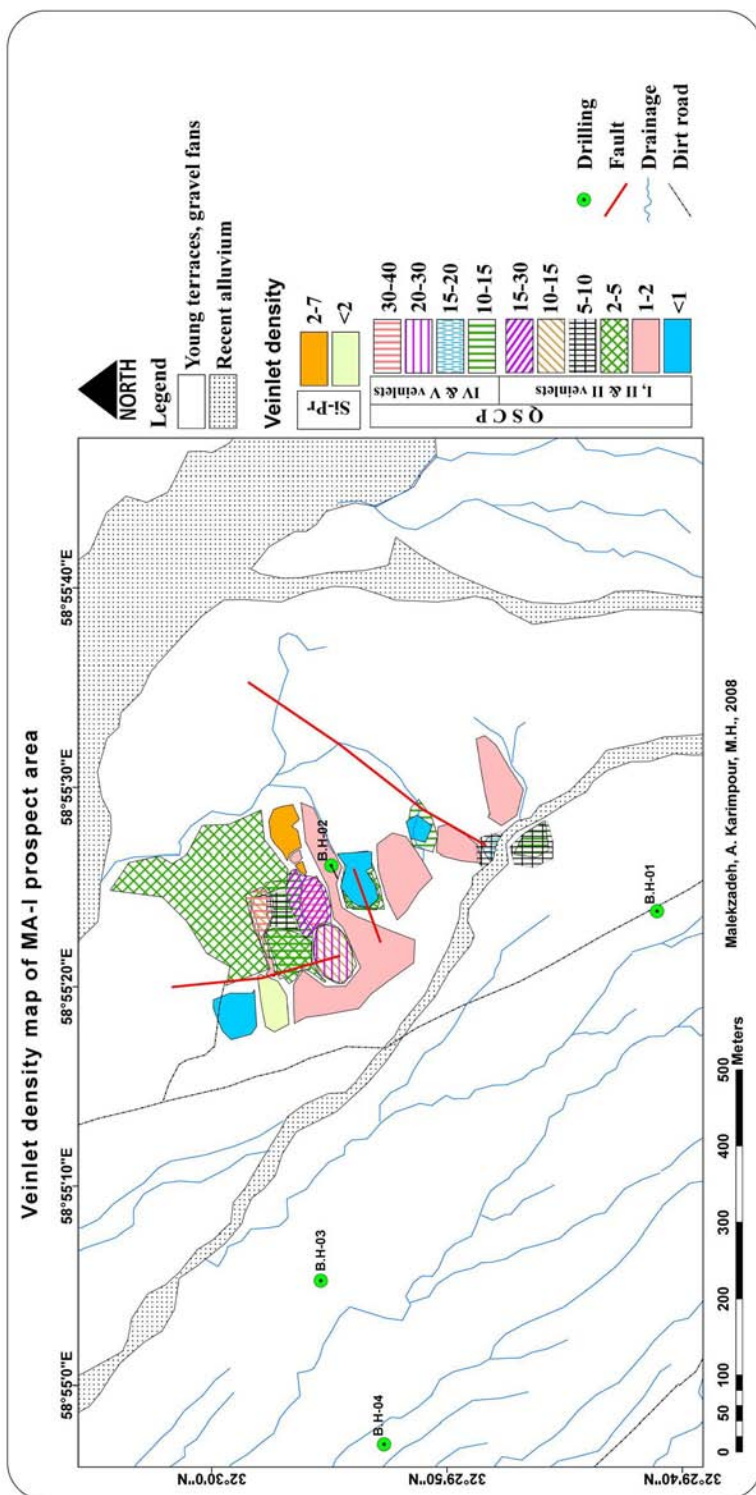
کانی‌سازی- ژئوشیمی

کانی‌سازی مس- طلا پورفیری ماهرآباد عمده‌تاً در محدوده‌های اکتشافی MA-I تا MA-III به وسعت تقریبی ۱۲ کیلومتر مربع مشاهده می‌گردد. مطالعات زیرسطحی نشان می‌دهد که این سه منطقه در زیر آبرفت با یکدیگر در ارتباطند. کانیهای سولفیدی مهم هیپوژن شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و به طور فرعی اسفالریت و گالن است. بیش از ۸۵ درصد این

بین ۵ تا ۱۰ درصد، بورنیت و اسفالریت در حد ۱ تا ۲ درصد و گالن کمتر از ۰/۵ درصد در رگه‌چپه‌ها دیده می‌شود [۲۵].



شکل ۵. نقشه آتراسیون محدوده اکتشافی MA-I [۲۵]



شکل ۶. نقشه تراکم رگچه محدوده اکتشافی MA-I [۲۵]

کانی‌سازی مس پورفیری است، دو نمونه از این توده‌ها از محدوده اکتشافی MA-I برای سن‌سنجی انتخاب شدند. نتایج آنالیز سن‌سنجی نمونه هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری با آلتراسیون کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت (MA-90) و بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری با آلتراسیون سیلیسی-پروپلیتیک (MA-64) در جدول (۱) ارائه شده است. همچنین نمودارهای کنکوردیای $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در مقابل $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ و هیستوگرام تعیین سن میانگین دو نمونه در شکل‌های (a و b ۷ و a و b ۸) نشان داده شده است.

سن توده هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری (۲۵ نقطه آنالیز) 39 ± 0.8 میلیون سال و توده بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری 38.3 ± 0.8 میلیون سال به دست آمد (جدول ۱ و شکل‌های ۷ و ۸). از طرفی نسبت U/Th در زیرکان، یک وسیله مناسب برای تعیین پتروژنز است، زیرا به طور معمول در زیرکان‌های دگرگونی نسبت U/Th بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکان‌های آذرین کمتر از ۵ تا ۱۰ می‌باشد [۲۷-۲۹]. این نسبت در زیرکان‌های مطالعه شده کمتر از ۲ بوده که نشان دهنده ماهیت ماگماتیکی زیرکان‌هاست. این ویژگی همراه با خصوصیت حرارت خاتمه بالای زیرکان [۳۰] به ما اجازه می‌دهد تا اطلاعات U-Pb به دست آمده را نماینده سن تبلور توده آذرین بدانیم.

در شکل (۹) سن نسبی توده‌های مهم مرتبط با فاز اصلی کانی‌سازی در منطقه اکتشافی ماهرآباد که حاصل مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است و نیز سن مطلق دو توده آنالیز شده نشان داده شده است. توده هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری با آلتراسیون کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت و کانی‌سازی استوکورک و افشان یکی از توده‌های مونزونیتی مهم منطقه اکتشافی ماهرآباد است که هم در سطح و هم در گمانه‌ها دیده شده است. این توده همزمان با بخشی از

کانی‌سازی منطقه تشکیل شده، بنابراین سن به دست آمده برای تبلور آن (حدود ۳۹ میلیون سال) به نوعی سن کانی‌سازی را آشکار می‌کند. از طرفی سن تبلور توده بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری (حدود ۳۸ میلیون سال) با آلتراسیون سیلیسی-پروپلیتیک و بعضاً کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت و کانی‌سازی استوکورک و افشان تشکیل بخش دیگری از کانی‌سازی را در آن زمان نشان می‌دهد. در همه کانسارهای

تراکم رگه‌چه‌ها در زون سیلیسی-پروپلیتیک از کمتر از ۲ تا ۷ رگه‌چه در مترمربع متغیر است (شکل ۶). این رگه‌چه‌ها براساس ترکیب کانی‌شناسی به ۸ نوع رگه‌چه قابل تفکیک‌اند: ۱- کوارتز-پیریت $\pm$ کالکوپیریت، ۲- کوارتز-مگنتیت، ۳- کوارتز-کربنات-پیریت، ۴- کوارتز-پیریت-کربنات-کلریت، ۵- کوارتز-مگنتیت-کلریت، ۶- کوارتز-کلریت-مگنتیت-اپیدوت، ۷- کوارتز-کربنات-مگنتیت-کلریت، و ۸- کربنات-پیریت. پیریت ۱۰ تا ۳۵ درصد و کالکوپیریت کمتر از ۱ درصد در رگه‌چه‌ها متغیر است. مقدار مگنتیت در رگه‌چه تا ۲۰ درصد می‌رسد [۲۵].

کانی‌سازی سولفیدی پراکنده (افشان)، در زون‌های آلتراسیون کوارتز-سرسیت-پیریت و سیلیسی-پروپلیتیک مشاهده می‌شود و عمدتاً شامل پیریت و کمی کالکوپیریت (تا ۳ درصد) است. کانی‌سازی رگه‌ای کوارتز-پیریت (که معرف آخرین فعالیت‌های محلول‌های هیدروترمالی در ناحیه هستند) دارای پیریت‌های ریزدانه (تا ۲۰۰ میکرون) پراکنده تا ۰/۵ درصد هستند [۲۵]. براساس نتایج اکتشافات ژئوشیمی اولیه، مس بین ۱۷۹ تا ۶۸۳۰ گرم در تن (میانگین ۳۲۰۰ گرم در تن) و طلا بیش از ۱۰۰۰ میلی‌گرم در تن (میانگین ۵۷۰ میلی‌گرم در تن) وجود دارد. بخش اصلی مس و طلا در آلتراسیون‌های پتاسیک و کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت در گمانه‌ها تشخیص داده شد [۲۵].

سن‌سنجی

براساس مطالعات پترولوژیکی، پورفیریهای مرتبط با کانی‌سازی مس-طلا پورفیری ماهرآباد، توده‌های نفوذی نوع I، مت‌آلومینوس، کالک آلکالن غنی از پتاسیم تا شوشونیتی هستند که در رژیم تکتونیکی جزایر قوسی تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها با میانگین ویژگی‌های ژئوشیمیایی $\text{SiO}_2 > 59\%$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ ، $\text{MgO} < 2\%$ ، $\text{Na}_2\text{O} > 3\%$ ، $\text{Sr/Y} > 55$ ، $\text{Y} < 18 \text{ ppm}$ ، $\text{Yb} < 1/92 \text{ ppm}$ ، LREE متوسط، به طور نسبی HREE کم، غنی شدگی عناصر LILE (Ba و K، Rb، Cs، Sr) و نسبت به عناصر HFSE (Ta، Nb) Zr و Hf ، Ti مشخص می‌شوند [۲۶].

از آن جایی که توده‌های مونزونیتی منشأ اصلی کانی‌سازی در ماهرآباد هستند و تعیین سن تبلور آنها به منزله تعیین سن

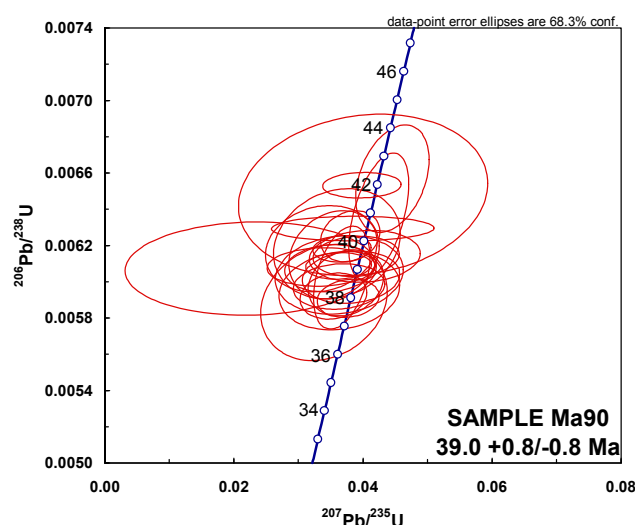
ماگمایی - گرمایی، کانی‌سازی به طور دوره‌ای در چند مرحله و در فاصله حدود ۳ تا ۴ میلیون سال انجام می‌شود. اختلاف سنی توده‌های مذکور نشان می‌دهد که دست کم به مدت یک میلیون سال ورود محلول کانه‌دار همراه با تبلور و نفوذ توده‌های مختلف در منطقه در جریان بوده است.

جدول ۱. نتایج آنالیز سن‌سنجی دو نمونه از توده‌های مونزونیتی منطقه اکتشافی ماهرآباد (نمونه MA-64)

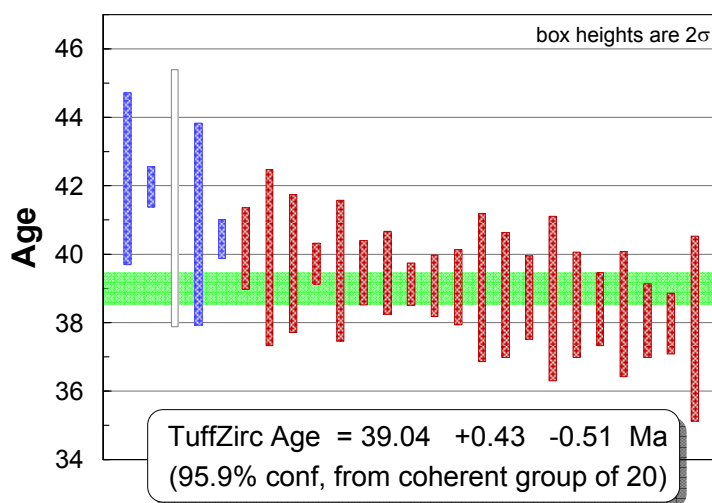
شماره نمونه	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$	$\pm$ (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$	$\pm$ (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm$ (%)	Best Age (Ma)	$\pm$ (Ma)
64-1	۶۴۹	۵۲۰۸	۱/۳	۲۲/۲۱۹۶	۴/۸	۰/۰۳۶۷	۵/۴	۰/۰۰۵۹	۲/۶	۳۸/۰	۱/۰
64-2	۲۸۹	۱۵۰۸	۱/۵	۲۰/۶۰۴۷	۲۹/۹	۰/۰۳۹۴	۳۰/۰	۰/۰۰۵۹	۳/۰	۳۷/۹	۱/۱
64-3	۳۷۲	۴۰۶۰	۱/۳	۲۱/۸۲۰۲	۱۱/۷	۰/۰۳۷۰	۱۲/۱	۰/۰۰۵۸	۳/۳	۳۷/۶	۱/۲
64-4	۴۵۹	۵۱۸۸	۱/۸	۲۳/۶۳۹۱	۱۱/۷	۰/۰۳۴۴	۱۲/۲	۰/۰۰۵۹	۳/۴	۳۷/۹	۱/۳
64-5	۲۷۹	۷۷۶	۱/۳	۱۶/۰۱۸۴	۲۵/۷	۰/۰۶۰۷	۲۵/۸	۰/۰۰۷۰	۱/۲	۴۵/۳	۰/۹
64-6	۶۲۸	۲۸۲۴	۱/۰	۱۸/۰۰۴۶	۱۲/۱	۰/۰۴۶۶	۱۲/۳	۰/۰۰۶۱	۱/۲	۳۹/۱	۰/۸
64-7	۴۸۴	۵۶۰۰	۱/۷	۲۰/۲۲۹۲	۱۰/۴	۰/۰۴۰۵	۱۱/۴	۰/۰۰۵۹	۴/۶	۳۸/۲	۱/۸
64-8	۴۴۲	۴۷۸۰	۱/۱	۲۰/۵۲۰۸	۱۲/۸	۰/۰۳۹۴	۱۳/۲	۰/۰۰۵۹	۳/۱	۳۷/۷	۱/۲
64-9	۵۵۰	۵۲۴۸	۱/۴	۲۰/۷۹۲۱	۱۳/۵	۰/۰۳۹۶	۱۴/۱	۰/۰۰۶۰	۴/۰	۳۸/۴	۱/۵
64-10	۳۶۴	۲۸۹۶	۱/۴	۲۱/۵۹۰۱	۳۰/۳	۰/۰۳۷۳	۳۰/۸	۰/۰۰۵۸	۵/۴	۳۷/۶	۲/۰
64-11	۲۴۰	۸۲۴	۱/۲	۱۸/۷۶۹۳	۳۸/۷	۰/۰۵۰۵	۳۸/۸	۰/۰۰۶۹	۲/۷	۴۴/۱	۱/۲
64-12	۳۹۹	۵۴۹۶	۱/۸	۱۸/۳۱۱۱	۶/۱	۰/۰۴۴۱	۷/۱	۰/۰۰۵۹	۳/۵	۳۷/۶	۱/۳
64-13	۸۳۳	۸۵۹۲	۱/۸	۲۰/۷۵۰۹	۸/۱	۰/۰۳۹۴	۸/۴	۰/۰۰۵۹	۱/۹	۳۸/۱	۰/۷
64-14	۴۱۹	۳۶۰۴	۱/۷	۱۸/۴۳۴۰	۸/۴	۰/۰۴۴۷	۸/۷	۰/۰۰۶۰	۲/۴	۳۸/۴	۰/۹
64-15	۵۳۱	۶۸۲۴	۱/۸	۲۱/۱۸۹۰	۸/۶	۰/۰۳۸۷	۹/۳	۰/۰۰۵۹	۳/۵	۳۸/۲	۱/۳
64-16	۴۴۰	۳۹۲۴	۱/۶	۲۰/۳۵۰۲	۱۱/۲	۰/۰۴۱۱	۱۱/۳	۰/۰۰۶۱	۱/۷	۳۹/۰	۰/۶
64-17	۷۰۴	۴۷۰۴	۱/۵	۱۹/۹۲۷۸	۵/۲	۰/۰۴۱۲	۵/۹	۰/۰۰۶۰	۳/۰	۳۸/۳	۱/۱
64-18	۴۲۴	۳۱۹۲	۱/۳	۲۰/۹۳۴۸	۱۰/۵	۰/۰۴۰۱	۱۰/۵	۰/۰۰۶۱	۰/۹	۳۹/۱	۰/۳
64-19	۵۲۲	۲۸۲۴	۱/۰	۲۰/۲۲۸۸	۶/۹	۰/۰۴۰۶	۷/۱	۰/۰۰۶۰	۱/۷	۳۸/۳	۰/۷
64-20	۴۹۶	۳۴۷۲	۱/۵	۲۰/۴۰۸۹	۸/۱	۰/۰۴۰۱	۸/۶	۰/۰۰۵۹	۳/۰	۳۸/۱	۱/۱

ادامه جدول (۱) نتایج آنالیز سن سنجی نمونه از توده‌های مونزونیتی منطقه اکتشافی ماهرآباد (نمونه MA-90)

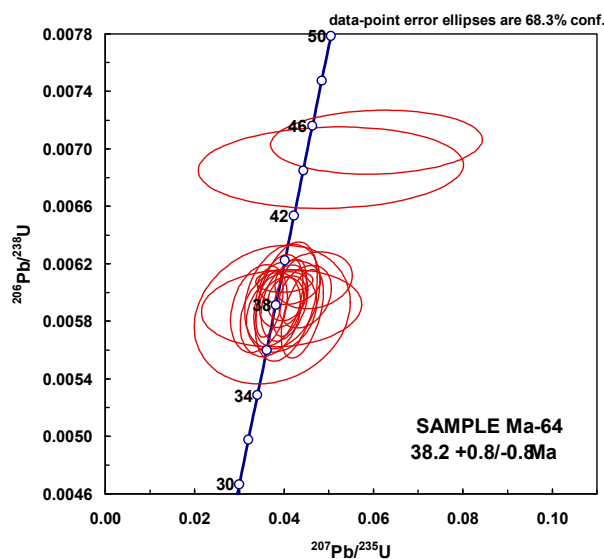
شماره نمونه	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$	$\pm$ (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$	$\pm$ (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm$ (%)	Best Age (Ma)	$\pm$ (Ma)
90-1	۳۵۳	۱۶۰۰	۱/۳	۲۱/۰۱۵۴	۱۴/۰	۰/۰۴۰۳	۱۴/۱	۰/۰۰۶۱	۱/۵	۳۹/۵	-۰/۶
90-2	۴۲۱	۲۷۸۲	۱/۱	۲۲/۱۰۹۳	۱۰/۱	۰/۰۳۷۴	۱۰/۳	۰/۰۰۶۰	۲/۰	۳۸/۵	-۰/۸
90-3	۳۸۵	۲۲۵۰	۱/۴	۲۲/۵۷۳۶	۱۶/۸	۰/۰۳۶۳	۱۷/۰	۰/۰۰۶۰	۲/۴	۳۸/۲	-۰/۹
90-4	۷۹۸	۱۸۰۲	۱/۱	۲۰/۶۶۹۵	۶/۳	۰/۰۴۲۴	۷/۲	۰/۰۰۶۴	۳/۶	۴۰/۹	۱/۵
90-5	۱۵۰	۸۰۲	۱/۵	۳۷/۰۴۲۰	۵۶/۸	۰/۰۲۲۶	۵۶/۹	۰/۰۰۶۱	۲/۸	۳۹/۰	۱/۱
90-6	۳۹۳	۱۸۵۸	۱/۴	۲۲/۵۹۹۵	۱۰/۰	۰/۰۳۹۹	۱۰/۱	۰/۰۰۶۵	-۰/۷	۴۲/۰	-۰/۳
90-7	۲۰۴	۱۷۳۲	۱/۳	۲۳/۷۹۴۸	۱۷/۷	۰/۰۳۶۰	۱۸/۰	۰/۰۰۶۲	۳/۲	۳۹/۹	۱/۳
90-8	۲۶۵	۱۶۳۰	۱/۰	۲۳/۱۷۱۰	۹/۳	۰/۰۳۶۲	۹/۳	۰/۰۰۶۱	-۰/۸	۳۹/۱	-۰/۳
90-9	۵۵۸	۲۸۴۴	-۰/۹	۲۱/۷۷۰۵	۱۳/۰	۰/۰۳۸۲	۱۳/۱	۰/۰۰۶۰	۱/۶	۳۸/۷	-۰/۶
90-10	۵۳۱	۲۸۶۰	-۰/۹	۲۱/۵۹۴۳	۸/۳	۰/۰۳۷۷	۸/۴	۰/۰۰۵۹	۱/۲	۳۸/۰	-۰/۴
90-11	۴۴۷	۲۰۱۶	۱/۲	۲۲/۶۹۷۵	۱۲/۸	۰/۰۳۶۳	۱۲/۹	۰/۰۰۶۰	۱/۴	۳۸/۴	-۰/۵
90-12	۲۹۱	۲۱۲۰	۱/۴	۲۲/۵۹۴۰	۲۱/۶	۰/۰۳۸۴	۲۱/۶	۰/۰۰۶۳	-۰/۷	۴۰/۴	-۰/۳
90-13	۵۶۹	۴۱۳۴	۱/۶	۲۲/۶۴۹۹	۷/۸	۰/۰۳۸۱	۸/۰	۰/۰۰۶۳	۱/۵	۴۰/۲	-۰/۶
90-14	۴۸۲	۲۲۶۰	۱/۴	۲۳/۸۹۱۸	۱۸/۷	۰/۰۳۴۰	۱۹/۰	۰/۰۰۵۹	۳/۶	۳۷/۸	۱/۴
90-15	۳۶۵	۲۲۱۴	۱/۴	۲۲/۹۱۰۳	۱۷/۹	۰/۰۳۶۳	۱۸/۰	۰/۰۰۶۰	۲/۴	۳۸/۸	-۰/۹
90-17	۲۵۹	۱۴۴۶	۱/۴	۲۵/۰۱۶۶	۱۵/۶	۰/۰۳۳۵	۱۶/۵	۰/۰۰۶۱	۱/۲	۳۹/۱	-۰/۴
90-18	۳۹۶	۲۶۳۰	۱/۱	۲۲/۶۲۰۶	۷/۲	۰/۰۳۶۷	۷/۸	۰/۰۰۶۰	۳/۱	۳۸/۷	۱/۲
90-19	۳۱۵	۱۴۳۴	۱/۲	۲۵/۳۹۹۹	۱۶/۹	۰/۰۳۳۶	۱۷/۰	۰/۰۰۶۲	۲/۵	۳۹/۷	۱/۰
90-20	۲۷۹	۱۴۳۶	۱/۰	۲۲/۳۱۲۳	۳۱/۵	۰/۰۴۰۰	۳۱/۸	۰/۰۰۶۵	۴/۵	۴۱/۶	۱/۹
90-20A	۳۸۰	۲۲۸۶	۲/۰	۲۴/۰۳۰۸	۱۳/۱	۰/۰۳۴۹	۱۳/۲	۰/۰۰۶۱	۱/۴	۳۹/۰	-۰/۵
90-21	۶۲۷	۳۰۴۲	۱/۲	۲۳/۰۲۹۵	۹/۵	۰/۰۳۵۵	۹/۶	۰/۰۰۵۹	۱/۴	۳۸/۱	-۰/۵
90-22	۴۵۱	۲۴۶۲	۱/۳	۲۳/۸۶۵۰	۱۲/۸	۰/۰۳۵۵	۱۳/۰	۰/۰۰۶۱	۲/۶	۳۹/۵	۱/۰
90-23	۳۲۶	۱۶۹۸	۱/۴	۲۳/۱۸۹۹	۸/۱	۰/۰۳۶۸	۸/۱	۰/۰۰۶۲	-۰/۸	۳۹/۷	-۰/۳
90-24	۲۲۵	۷۳۶	۱/۳	۲۰/۳۱۶۹	۷/۹	۰/۰۴۴۶	۸/۴	۰/۰۰۶۶	۳/۰	۴۲/۲	۱/۳
90-25	۵۰۳	۳۰۰۸	۱/۱	۲۱/۷۴۰۸	۱۱/۲	۰/۰۳۸۹	۱۱/۳	۰/۰۰۶۱	۱/۲	۳۹/۵	-۰/۵



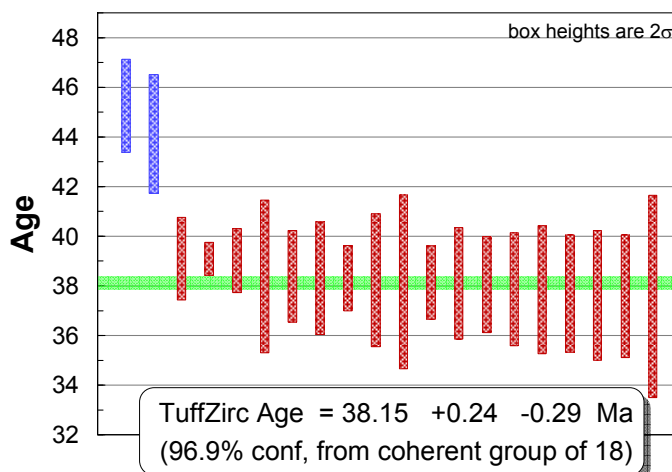
شکل ۷. پلات کنکوریدیای ترا و واسربرگ (۱۹۷۲) از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری (Ma-90)



شکل ۷ b. پلات میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری (MA-90)



شکل ۸ a. پلات کنکوردیای ترا و واسربرگ (۱۹۷۲) از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری (Ma-64)



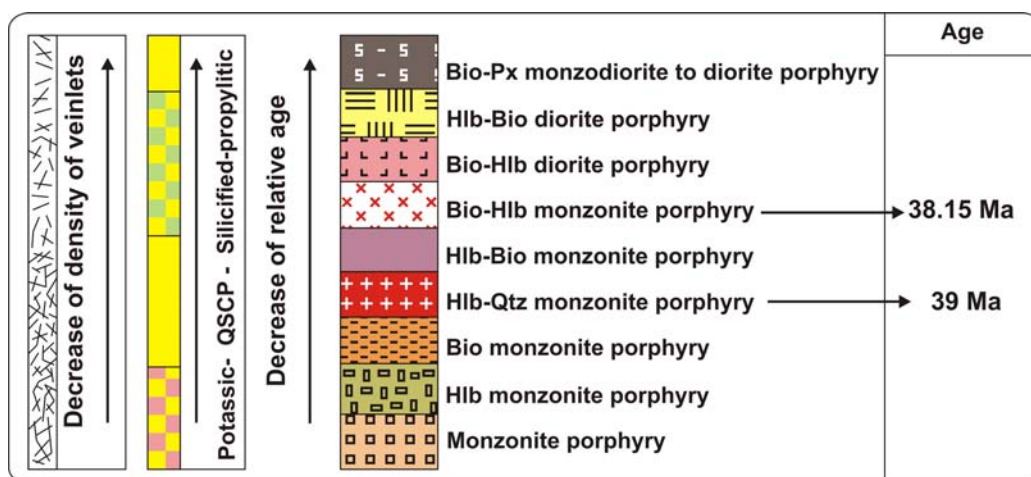
شکل ۸ b. پلات میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری (Ma-64)

با توجه به تعیین سنهای انجام شده، مرحله اصلی کانی‌سازی در منطقه اکتشافی ماهرآباد مربوط به ائوسن میانی (آشکوب بارتونین) است. سن متوسط برای نفوذ توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی در منطقه و همچنین کانی‌سازی را می‌توان ۳۹ میلیون سال پیش در نظر گرفت.

ژئوشیمی رادیوایزوتوپ‌های Rb-Sr & Sm-Nd

دو نمونه از توده‌های نفوذی منطقه براساس مطالعات پتروگرافی و نتایج تجزیه عناصر اصلی، جزئی و قلیایی خاکی که فاقد آلتراسیون بودند برای رادیوایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd در دانشگاه کلرادو آمریکا تجزیه شدند. نتایج تجزیه این نمونه‌ها در جدولهای (۲ و ۳) گزارش شده است. میزان $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ اولیه با توجه به سن ۳۹ میلیون سال محاسبه شد (جدول ۲). میزان $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{i}}$ اولیه نیز با توجه به سن ۳۹ میلیون سال محاسبه شد (جدول ۳). در نمودار شکل (۱۰) $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ و εNd منطقه مطالعاتی و ماگماهای منشأ گرفته از پوسته قاره‌ای و جبه مورد مقایسه قرار گرفتند. منشأ ماگما در منطقه مطالعاتی خارج از پوسته قاره‌ای بوده است.

از طرف دیگر، پیمایشهای صحرایی و مطالعه ماکروسکوپی و میکروسکوپی نمونه‌های سنگی نشان می‌دهد که توده‌های مونزونیت پورفیری، هورنبلند مونزونیت پورفیری و بیوتیت مونزونیت پورفیری از توده هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری که تعیین سن شده، قدیم‌ترند. زیرا زینولیت‌هایی از هورنبلند مونزونیت پورفیری و بیوتیت مونزونیت پورفیری در هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری و زینولیت‌هایی از مونزونیت پورفیری در واحد هورنبلند مونزونیت پورفیری دیده شده است. آلتراسیون حرارت بالای پتاسیک که اولین آلتراسیون تشکیل شده توسط سیال ماگمایی - گرمایی است و بخش اصلی زون کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت عمدتاً همراه با سه توده مذکور مشاهده می‌شود. همچنین بالاترین تراکم رگه‌چه‌ها و بخش مهم کانی‌سازی در منطقه اکتشافی ماهرآباد نیز همراه با آنها بوده و از تراکم استوکورک‌ها در واحد هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری کاسته شده است (شکل ۹). بنابراین با عنایت به اختلاف سنی کم دو توده تعیین سن شده شاید بتوان گفت که تبلور و نفوذ توده‌های مونزونیت پورفیری، هورنبلند مونزونیت پورفیری و بیوتیت مونزونیت پورفیری و به تبع آن شروع کانی‌سازی در منطقه مربوط به حدود ۴۰ میلیون سال پیش است.



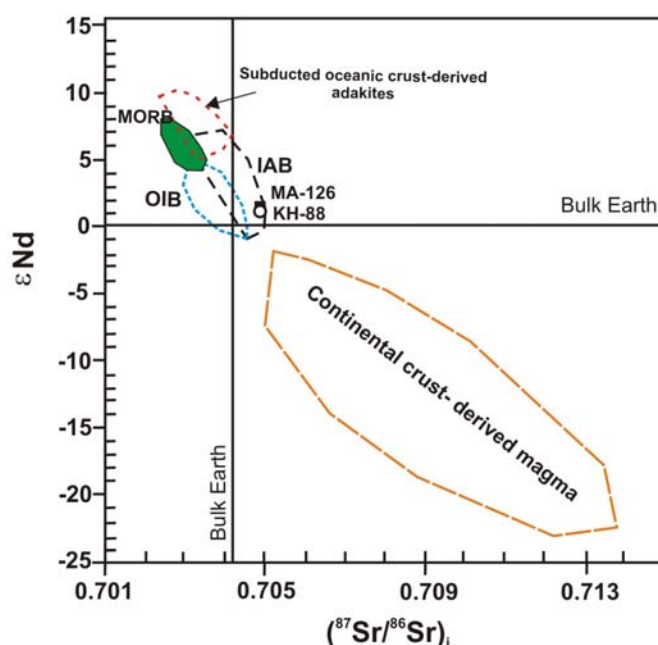
شکل ۹. رابطه سن نسبی توده‌های نفوذی مرتبط با فاز اصلی کانی‌سازی منطقه اکتشافی ماهرآباد براساس روابط صحرایی و آزمایشگاهی همراه با نوع آلتراسیون و تراکم رگه‌چه‌های کوارتز-سولفیدی و تعیین سنهای انجام شده برای دو توده مونزونیتی. با توجه به قدیمیت بودن توده‌های مونزونیت، هورنبلند مونزونیت و بیوتیت مونزونیت پورفیری نسبت به توده هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری و فاصله سنی دو توده آنالیز شده، شروع کانی‌سازی می‌بایست از حدود ۴۰ میلیون سال پیش باشد.

جدول ۲. نتایج تجزیه Rb-Sr دو توده نفوذی منطقه مطالعاتی

شماره نمونه	سن (MA)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m(2\sigma)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$	عدم قطعیت در نسبت اولیه
MA-126	۳۹	۴۹/۱	۹۰۶	۰/۱۵۶۵	۰/۷۰۴۹۵(۰)	۰/۷۰۴۸۶۹	۰/۰۰۰۰۰۹
KH-88	۳۹	۶۶/۱	۴۹۳	۰/۳۸۷۳	۰/۷۰۴۹۷(۱)	۰/۷۰۴۷۵۶	۰/۰۰۰۰۱۲

جدول ۳. نتایج تجزیه Sm-Nd دو توده نفوذی منطقه مطالعاتی

شماره نمونه	سن (MA)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m(2\sigma)$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$	ϵNd
MA-126	۳۹	۴/۲۹	۲۰/۴۵	۰/۱۲۶۹	۰/۵۱۲۷۱۳(۰)	۰/۵۱۲۶۸۱	۱/۸۱
KH-88	۳۹	۲/۴۰	۱۱/۶۳	۰/۱۲۵۱	۰/۵۱۲۶۹۴(۲)	۰/۵۱۲۶۶۲	۱/۴۵

شکل ۱۰. مقایسه میزان $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ و ϵNd در منطقه مطالعاتی با ماگماهای منشأ گرفته از مناطق مختلف زمین

نتیجه‌گیری

براساس حضور توده‌های نفوذی نیمه عمیق کالک آلکالن حدواسط با بافت پورفیری، وسعت و نوع آلتراسیون‌ها، نوع کانی‌سازی شامل استوک‌ورک و افشان، تراکم بالای رگه‌چه‌های کوارتز- سولفیدی و ناهنجاری بالای مس و طلا، منطقه اکتشافی ماهرآباد یک کانی‌سازی مس- طلا پورفیری است. توده‌های مونزونیتی به دلیل همراه بودن با آلتراسیون‌های پتاسیک و کوارتز- سرسیت- کربنات- پیریت، تراکم بالای رگه‌چه‌ها و ناهنجاری بالای مس و طلا توده‌های منشأ اصلی

کانی‌سازی مس- طلا پورفیری هستند. تعیین سن تبلور این توده‌ها می‌تواند سن کانی‌سازی منطقه را مشخص کند. سن‌سنجی لیزر- ابلیشن اورانیوم- سرب روی دو نمونه از توده‌های مونزونیتی نشان می‌دهد که آنها در 39 ± 0.8 تا 38.2 ± 0.8 میلیون سال پیش در یک فاصله زمانی کمتر از یک میلیون سال در ائوسن میانی متبلور شده‌اند. از آن جایی که منطقه اکتشافی ماهرآباد اولین کانی‌سازی مس- طلا پورفیری بلوک لوت است که به طور تفصیلی بررسی شده و سن مطلق کانی‌سازی آن به دست آمده است، تعیین

Mineralogical Society of America, Washington, DC: 500 p (2003).

[7] Mezger K., Krogstad E.J. "Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation". Journal of Metamorphic Geology, 15: 127-140 (1997).

[8] Solar G.S., Pressley R.A., Brown M., Tucker R.D. "Granite ascent in convergent orogenic belts: testing a model". Geology, 26: 711-714 (1998).

[9] Parrish R.R., Noble S.R. "Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS)". In Zircon (J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin, eds.). Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 183-213 (2003). DOI: 10.2113/0530183.

[10] Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. "The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology". Chemical Geology, 211: 47-69 (2004).

[11] Maksaev V., Munizaga F., Fanning M., Palacios C., Tapia J. "SHRIMP U-Pb dating of the Antucoya porphyry copper deposit: new evidence for an early Cretaceous porphyry-related metallogenic epoch in the Coastal Cordillera of northern Chile". Mineralium Deposita, 41: 637-644 (2006). DOI:10.1007/s00126-006-0091-5.

[12] Zhao Z.H., Xiong X.L., Wang Q., Wyman D.A., Bao Z.W., Bai Z.H., Qiao Y.L. "Underplating-related adakites in Xinjiang Tianshan, China". Lithos, 102: 374-391 (2008). DOI:10.1016/j.lithos.2007.06.008.

[۱۳] ضیایی م؛ عابدی آ؛ "کانی‌سازی مس پورفیری در کمر بند متالوژنی حاشیه کویر لوت". یازدهمین کنفرانس بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه یزد، (۱۳۸۲) ص ۵۷-۵۹.

[۱۴] خسروی م؛ "مطالعات پترولوژیکی، آلتراسیون، کانی‌سازی هاله ژئوشیمیایی در منطقه رحیمی (شمال غرب فردوس)". پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، (۱۳۸۵) ۲۶۵ صفحه.

[۱۵] کریم‌پور م، ح؛ "زونهای آلتراسیون کوارتز حفره‌دار و کوارتز-آلونیت (سولفید زیاد) بخش فوقانی سیستم مس پورفیری منطقه چاه شلغمی، جنوب بیرجند". سیزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، (۱۳۸۴) صص ۷-۱۱.

[16] Tera F., Wasserburg G.J., "U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks". Earth and Planetary Science Letters, (1972)14: 281-304.

سن انجام شده می‌تواند اولین سن دقیق را برای دوره کانی‌سازیهایی نوع پورفیری شرق ایران مشخص می‌کند. همچنین نسبت ایزوتوپ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ و $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ اولیه با توجه به سن ۳۹ میلیون سال در توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی که به ترتیب بین 0.7047 تا 0.7048 و بین 0.512694 تا 0.512713 می‌باشد، نشان می‌دهد که منشأ ماگما خارج از پوسته قاره‌ای بوده است. این مطالعه می‌تواند برای بررسی جایگاه تکتونو-ماگماتیکی و تکامل بلوک لوت مورد استفاده قرار گیرد که البته نیاز به مطالعات تکمیلی دارد.

تشکر و قدردانی

این تحقیق توسط دانشگاه فردوسی مشهد با پژوهش شماره پ/۸۵ به تاریخ ۸۶/۱/۱ حمایت شده است. از جورج گرلز و ویکتور ولنسیا از گروه علوم زمین دانشگاه آریزونا برای انجام آنالیز سن‌سنجی تشکر می‌کنیم.

مراجع

- [1] Heaman L. M., Bowins R., Crocket, J. "The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies". Geochimica et Cosmochimica Acta, 54: 1597-1607 (1990).
- [2] Wark D.A., Miller C.F. "Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A". Chemical Geology, 110: 49-67 (1993).
- [3] Bea F. "Controls on the trace element composition of crustal melts. Transactions of the Royal Society Edinburgh". Earth Science, 87: 33-41 (1996).
- [4] Hoskin P.W.O., Schaltegger U. "The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis". In: Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O. (eds) Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 27-62 (2003). DOI: 10.2113/0530027.
- [5] Watson E.B. "Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geologic models and implications for isotopic inheritance". Trans. R. Soc. Edinb. Earth Science, 87: 43-56 (1996).
- [6] Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. "Zircon". Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53,

سازی مناطق اکتشافی ماهرآباد و خویپک، استان خراسان جنوبی". رساله دکتری (Ph.D) زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۰۰ صفحه (۱۳۸۸).

[26] Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M.H., Mazaheri S.A., "Rb-Sr and Sm-Nd isotopic compositions and Petrogenesis of ore-related intrusive rocks of gold-rich porphyry copper Maherabad prospect area (north of Hanich), east of Iran". Journal of Crystallography and Mineralogy, 18: 15-32 (2010).

[27] Williams I.S. "Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia". Australian Journal of Earth Sciences, 48: 557-580 (2001). DOI: 10.1046/j.1440-0952.2001.00883.x

[28] Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S. "Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range Central Australia". Contributions to Mineralogy and Petrology, 140: 458-468 (2001).

[29] Rubatto D. "Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism". Chemical Geology, 184: 123-138 (2002). PII: S0009-2541(01)00355-2.

[30] Cherniak D.J., Watson E.B. "Pb diffusion in zircon". Chemical Geology, 172: 5-24 (2000). DOI:10.1016/S0009-2541(00)00233-3.

[17] Ludwig K.R., "User's manual for Isoplot/Ex, version 3.0, a geochronological toolkit for Microsoft Excel". Berkeley Geochronology Center, CA, spatial publication no.4 (2003)

[18] Tarkian M., Lotfi M., Baumann, A. "Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran". Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, 51: 357-383 (1983).

[19] Stocklin J., Nabavi M.H. "Tectonic map of Iran". Geol. Surv. Iran (1973).

[20] Berberian M. King G.C.P. "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran". Canadian Journal of Earth Science, 18: 210-265 (1981).

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

[22] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., Horn P. "Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran". Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, 51: 285-336 (1982).

[23] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E. "The Sistan suture zone of eastern Iran", Geol. Soc. Am. Bull, 94: 134-156 (1983). DOI: 10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2.

[۲۴] وثیق ح؛ سهیلی م؛ نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه‌شور (برگه ۷۷۵۴)". سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۵۴).

[۲۵] ملک‌زاده شفارودی آ؛ "زمین‌شناسی، کانی‌سازی، آلتراسیون، ژئوشیمی، میکروترمومتری، مطالعات ایزوتوپی و تعیین منشأ کانی-



کانه‌زایی پلی‌متال سرب - روی، مس و آنتیموان نوع انتشاری، رگه‌چهای و رگه‌ای در محدوده معدنی گله‌چاه - شوراب، مجموعه ماگمایی شرق ایران

بهزاد مهرابی¹، ابراهیم طالع‌فاضل¹ و علی نخبه‌القهایی²

1- گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

2- گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

دریافت مقاله: 1389/6/15، نسخه نهایی: 1390/1/29

چکیده

مجموعه ماگمایی شرق ایران در ناحیه لوت مرکزی، میزبان کنسارهای پلی‌متال رگه‌ای و پورفیری متعددی است که محدوده معدنی گله‌چاه - شوراب در شمال غرب آن قرار دارد. سنگهای آتشفشانی و توده‌های نیمه‌عمیق در منطقه، متشکل از کوارتزلاتیت پورفیری، داسیت و ریوداسیت پورفیری و هورنبلند - بیوتیت آندزیت با ماهیت کالک‌آلکان، معادل گرانیات تیپ I، طی جای گیری در ترشیری، سنگ بستر منطقه را که شیل، سیلتستون و آهک ژوراسیک (سازند شمشک) است قطع کرده‌اند. گسلها و درز و شکافها، کنترل‌کننده‌های اصلی کانی‌سازی در منطقه هستند. سیالات کانه‌دار حاوی سرب، روی، مس، آنتیموان و عناصر کمیاب، کانه‌زایی‌های نوع انتشاری، رگه - رگه‌چهای و در مواردی استوک‌ورک و برشی در این شکستگیها ایجاد کرده‌اند. کانه‌زایی رگه‌ای و رگه‌چهای سرب + روی ± مس ± آنتیموان در معدن متروکه گله‌چاه به همراه دگرسانیهای کربناتی و سیلیسی مشاهده می‌شود. کانه‌های هیپوژن شامل گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپریت، بورنویت و تتراهدريت و محصولات سوپرژن آن شامل سروزیت، کوولین، دیژنیت و پیریت کلونیدی نسل دوم است. کانه‌زایی سرب + روی + مس + آنتیموان همراه با دگرسانی‌های سریسیتی و سیلیسی در معدن متروکه شوراب نیز شامل دو نوع کانی‌سازی، یکی رگه‌چهای و رگه‌ای برشی در مرز داسیت پورفیری، شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک و دیگری کانه‌زایی انتشاری و انتشاری - رگه‌چهای درون نفوذی‌های ریوداسیت و داسیت‌های پورفیری دگرسان شده است. کانه‌های اصلی هیپوژن شامل گالن، اسفالریت، استیبنیت، پیریت آرسنیک‌دار، کالکوپریت و مجموعه تتراهدريت - تنانتیت و کانی‌سازی سوپرژن سولفیدی - اکسیدی شامل ملاکیت، کوولین، سروزیت و پیریت ملنکوئیتی است. رخداد کانه‌زایی پلی‌متال سرب + روی + آنتیموان ± آرسنیک ± نقره همراه با مجموعه دگرسانی سریسیتی، کربناتی و کلریتی در اندیس معدنی چوپان به دو شکل رگه‌ای، رگه‌چهای - استوک‌ورک (تا عمق 30 متری) محدود به گسلها و کانی‌سازی نوع انتشاری - جانیشینی (عمق بیش از 70 متر) در سنگ میزبان ریوداسیت و داسیت‌های پورفیری است. مطالعه سیالات درگیر حاکمی از آن است که کانه‌زایی‌های مس انتشاری - رگه‌چهای و پلی‌متال انتشاری - جانیشینی به ترتیب در کنسارهای شوراب و چوپان در دما، شوری و عمق بالاتری نسبت به کانه‌زایی سرب و روی رگه - رگه‌چهای کنسار گله‌چاه تشکیل شده‌اند و کانه‌زایی‌های تشکیل شده در ارتباط با تحول سیالات گرمایی کانه‌دار و اختلاط با آبهای جوی دارای دما و شوری پایین در منطقه هستند.

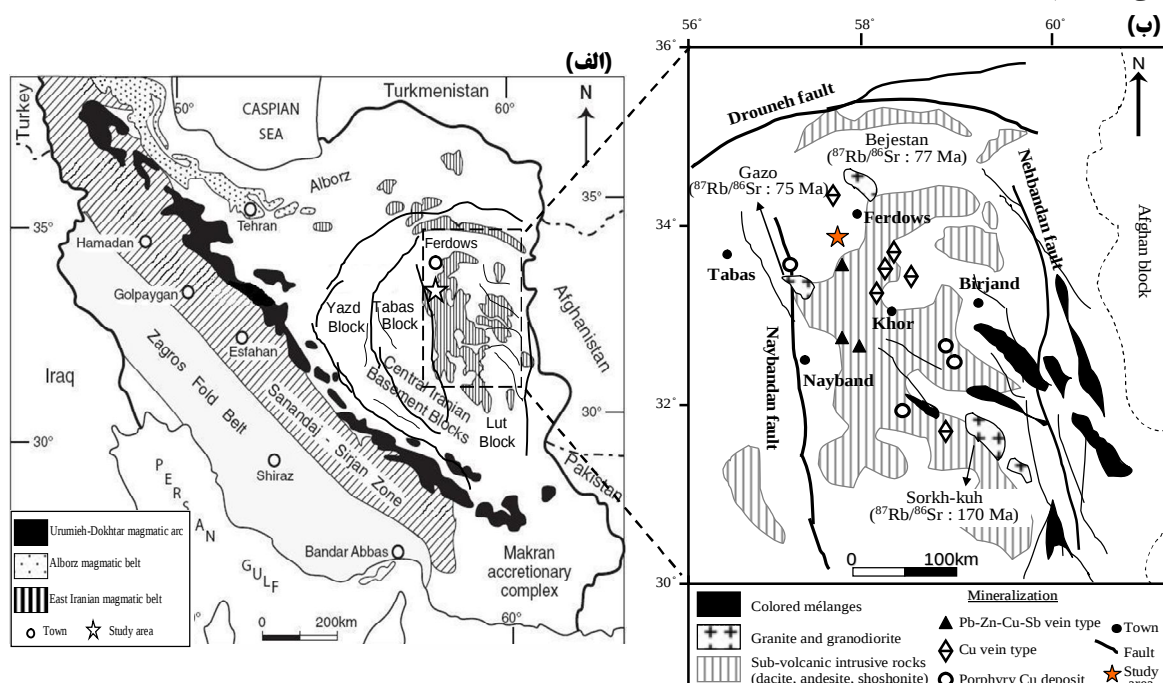
واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی پلی‌متال، انتشاری - رگه‌چهای و رگه‌ای، مجموعه ماگمایی شرق ایران، گله‌چاه - شوراب، اختلاط سیالات گرمایی.

مقدمه

توسط شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران با مشاورت شرکت توسعه علوم زمین انجام شد. کانی‌سازی در منطقه به طور عمده متشکل از رگه‌های سیلیسی-سولفیدی کانه‌دار است که عمده فعالیت‌های استخراجی قدیمی نیز بر روی آنها متمرکز است. پژوهش حاضر سعی در بررسی مجموعه کانی‌سازی پلی‌متال انتشاری، رگه‌چهای و رگه‌ای محدوده معدنی گله‌چاه-شوراب و مقایسه تحولات کانی‌سازی در آنها بر مبنای داده‌های عمقی جدید دارد. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و سیالات درگیر، ضمن بیان ارتباط منطقی میان مناطق کانه‌ساز، مدل پیشنهادی برای کانی‌سازی پلی‌متال در منطقه ارائه شده است.

محدوده معدنی گله‌چاه-شوراب در مجموعه ماگمایی شرق ایران و بخش شرقی گسل نایبند در شمال بلوک‌لوت قرار گرفته است (شکل 1).

چرخه ماگماتیسم لوت‌شمالی از کرتاسه‌پسین تا الیگوسن‌پسین ادامه داشته که نتیجه آن تشکیل مجموعه عظیمی از سنگهای آذرین نفوذی، نیمه‌نفوذی و آذرآواری از قبیل گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی، توف و نفوذیه‌های نیمه‌عمیق است. تاکنون کانسارها و اندیسهای متعددی از قبیل ذخایر پلی‌متال مس، سرب، روی، آنتیموان، جیوه و طلا از نوع رگه‌ای و پورفیری در منطقه گزارش شده است [1-5] (شکل 1ب). در این میان محدوده معدنی گله‌چاه-شوراب در سالهای 1317 تا 1322 با هدف پی‌جویی عناصر مس، سرب، روی و آنتیموان به صورت دنباله‌رگه، توسط چندین چاه، تونل و گزنگ مورد استخراج سطحی قرار گرفته است. پس از آن در سال 1364 منطقه توسط سازمان زمین‌شناسی کشور مورد اکتشافات چکشی قرار گرفت. همچنین اکتشافات تفصیلی منطقه با تهیه نقشه 1/1000 زمین‌شناسی و انجام عملیات حفاری-مغزه‌گیری در سال 1385.



شکل 1. الف) موقعیت منطقه معدنی گله‌چاه-شوراب در مجموعه ماگمایی شرق ایران واقع در نقشه ساختاری ایران (با تغییرات از [30]) و ب) پراکندگی کانسارها و نشانه‌های معدنی پلی‌متال رگه‌ای و پورفیری در کمربند ولکانوپلوتونیک ناحیه مرکزی لوت (با تغییرات از [2])

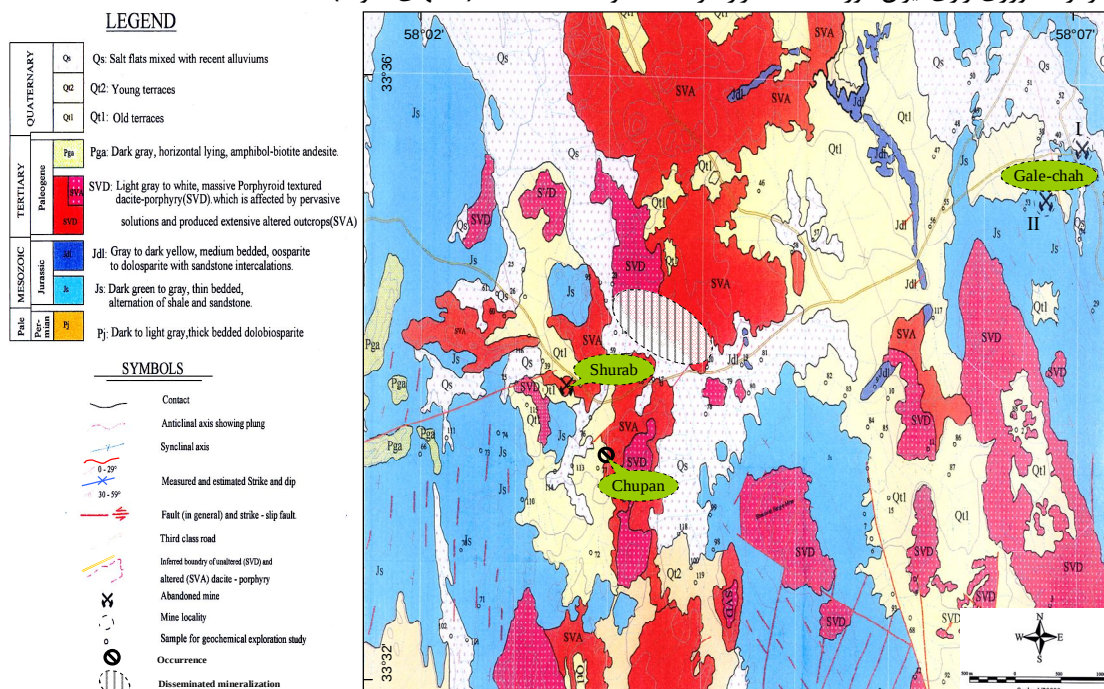
روش مطالعه

محدوده معدنی مورد مطالعه، شامل کانسارهای پلی‌متال گله‌چاه، شوراب و اندیس معدنی چوپان- شندمحمود به وسعت تقریبی 10 کیلومترمربع مورد مطالعه قرار گرفته است. نقشه‌های زمین‌شناسی 1/20000 و 1/1000 به ترتیب از مناطق معدنی گله‌چاه- شوراب [6] و اندیس معدنی چوپان- شندمحمود [7] تهیه شده است. همچنین تجزیه تعداد 20 نمونه‌سنگی از رخنمونهای سنگی غیرهوازده به روش XRF در دانشگاه تربیت معلم تهران، تعداد 133 نمونه از رگه، ترانشه، چاهک و مغزه‌های حفاری منطقه به روش AAS توسط سازمان زمین‌شناسی کشور، تعداد 34 نمونه‌سنگی از زون معدنی و سنگ‌میزبان به روش ICP-MS (روش 44 عنصری) در آزمایشگاه Acme کانادا و مجموعاً تعداد 30 نمونه پودرسنگی از رگه‌های کوارتز- کانه‌دار، به روش XRD در شرکت کانساران بینالود مورد تجزیه قرار گرفتند. مطالعات میکروسکوپی کانیها نیز با استفاده از 30 مقطع نازک، 24 مقطع صیقلی، 42 مقطع نازک- صیقلی در آزمایشگاه میکروسکوپی نوری دانشگاه تربیت معلم تهران و تعداد 5 مقطع صیقلی نیز توسط میکروسکپ الکترونی بازتابشی (SEM-EDS) در مرکز متالورژی رازی ایران مورد مطالعه قرار گرفتند. علاوه

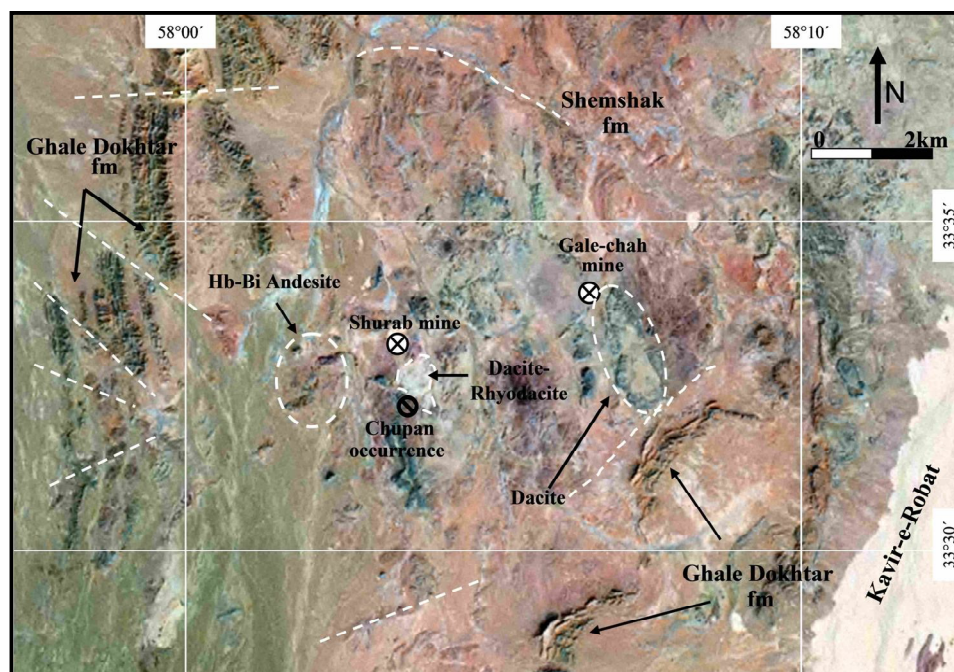
بر آن مطالعه سیالات درگیر برای تعیین شرایط دمایی و خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌ساز، مجموعاً بر روی 7 مقطع دوبرصیقل (ویفر)، در دانشگاه تربیت معلم تهران با همکاری سازمان زمین‌شناسی کشور انجام شد.

زمین‌شناسی

گستره گله‌چاه- شوراب از لحاظ زمین‌شناسی ناحیه‌ای در برکه 1/250000 بشرویه [8] قرار گرفته است. مجموعه ماگمایی شرق ایران که محدوده معدنی پلی‌متال مورد مطالعه در آن واقع شده، شامل مجموعه سنگهای آندزیت، داسیت، ریولیت، توف و ایگنمبریت است که در برخی نقاط سنگهای نیمه‌نفوذی اسیدی - حدواسط در آنها نفوذ کرده‌اند. بر اساس مطالعات انجام‌شده در منطقه [9-12]، به طور کلی دو واحد سنگ‌شناسی، شامل سنگهای رسوبی مزوزوئیک و سنگهای آذرین آتشفشانی و نیمه‌عمیق کالک‌آلکالین به سن ترشیری در منطقه دیده می‌شود. قدیمی‌ترین سنگهای منطقه شامل تناوب شیل، سیلتستون، مارن و ماسه‌سنگهای کرم‌رنگ ژوراسیک سازند شمشک (Js) است که بخش اصلی معدن گله‌چاه بر روی این واحد سنگ‌چینه‌ای قرار داشته و در سراسر منطقه نیز دارای گسترش وسیع است (شکلهای 2 و 3).



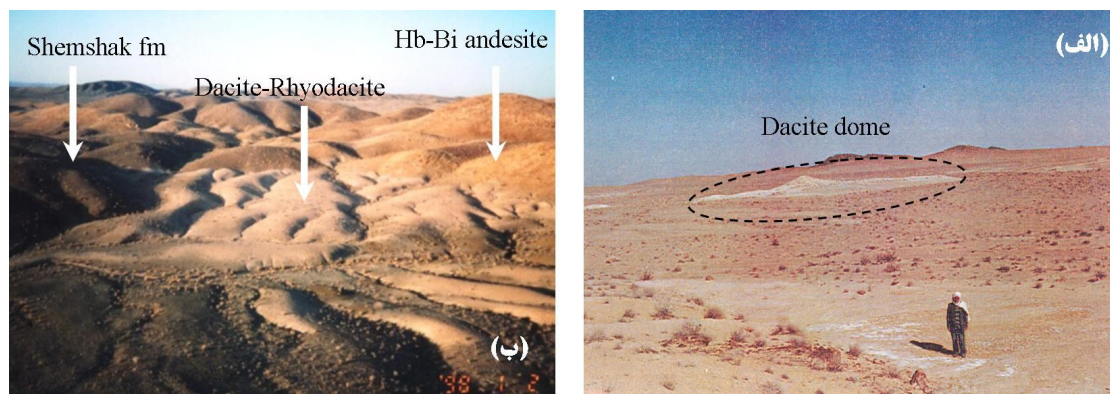
شکل 2. نقشه زمین‌شناسی 1/20000 محدوده معدنی گله‌چاه-شوراب (با تغییرات جزئی از [15]) و نمایش موقعیت مناطق معدنی گله‌چاه (I و II)، شوراب و اندیس معدنی چوپان نسبت به یکدیگر



شکل 3. تصویر ماهواره‌ای (Landsat TM) منطقه مورد مطالعه و نمایش موقعیت معادن متروکه گله‌چاه، شوراب و اندیس معدنی چوپان همراه با توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق ساب‌ولکانیک ائوسن-الیگوسن (محدوده‌های خط‌چین)، پراکندگی گسلها و گسترش واحدهای رسوبی شمشک و قلعه‌دختر در منطقه

سنگی ژوراسیک- کرتاسه (Js) نفوذ و آنها را قطع کرده است (شکل 4الف). این سنگ‌ها عمدتاً با ترکیب کلسیمی-قلیایی و ماهیت کالک‌آلکان غنی از K_2O بر اساس نسبت‌های $Y+Nb$ و $Y+Ta$ بر Rb [14]، در محیط زمین‌ساختی کمان ماگمایی مناطق فرورانش قرار می‌گیرند و نیز سنگ میزبان اصلی کانی‌سازی پلی‌متال فلزات پایه در مناطق شوراب و چوپان محسوب می‌شوند [12]. این مجموعه در اواخر پالئوژن (الیگوسن-بالایی-میوسن‌زیرین) توسط توده‌های ضخیم‌لایه خاکستری تیره هورنبلند-بیوتیت آندزیت (Pga) دنبال می‌شود که به ویژه در غرب معدن شوراب رخنمون دارند [15] (شکل 4ب). شکستگیها و کنترل‌کننده‌های ساختاری کانی‌سازی در منطقه شامل دو دسته گسل‌ای اصلی شمال‌غرب-جنوب‌شرق (N15W-گسل عادی با مولفه امتدادلغز چپ‌گرد) و گسل‌های فرعی شمال‌شرق-جنوب‌غرب و شرقی-غربی (گسل عادی با شیب 30 تا 40 درجه) که شاخه‌های فرعی گسل‌های قبل محسوب می‌شوند، هستند.

بر روی این سازند، نهشته‌های آهکی بادامو و سازند بغمشاه (Jdl) با ترکیب شیل‌مارنی تا ماسه‌ریزدانه با مرز مشخصی قرار گرفته که در بخش‌های فوقانی به ماسه‌سنگهای آهکی تبدیل می‌شود. پس از رسوبگذاری سازندهای مذکور، طی سنوزوئیک حرکات کوهزایی منتسب به فاز پیرنه به‌همراه فعالیت‌های ماگمایی وسیع ائوسن-الیگوسن سبب تشکیل حجم عظیمی از سنگ‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی در منطقه شده است [1]. در مجموع ولکانیسم ناحیه لوت در دو مرحله؛ 1) ولکانیسم قدیمی (ترشیری) متشکل از سنگهای آذرین ریولیت، داسیت و حجم وسیعی از سنگ‌های آذرآواری ایگنمبریت با ماهیت پراومین و جزء سری کالک‌آلکان؛ 2) ولکانیسم جوان (نئوژن-کواترن) متشکل از گدازه‌های بازالتی با ترکیب مختلف، آندزیت، آندزیت بازالت، داسیت‌آندزیت و داسیت پورفیری محدود به شکستگیها و گسل‌های منطقه با ماهیت آلکان شکل گرفته است [13]. گنبدها و توده‌های نفوذی داسیت و ریوداسیت پورفیری (SVD) در منطقه طی ائوسن-بالایی-الیگوسن‌زیرین در واحدهای



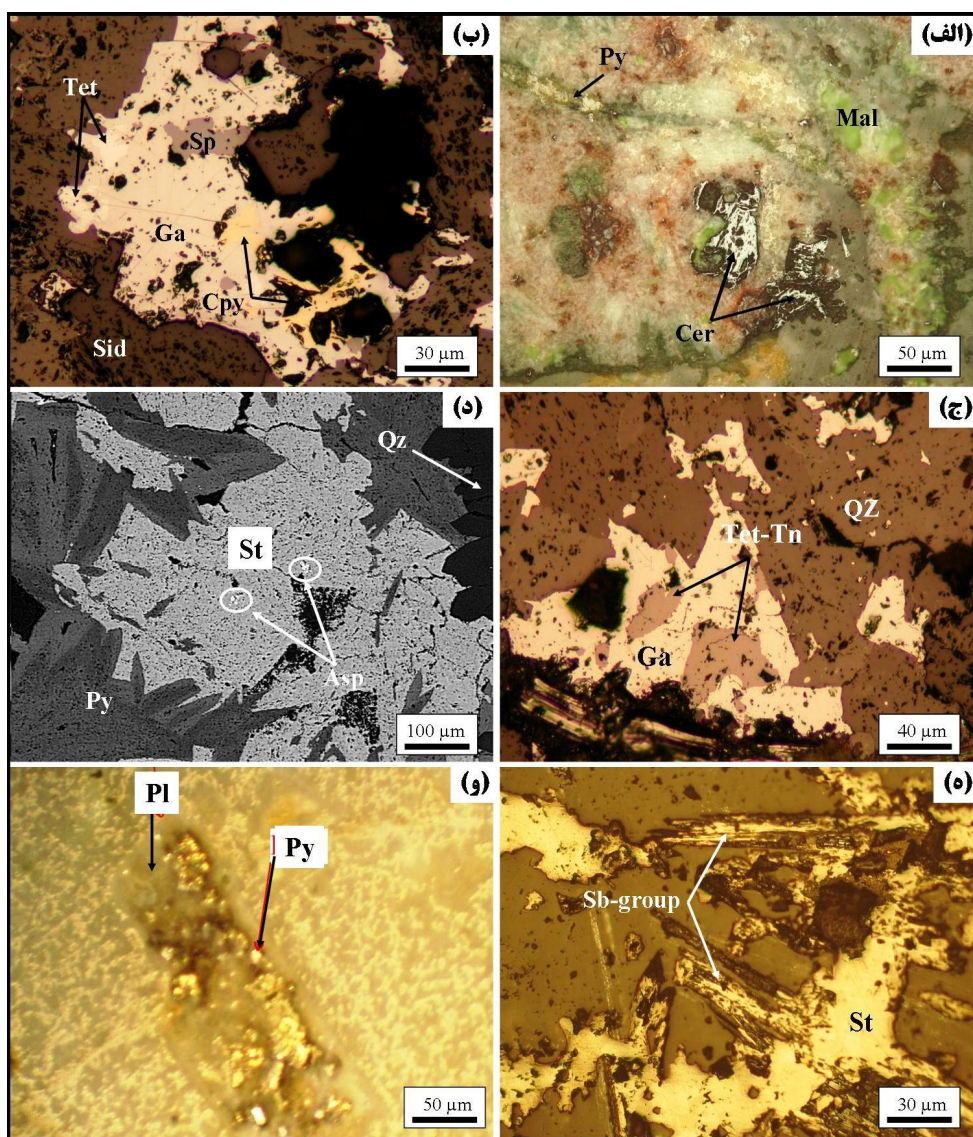
شکل 4. تصاویر صحرایی، شامل الف) نمایی از رخنمون گنبد داسیت پورفیری در منطقه و ب) رخنمون واحدهای نیمه‌نفوذی داسیت و ریوداسیت پورفیری (SVD) به سن ائوسن-الیگوسن و توده نفوذی هورنبلاند-بیوتیت آندزیت (Pga) به سن الیگوسن-میوسن در واحدهای رسوبی سازند شمشک (Js) به سن ژوراسیک

کانی‌سازی

فعالیت‌های معدنی کاری قدیمی انجام‌شده در معادن متروکه گله‌چاه و شوراب، غالباً در امتداد رگه‌چه‌های کوارتز- سولفیدی حاوی گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و استیبنیت به منظور استخراج مس (معدن گله‌چاه) و آنتیموان (معدن شوراب) انجام شده است. مطالعات صحرایی و بررسی نمونه‌های مغزه‌های حفاری در معادن گله‌چاه، شوراب و کانه‌زایی چوپان، به شناسایی کانه‌زایی پلی‌متال سولفیدی هاپیوژن و سوپرژن مس، سرب و روی، آنتیموان، آرسنیک، نقره و طلا به شکل‌های انتشاری، رگه‌ای- رگه‌چه‌ای و در مواردی استوک‌ورک و برشی در مرز نفوذی‌های نیمه‌عمیق داسیت‌پورفیری خرد و به‌شدت دگرسان (SVA) ترشیری و شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک منجر شده است [16و 17]. در این بخش سعی شده ضمن توصیف جداگانه هر یک از کانسارهای گله‌چاه، شوراب و اندیس معدنی چوپان و بیان دقیق سیستم کانی‌سازی در منطقه، ارتباط ژنتیکی میان کانی‌سازی و فعالیت‌های آذرین مجموعه ماگمایی شرق ایران مورد بحث قرارگیرد. به این منظور، خصوصیات ژنتیکی هر یک از کانی‌سازها شامل سنگ میزبان، شکل کانی‌سازی، کانی‌شناسی کانسنگ و باطله، ساخت و بافت، دگرسانی‌ای مرتبط، پتروگرافی و میکروترمومتری سیالات درگیر، گسترش و عیارسنجی ماده معدنی اشاره شده است.

معدن متروکه سرب- روی (مس) گله‌چاه

معدن متروکه گله‌چاه یا قلعه‌چای [6] به‌صورت دو محدوده معدنی (I و II) در بخش شمال‌شرقی نقشه زمین‌شناسی 1/20000 منطقه معدنی و در فاصله 6 کیلومتری شمال‌شرقی معدن متروکه شوراب قرار گرفته است. محدوده معدنی نخست (I) با وسعت تقریبی یک کیلومترمربع شامل کانی‌سازی رگه‌ای سولفیدی سرب- روی (مس) بطول تقریبی 50 متر و پهنای 10 متر در امتداد گسلی با راستای شمال‌شرقی است که سنگ میزبان آن، توده نفوذی نیمه‌عمیق کوارتزلاتیت تا کوارتزمونزونیت پورفیری دگرسان‌شده است. کانه‌زایی سرب و روی در این محدوده به شکلهای رگه‌چه‌ای و رگه‌ای، با مجموعه کانیهای هیپوژن گالن توده‌ای همراه با ادخال‌های اسفالریت، بورنونیت ($PbCuSbS_3$)، کالکوپیریت و باطله سیدریت و کلسیت است که سروزیت، مالاکیت و رگه‌چه‌های پیریت تأخیری با بافت کلوئیدی کانی‌های زون سوپرژن را تشکیل می‌دهند (شکل 5الف). به دلیل بالا بودن سطح آب‌ریزمینی در منطقه، تأثیر فرآیندهای سوپرژن بر کانه‌زایی نسبتاً شدید بوده و کانیهای سوپرژن سولفیدی- اکسیدی گسترش زیادی در منطقه داشته و میتوان کانه‌زایی از عمق به سطح رابه دو مجموعه اکسیدی- سولفیدی (تا عمق 20متر) و سولفیدی (عمق 20 تا بیش از 70متر) تقسیم کرد. مهمترین دگرسانی مرتبط کانی‌سازی در این محدوده، نوع کربناتی (سیدریت- کلسیت) است.



شکل 5. تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی شامل، الف) کانی‌سازی سوپرژن سروزیت (Cer)، مالاکیت (Mal) و رگچه‌ی پیریت کلونیدی (Py) در محدوده معدنی اول (I) کانسارگله‌چاه، ب) کانی‌سازی شکافه‌پرکن گالن (Ga)، کالکوپیریت (Cpy)، اسفالریت (Sp) و تتراهدریت (Tet) در گانگ سیدریتی (Sid) از محدوده معدنی دوم (II) کانسارگله‌چاه، ج) حضور مجموعه تتراهدریت-تنانتیت (Tet-Tn)، به صورت اذخال در میزبان گالن (Ga) با بافت شکافه‌پرکن از کانسار شوراب، د) تصویر BSE از رگه کوارتز-استینیت کانسار شوراب، متشکل از استینیت (St) و ذرات ریز آرسنوپیریت (Asp) در مرکز و کوارتز (Qz) و پیریت‌های نسل دوم (Py) با مقادیر بالای آرسنیک در حاشیه رگه، ه) کانی‌سازی آنتیموان با ماهیت سولفیدی (استینیت-St) و اکسیدی (گروه استیبیکونیت-Sb) به صورت تیغه‌ای شکل از گمانه 5 (عمق 30 متر) کانسار چوپان، و) جانشینی پیریت (Py) در پلاژیوکلاز (Pl) از سنگ میزبان داسیت پورفیری (گمانه 7-عمق 70 متر) کانسار چوپان.

سولفیدی گالن، اسفالریت، استیبینیت، پیریت (دونسل) و کالکوپیریت به‌عنوان مهمترین فاز کانه‌سازی هایپوژن (بین 20 تا 30 درصد رگه) و کوارتز، سیدریت و کلسیت، فراوان‌ترین کانی‌های باطله محسوب می‌شوند. کانی‌سازی سوپرژن سولفیدی- اکسیدی در شوراب با حضور آغستگی‌های سولفید آرسنیک، مالاکیت، کوولین، سروزیت و پیریت ملنکوئیتی تأخیری مشخص می‌شود. به‌عقیده [15]، فرآورده‌های ژاروسیت- آلونیت متعلق به فاز گرمایی جوان در کانسار شوراب با دمای پایین، معادل کانه‌زایی تأخیری رگه‌چه‌های پیریت کلونیدی در کانسار گله‌چاه بوده که شاخص کانه‌زایی اپی‌ترمال در منطقه است. استیبینیت عمدتاً به‌همراه دیگر کانی‌های آنتیموان‌دار مانند کالکواستیبیت (CuSbS_2) و مجموعه سولفوسالت تتراهدريت- بورنویت با بافت شکافه‌پرکن و در مواردی به شکل اذخال در گالن دیده می‌شود. در تجزیه‌های نقطه‌ای الکترون میکروپروب، عناصر نقره ($4/5\%$)، روی ($5/3\%$)، آرسنیک ($2/3\%$) و طلا (2ppb) در ساختمان کالکواستیبیت‌های منطقه قابل تشخیص است (جدول 1). علاوه بر آن، مجموعه تتراهدريت- تنانیت نیز به صورت اذخال‌های ریز و پراکنده در میزبان گالن تشخیص داده شد که دارای $13/54\%$ آهن، $5/65\%$ روی، $1/83\%$ آرسنیک و $4/15\%$ نقره در ترکیب خود هستند [10] (جدول 1 و شکل 5ج). کانی‌سازی پیریت در شوراب، حداقل در سه نسل، شامل پیریت توده‌ای نسل اول، پیریت‌های خودشکل و سوزنی نسل دوم با مقادیر بالای آرسنیک همراه با ذرات ریز آرسنوپیریت (10 تا 20 میکرون) و پیریت ملنکوئیتی رگه‌چه‌ای تأخیری به همراه فاز سولفید آرسنیک‌دار به‌عنوان پیریت‌های نسل سوم تشخیص داده شد (شکل 5د). چهار نوع دگرسانی به ترتیب فراوانی شامل دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک، سریستیک و سیلیسیک در کانسار شوراب وجود دارد که در آن دگرسانی‌های سیلیسیک و سریستیک در مجاورت رگه و رگه‌های کوارتز-سولفیدی کانه‌دار و ندرتاً سنگ میزبان داسیت و ریوداسیت پورفیری تشکیل شده‌اند [17].

کانه‌زایی سرب- روی، آنتیموان و عناصر کمیاب چوپان

کانه‌زایی رگه‌ای پلی‌متال سرب- روی، آنتیموان (آرسنیک و نقره) چوپان به وسعت تقریبی 1 کیلومتر مربع در فاصله 1 کیلومتری جنوب کانسار شوراب واقع در جنوب‌غربی نقشه زمین‌شناسی 1/20000 منطقه قرار گرفته است (شکل 2). رگه اصلی سیلیسی-سولفیدی

محدوده معدنی دوم (II) با وسعت تقریبی 3/5 کیلومتر مربع شامل دو رگه سولفیدی، یکی با طول 100 و پهنای 20 متر با راستای شمال‌غرب- جنوب‌شرق و دیگری به‌طول 200 و پهنای 15 متر با راستای تقریبی شمالی- جنوبی است که با فاصله 120 متر در جنوب‌غربی رگه نخست قرار دارد (شکل 2). کانه‌زایی در این رگه‌ها (مشابه رگه‌ی نخست) شامل کانی‌سازی سرب، روی، مس و آنتیموان به شکل‌های رگه‌ای و رگه‌چه‌ای در سنگ میزبان کوارتزلاتیت پورفیری هورنبلاند-بیوتیت‌دار سریستی‌شده و شیل و سیلتستون‌های دگرگون و سیلیسی‌شده است. کانی‌های هایپوژن سولفیدی غالباً با بافت شکافه‌پرکن و ندرتاً پراکنده، شامل گالن توده‌ای و پراکنده، اسفالریت، پیریت خودشکل (نسل اول)، کالکوپیریت، بورنویت، تتراهدريت $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ و بورنیت به همراه سیدریت، کوارتز، کلسیت و کانی‌های رسی است (شکل 5ب). کانی‌های اکسیدی- سولفیدی فاز تأخیری (سوپرژن) نیز که به طور وسیع در سطح منطقه مقاطع مشاهده می‌شوند، شامل سروزیت، مالاکیت، کوولین، دیژنیت، پیریت‌های کلونیدی تأخیری (نسل دوم)، اکسید و هیدروکسیدهای آهن (گوئیت و هماتیت) بصورت رگه‌چه‌ای و پراکنده هستند.

معدن متروکه سرب- روی، مس و آنتیموان شوراب

کانه‌زایی پلی‌متال فلزات پایه و آنتیموان منطقه معدنی شوراب در فاصله 6 کیلومتری معدن گله‌چاه و در غرب نقشه زمین‌شناسی 1/20000 منطقه قرار دارد (شکل 2). منطقه معدنی شوراب متشکل از دودسته رگه اصلی، یکی با راستای شرقی- غربی و طول 200 و پهنای 30 متر که در آن ماده معدنی به‌صورت رگه‌چه‌ای و رگه‌ای برشی (شکل 6الف) در مرز داسیت پورفیری، شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک تشکیل شده و بخش عمده‌ای از فعالیت‌های شدادی قدیمی بر روی آن انجام گرفته است و دیگری با راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی، در فاصله 200 متری شمال رگه نخست، به طول 100 و پهنای 20 متر متشکل از کانی‌سازی انتشاری و انتشاری- رگه‌چه‌ای پلی‌متال درون نفوذی‌های نیمه‌عمیق ریوداسیت و داسیت‌های پورفیری خردشده و به‌شدت دگرسان (SVA) ترشیری تشکیل شده است (شکل 2). محدوده مورد مطالعه تا عمق 130 متری توسط 6 حلقه گمانه (جمعاً 850 متر) مورد حفاری مغزه‌گیری قرار گرفته که جهت تکمیل مطالعات از آنها نمونه‌برداری شده است. در رگه‌های مورد بررسی، به‌ترتیب کانه‌های

مالاکیت، و پیریت کلونیدی تأخیری (نسل دوم) مشخص می‌شود. کانه‌زایی آنتیموان با ماهیت سولفیدی (استینیت) و اکسیدی (گروه استیبیکونیت $\text{SbSb}_2\text{O}_6(\text{OH})$) در تجزیه‌های XRD و مقاطع صیقلی به ترتیب تهیه‌شده از ترانسه 7 و گمانه 5 (عمق 30 متر) کانسار چوپان قابل مشاهده است [11] (شکل 5). حضور مجموعه کانی‌های اکسیدی-هیدروکسیدی بصورت وسیع در منطقه چوپان نشان از شرایط ویژه اکسیدی حاکم بر منطقه و جانشینی گسترده کانیهای اکسی‌هیدروکسیدی، به جای کانی‌های سولفیدی در منطقه است که حضور پلی‌مورف کمیاب پیرولولزیت به‌شکل رامزدلیت (Ramsdellite-MnO_2) همراه با کانیهای گروه استیبیکونیت در مراحل پایانی کانی‌سازی رگه‌ای این کانسار از شواهد بارز کانه‌زایی سوپرژن در این منطقه است. مطالعه مغزه‌های حفاری، نشان از دست‌کم عمق 30 متری کانی‌سازی سوپرژن در منطقه دارد [16].

کانه‌دار اندیس معدنی چوپان، به طول 600 و پهنای تقریبی 1 متر در امتداد گسل‌عادی با راستای N15W همراه با کانی‌سازی رگه‌ای، رگه-چه‌ای-استوک‌ورک (در سطح) (شکل 6ب) و انتشاری-جانشینی (در عمق)، بصورت پلی‌متال درون نفوذیهای نیمه‌عمیق کوارتزلاتیت پورفیری تا ریوداسیت و داسیت‌های پورفیری برشی دگرسان (SVA) و غیردگرسان (SVD) ترشیری، تشکیل شده است که در مجاورت آن 4 رگه فرعی کانه‌دار عمدتاً با راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب و شرقی-غربی وجود دارد [11]. در محدوده مورد مطالعه، 4 حلقه گمانه (بطور متوسط تا عمق 100 متری)، 12 ترانسه، و 7 چاه و چاهک استخراجی حفر شده که جهت تکمیل مطالعات از آنها نمونه‌برداری به عمل آمده است. مرحله کانه‌سازی هیپوژن متشکل از گالن، اسفالریت، استینیت، پیریت، کانه‌های سولفیدی آرسنیک (آلگار-ارپیمنت) آرسنوپیریت و کالکوپیریت (10 تا 20 درصد رگه)، به همراه کانی‌سازی سوپرژن اکسیدی-سولفیدی وسیع با حضور مجموعه کانی‌سازی اکسیدمنگنز (پیرولولزیت-سیلوملان)، هماتیت،

جدول 1. نتایج تجزیه نقطه‌ای به روش الکترون میکروپروب از کانی‌های مختلف کانسار شوراب (بر حسب wt%)، شامل (1) آرسنوپیریت، (2) تتراهدریت، (3) پیریت، (4) گالن، (5) اسفالریت، (6) کالکواستیبیت، (7) کالکوپیریت، (8) استینیت و (9) بورنونیت (n: تعداد نقاط آنالیز و n.d: مقادیر ثبت نشده)

Elem.	1 (n=3)	2 (n=3)	3 (n=4)	4 (n=5)	5 (n=4)	6 (n=3)	7 (n=7)	8 (n=6)	9 (n=2)
Cu	0.06	38.90	n.d	n.d	1.35	33.49	34.55	n.d	12.33
Fe	33.41	10.17	45.54	n.d	1.61	3.49	29.62	n.d	4.50
Mn	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
As	45.03	1.56	0.54	n.d	0.26	2.37	n.d	n.d	0.74
Ag	n.d	4.15	n.d	n.d	n.d	4.51	0.21	0.13	n.d
Sb	0.12	6.95	n.d	0.13	n.d	18.94	n.d	70.41	14.87
Zn	n.d	5.60	n.d	n.d	59.95	5.35	n.d	n.d	n.d
Pb	0.08	0.04	n.d	85.45	1.42	0.10	0.22	n.d	18.35
Hg	n.d	0.24	0.18	n.d	n.d	0.11	0.06	0.13	n.d
Cd	n.d	n.d	0.02	0.06	0.03	n.d	n.d	n.d	0.89
Bi	n.d	0.29	0.56	n.d	0.13	n.d	0.11	0.09	n.d
Au	n.d	n.d	0.05	n.d	n.d	0.02	n.d	n.d	n.d
Te	n.d	n.d	n.d	0.95	n.d	n.d	0.03	n.d	n.d
S	21.65	31.65	53.15	13.55	34.36	30.88	35.16	28.83	47.93
Total	100.3	99.55	100.0	100.1	99.11	100.3	99.96	99.59	99.61

جدول 2. نتایج تجزیه دستگاهی ICP-MS از 9 عنصر معرف کانساز از رگه‌های مناطق معدنی شوراب (Sh)، گله‌چاه (Gh) و اندیس معدنی چوپان (Ch)

Sample no.	Au (ppb)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ag (ppm)	Mo (ppm)	Hg (ppm)	As (ppm)	Sb (ppm)
Ch-P-0	0.39	150	1520	420	30	2.9	0.12	1050	3810
Ch-P-1	0.02	6	46	100	0.56	3.3	0.03	106	89
Ch-P-2	0.06	16	66	60	0.20	5.1	0.05	247	93
Ch-P-3	0.05	20	57	280	1.80	6.4	0.09	140	90
Ch-14-1	0.02	6	18	65	1.31	1.5	0.10	99.5	148
Ch-14-2	0.08	12	54	100	3.23	1.1	0.14	210	73
Sh-V1-01	0.01	67.9	1512	2406	2.10	7.9	9.40	432	540
Sh-V1-02	0.23	3467	3236	2640	4.93	1.5	5.63	700	1950
Sh-V1-03	0.38	80	1145	2358	1.95	2.1	5.55	155	9200
Sh-V2-04	0.49	180	278	2663	0.73	0.7	8.87	3245	44000
Sh-V2-05	0.04	123	2331	193	1.42	1.9	7.12	500	305
Sh-V2-06	0.21	546	234	561	0.39	2.0	4.25	1313	456
Gh-Z1-10	0.05	7100	1184	265	0.26	1.3	5.26	310	1260
Gh-Z1-08	0.02	4500	5.94	241	0.11	0.8	2.71	90	310
Gh-Z1-13	0.87	4430	381	1085	0.15	3.0	3.42	383	2500
Gh-Z2-11	0.08	2300	246	1232	0.07	7.5	4.96	120	993
Gh-Z2-02	0.03	2312	354	2356	0.10	1.9	5.13	134	324
Gh-Z2-03	0.00	346	23	234	0.18	1.1	5.76	43	125

ژئوشیمی

به منظور مطالعات ژئوشیمیایی عملیات نمونه‌برداری از رگه‌های کانساز و سنگ میزبان از محل مغزه‌های حفاری، ترانسه‌ها و چاهکهای حفر شده در هر سه منطقه کانساز جداگانه انجام گرفته که طی آن نمونه‌ها به روش‌های XRF برای عناصر اصلی و ICP-MS و AAS برای عناصر جزئی از قبیل $As, Sb, Ba, Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mn, Mo, Hg, Bi, Sn$ مورد تجزیه قرار گرفتند (جدول 2). نتایج بدست آمده با استفاده از نرم افزار SPSS مورد تجزیه و تحلیل‌های آماری قرار گرفت. به منظور بررسی همبستگیهای آماری بین متغیرهای کانساز با یکدیگر در هر یک از مناطق مورد مطالعه، از ماتریس همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن و پیرسون استفاده شد (جدول 3). علاوه بر آن برای شناخت ارتباط ژنتیکی میان عناصر در هر منطقه، از روش آماری چند متغیره آنالیز خوشه‌ای استفاده شد که بر اساس این نمودار، سه گروه عنصری به ترتیب شامل، 1) سرب، روی و جیوه (همبستگی 0/84)، 2) آنتیموان و نقره (همبستگی 0/69) و 3) طلا، آرسنیک و آنتیموان (همبستگی 0/54) به طور مشترک در کانسازهای گله‌چاه و شوراب، و سه گروه عنصری به ترتیب شامل، 1) مس و روی (همبستگی 0/82)،

علاوه بر آن کانی‌سازی در مناطق سطحی، عمدتاً به شکل رگچه‌ای - استوک‌ورک (چاه شماره 2) و نوع انتشاری - جانشینی به صورت جانشینی پیریت در پلاژیوکلاز (گمانه شماره 6) در عمق 70 متر مشاهده شد (شکل 5). بافت شکافه‌پرکن مهمترین بافت مشاهده شده در مقاطع و نمونه‌های دستی است که نشان از دیرزاد بودن فرآیند کانساز در منطقه چوپان دارد (شکل 6ج).

کوارتز، دولومیت، کلسیت و کلریت به عنوان کانی‌های باطله همراه کانی‌سازی هستند. دگرسانیهای عمده در کانسار چوپان، شامل دو دسته دگرسانیهای مرتبط با کانساز از قبیل سریستی‌شدن و کلریتی - کربناتی‌شدن (حضور کلسیت و دولومیت) و پراکنده در سنگ میزبان ولکانیکی شامل دگرسانی سولفیدی (با حضور مقادیر بالای پیریت)، آرژلیک و کلریتی است.

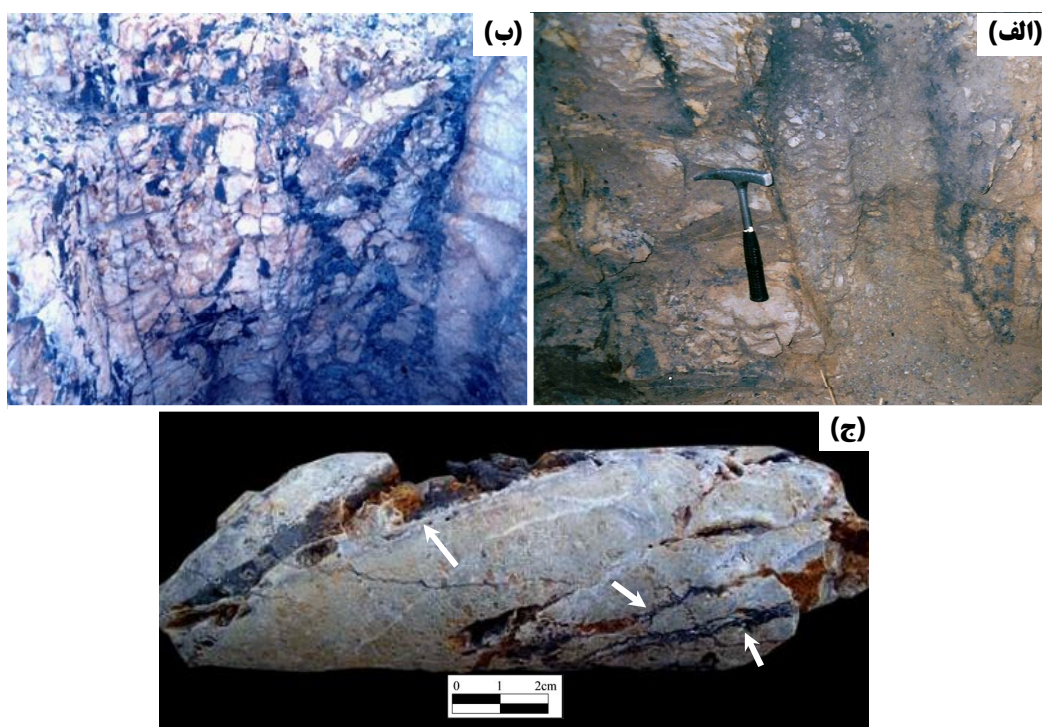
توالی پاراژنتیکی عمومی کانیها، شامل کانسازشناسی رگه‌ها، باطله‌های همراه، دگرسانی و بافت‌های مرتبط با کانساز محدود مورد مطالعه در شکل (7) ارائه شده است.

تحت‌کانساری $\text{Cu-Mo}\pm\text{Hg}\pm\text{W}$ و عناصر فوق‌کانساری $\text{Sb-As}\pm\text{Ag}$ است که از این مجموعه می‌توان به‌عنوان ردیاب کانی‌سازی طلا در منطقه استفاده کرد. به منظور بررسی میزان تغییرات عیار عناصر کانه‌ساز و توزیع آن در رگه‌های معدنی، نمودار هم‌روندی عناصر برای آنتیموان، نقره، آرسنیک و مولیبدن بر مبنای داده‌های حفاری و نمونه‌های برداشت‌شده از رگه‌ها در کانسارهای گله‌چاه (شکل 8الف)، شوراب (شکل 8ب) و چوپان (شکل 8ج) رسم شده است.

2) آنتیموان، نقره و سرب (همبستگی 0/71 و 3) طلا، آرسنیک و جیوه (همبستگی 0/60)، در کانه‌زایی رگه‌ای پلی‌متال چوپان تشخیص داده شد. لازم به ذکر است که نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل فاکتوری داده‌های ژئوشیمیایی در مناطق معدنی مورد مطالعه سازگاری قابل قبولی (بیش از 80 درصد) با تحلیل آماری خوشه‌ای انجام شده دارد [12و11]. با استفاده از نتایج تجزیه ژئوشیمیایی مهمترین پاراژنهای موجود که به عنوان ردیاب و معرف کانی‌سازی در ناحیه معدنی گله‌چاه- شوراب قابل تشخیص است شامل، مجموعه عناصر

جدول 3. ضرایب همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن-پیرسون برای عناصر معرف کانه‌ساز در مناطق معدنی مورد مطالعه

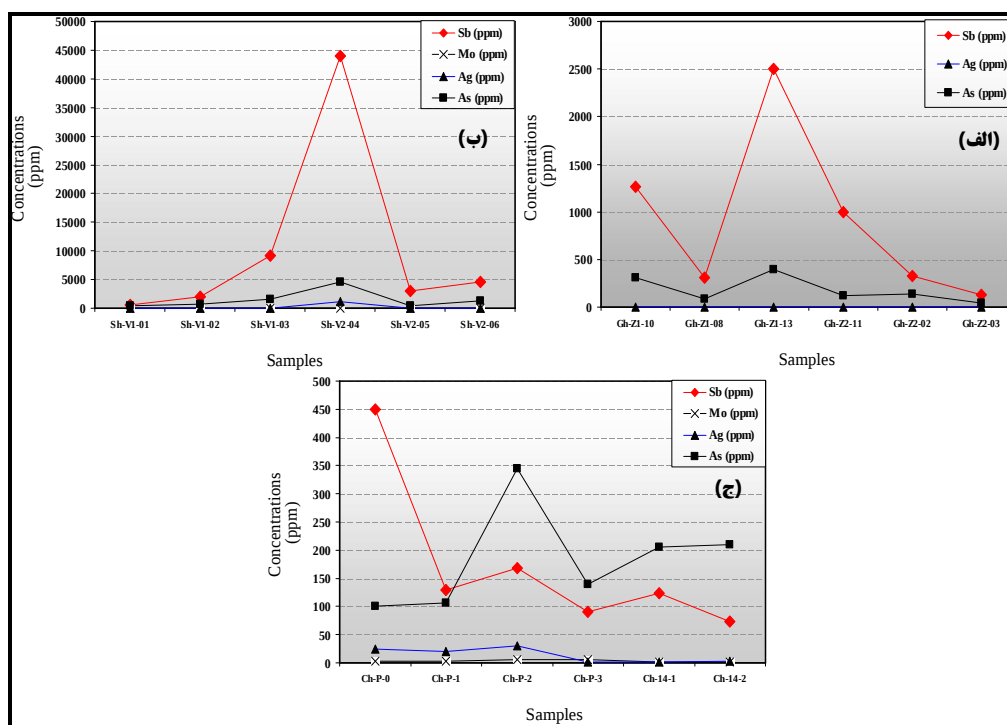
Sb	W	As	Ag	Zn	Pb	Cu	Au	Mine area	Elem
							1.000	Gale-chah	Au
							1.000	Shurab	
							1.000	Chupan	
	Correlation coefficient (CC)					1.000	.517	Gale-chah	Cu
						1.000	.407	Shurab	
						1.000	.416	Chupan	
	CC $\geq$ 0.6				1.000	.515	.567	Gale-chah	Pb
					1.000	.618	.512	Shurab	
	CC $<$ 0.5				1.000	.714	.646	Chupan	
				1.000	.910	.554	.647	Gale-chah	Zn
				1.000	.923	.723	.513	Shurab	
				1.000	.642	.703	.405	Chupan	
			1.000	.339	.281	.466	.324	Gale-chah	Ag
			1.000	.413	.432	.512	.443	Shurab	
			1.000	.611	.711	.555	.652	Chupan	
		1.000	.424	.714	.613	.607	.668	Gale-chah	As
		1.000	.567	.812	.710	.508	.612	Shurab	
		1.000	.656	.245	.420	.222	.615	Chupan	
	1.000	.778	.416	.688	.606	.665	.582	Gale-chah	W
	1.000	.638	.319	.543	.506	.546	.453	Shurab	
	1.000	.123	.222	.210	.337	.328	.212	Chupan	
1.000	.603	.757	.232	.642	.651	.456	.513	Gale-chah	Sb
1.000	.402	.678	.342	.754	.713	.567	.518	Shurab	
1.000	.287	.336	.709	.597	.752	.654	.526	Chupan	



شکل 6. تصاویر صحرایی و نمونه دستی، شامل الف) ساخت برشی در رگه کوارتز - استیبنیت شوراب، ب) ساخت استوک‌ورک سطحی در چاه شماره 2 اندیس معدنی چوپان و ج) رگه و رگه‌چه‌های استیبنیت در گمانه شماره 6 (عمق 30 متری) از منطقه چوپان

Mineralization Ore geology	Hypogene		Supergene	
	Early	Late	Early	Late
Ore minerals				
Pyrite				
Chalcopyrite				
Bornite				
Galena				
Sphalerite				
Stibnite				
Chalcostibite				
Tetrahedrite				
Bournonite				
Arsenopyrite				
As bearing minerals				
Stibiconite groups				
Mn Oxides				
Cerussite				
Covellite				
Malachite				
Digenite				
Hematite				
Geothite				
Gangue minerals				
Quartz				
Calcite				
Siderite				
Dolomite				
Chlorite				
Illite				
Alterations				
Silicification				
Sericitization				
Carbonatization				
Argillization				
Propylitization				
Chloritization				
Textures				
Open-space filling				
Disseminated				
Veinlet				
Stock-work				
Brecciation				

شکل 7. نمایش توالی پاراژنتیکی عمومی کانه‌زایی‌های گله‌چاه، شوراب و چوپان طی دو مرحله کانی‌سازی هایپوژن (درون‌زاد) و سوپرژن (برون‌زاد)



شکل 8. نمودار هم‌روندی عناصر آنتیموان (Sb)، آرسنیک (As)، نقره (Ag) و مولیبدن (Mo) در رگه‌های کانه‌ساز مناطق معدنی گله‌چاه (الف)، شوراب (ب) و اندیس معدنی چوپان (ج)

سیالات درگیر

گله‌چاه، حاکی از وجود سیالات درگیر دو فاز (L+V) و (V+L) به ابعاد تقریبی 5 تا 15 میکرون، دمای یکنواختی Th_{total} 147 تا 236°C ، تغییرات شوری 2/8 تا 9/4 درصد معادل NaCl و دامنه عمق تشکیل 180 تا 340 متر است. میکروترمومتری سیالات درگیر در کانسار شوراب، نشان از تغییرات دما-شوری در دو محدوده، یکی کانه‌زایی رگه‌چهای و رگه‌ای برشی کوارتز-استیپنیت (نمونه از عمق 30 متری گمانه شماره 1)، که در آن سیالات اندازه‌گیری شده دو فاز (L+V) و تک فاز (L) با اندازه متوسط 15 میکرون، دارای دامنه دمای یکنواختی Th_{total} 184 تا 245°C شوری 4/2 تا 15/3 درصد معادل NaCl و عمق 400 تا 600 متر بوده [12 و 17] و دیگری کانی‌سازی انتشاری و انتشاری-رگه‌ای پلی‌متال کوارتز-استیپنیت $\pm$ گالن $\pm$ اسفالریت با سیالات دو فاز (V+L)، (L+V) و تک فاز (L)، اندازه متوسط 10 میکرون، دمای یکنواختی Th_{total} 285 تا 340°C شوری 2/8 تا 13/7 درصد معادل NaCl و دامنه عمق 300 تا 1100 متر است [1 و 6]. همچنین مطالعه سیالات درگیر بر روی کانی‌سازی رگه‌چهای و استوک‌ورک سیلیسی-سولفیدی

مطالعات سیالات درگیر بر روی 7 نمونه از رگه‌های کوارتز-کانه‌دار مناطق معدنی مورد مطالعه، با استفاده از سکوی گرمایش-سرمايش مدل لینکام THM600، واحد کنترل‌کننده حرارتی TMS-93 و میکروسکپ تحقیقاتی Ziess در آزمایشگاه سیالات درگیر دانشگاه تربیت معلم تهران با همکاری بخش مطالعات سیالات درگیر سازمان زمین‌شناسی کشور انجام شد. همچنین به منظور رسم ایزوکرهای PVTX از نرم افزار FLINCOR [18] استفاده شد. از لحاظ پتروگرافی مطالعات بر روی سیالات درگیر اولیه (P) به‌شکل‌های استوانه‌ای، بیضوی و بی‌شکل با اندازه متوسط 10 تا 30 میکرون انجام شده که بر مبنای تقسیم‌بندیهای متداول [19 و 20]، شامل انواع مایع+بخار (L+V)، بخار+مایع (V+L)، بخار (V) و فاز مایع (L) هستند و فاز جامد مستقل مشاهده نشد. علاوه بر آن حجم زیادی از سیالات ثانویه (S) و ثانویه کاذب (PS) نیز در ابعاد زیر 5 میکرون در نمونه‌ها تشخیص داده شد. مطالعه سیالات درگیر در رگه و رگه‌چهای کوارتز-گالن-اسفالریت-کالکوپریت محدوده معدنی دوم (II) کانسار

مشترک در کلیه رگه‌های سیلیسی- سولفیدی اصلی و فرعی منطقه چوپان، دامنه دمایی، شوری و عمق به دست آمده قابل تعمیم به سایر رگه‌ها است (جدول 4).

کانسار چوپان، حاکی از وجود سیالات درگیر دو فاز (L+V) با اندازه بین 5 تا 35 میکرون، دمای یکنواختی (Th_{total}) بین 140 تا 220°C، شوری 4/1 تا 12/5 درصد معادل NaCl و عمق کمتر از 600 متر است [11]. با توجه به ویژگیهای کانی‌شناسی، دگرسانی و سنگ میزبان

جدول 4. مقایسه خصوصیات زمین‌شناسی، کنه‌زایی، کانی‌شناسی و سیالات درگیر در مناطق معدنی گله‌چاه، شوراب و اندیس معدنی چوپان

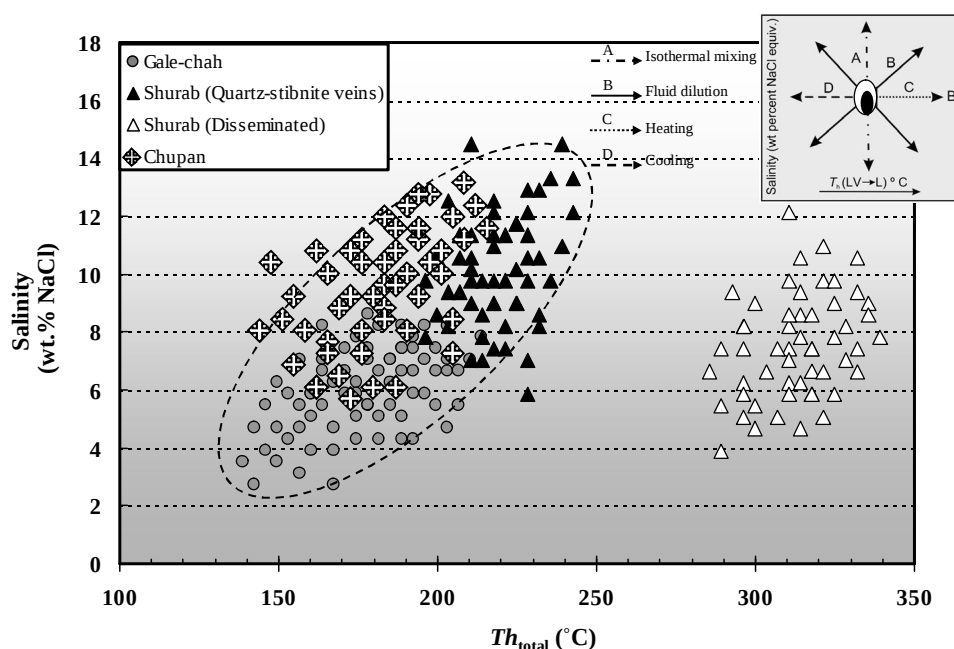
مشخصات کانسار	کانسار گله‌چاه	کانسار شوراب	اندیس معدنی چوپان
ماده معدنی	Pb+Zn±Cu (I) Pb+Zn±Cu±Sb (II)	Pb+Zn+Cu+Sb	Pb+Zn+Sb±As±Ag
سنگ میزبان	کوارتزلاتیت تا کوارتزمونزیت پورفیری دگرسان‌شده	در مرز داسیت پورفیری و شیل و سیلتستون‌های ژوراسیک	کوارتزلاتیت پورفیری تا ریوداسیت و داسیت‌های پورفیری
شکل کانی‌سازی	رگه‌ای و رگه‌چهای (در هر دو محدوده)	رگه‌چهای-رگه‌ای برشی، انتشاری و انتشاری-رگه‌چهای	رگه‌ای، رگه‌چهای-استوک‌ورک (در سطح) و انتشاری-جانشینی (در عمق)
ساخت و بافت کانی‌سازی	شکافه‌پرکن و انتشاری	شکافه‌پرکن، برشی، ساخت باندهی و ریتمیک	شکافه‌پرکن، جانشینی و انتشاری
کانی‌شناسی کانسنگ و باطله‌ها	Ga+Sp+Py±Cpy±Bo±Tet±Bn±Cer±Mal±Cv±Dj	Ga+Sp+St+Py±Cpy±Asp±Tet±Tn±Cer±Mal±Cv	Ga+Sp+St+Py±As.m±Asp±Cpy±Mn.m±Hm±Sb.gm
	Sid±Qz±Cc±C.m	Qz±Sid±Cc	Qz+Cc±Dol±Chl±Ill±Ser
دگرسانی مرتبط با کانی‌سازی	کربناتی‌شدن و سیلیسی‌شدن	سیلیسی‌شدن و سریسی‌شدن	سریسی‌شدن، کربناتی‌شدن و کلریتی‌شدن
همبستگی ژئوشیمی	Pb+Zn+Hg (0.8), Sb+Ag (0.7), Au+As+Sb (0.5)		
متوسط دما (°C)، شوری (wt%NaCl) و عمق (m)	$Th_{total} \approx 192^\circ\text{C}$ Salin ≈ 6.1 (wt%NaCl) Depth ≈ 270 m	Disseminated $Th_{total} \approx 315^\circ\text{C}$ Salin ≈ 8.5 (wt%NaCl) Depth ≈ 700 m	$Th_{total} \approx 180^\circ\text{C}$ Salin ≈ 8.3 (wt%NaCl) Depth < 600 m
		Qz-St Veins $Th_{total} \approx 215^\circ\text{C}$ Salin ≈ 9.5 (wt%NaCl) Depth ≈ 500 m	
عیار متوسط [7,6]	Pb (7.8%) Zn (1.4%) Cu (0.8%) Sb (1200ppm) Ag (50ppm)	Pb (22.5%) Zn (14.3%) Cu (1.4%) Sb (0.2%) Ag (50ppm)	Pb (11.5%) Zn (1.4%) Sb (0.4%) As (458ppm) Ag (66.1ppm) Au (0.6ppm)

علامت اختصاری: Ga-گالن؛ Sp-اسفالریت؛ St-استیبنیت؛ Py-پیریت؛ Cpy-کالکوپیریت؛ Bo-بورنیت؛ Tet-تتراهدریت؛ Tn-تنانتیت؛ Bn-بورنویت؛ Asp-آرسنوپیریت؛ Hm-هماتیت؛ Cer-سروزیت؛ Mal-مالاکیت؛ Cv-کولین؛ Dj-دیژنیت؛ Sid-سیدریت؛ Qz-کوارتز؛ Cc-کلسیت؛ C.m-کانی‌های رسی؛ As.m-کانی‌های آرسنیک‌دار؛ Mn.m-کانی‌های منگنزدار؛ Sb.gm-کانی‌های گروه استیبیکونیت؛ Dol-دولومیت؛ Chl-کلریت؛ Ill-یلیت؛ Ser-سریسیت

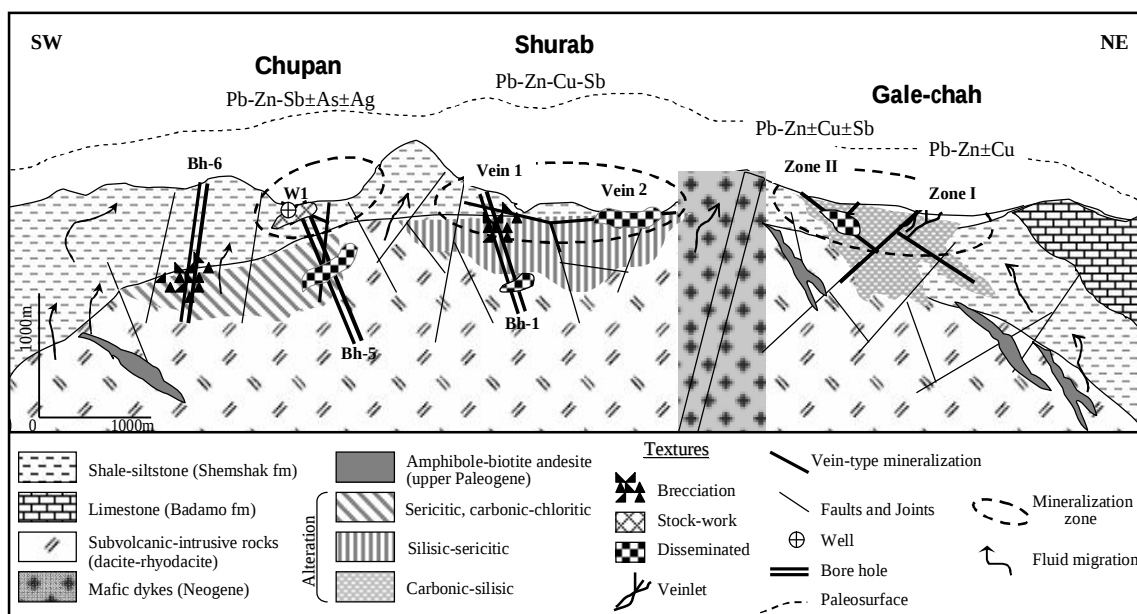
نتیجه‌گیری

بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام‌شده در سه منطقه معدنی گله‌چاه، شوراب و چوپان، بیانگر از وجود ارتباط ژنتیکی میان کانه‌زایی‌های نوع رگه‌ای - رگه‌چاهی، انتشاری، استوکورک و برشی پلی‌متال سرب، روی، مس و آنتیموان با سنگهای آتشفشانی و توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق ائوسن‌بالایی - الیگوسن‌زیرین واقع در مجموعه ولکانوپلوتونیک شرق ایران است. شواهد و اطلاعات موجود از لحاظ ژئوشیمی عناصر کانه‌ساز و فرعی و ساخت و بافت کانی‌سازی، حاکی از رخداد کانه‌زایی سرب - روی (مس) رگه‌ای و رگه‌چاهی در معدن گله‌چاه، کانه‌زایی سرب - روی، مس و آنتیموان، شامل دو نوع کانی‌سازی، یکی رگه‌چاهی و رگه‌ای برشی محدود به مناطق گسلی و دیگری کانه‌زایی انتشاری و انتشاری - رگه‌چاهی در معدن شوراب، و کانه‌زایی پلی‌متال سرب - روی، آنتیموان (آرسنیک و نقره) رگه‌ای، رگه‌چاهی - استوکورک سطحی (تا عمق 30 متر) و انتشاری - جانشینی عمیق (عمق بیش از 70 متر) در اندیس معدنی چوپان است (جدول 4). تغییرات عنصری شامل مجموعه عناصر سرب + روی $\pm$ مس (محدوده I) و سرب + روی $\pm$ مس $\pm$ آنتیموان (محدوده II) معدن گله‌چاه تا مجموعه عناصر سرب + روی + مس + آنتیموان رگه‌های کوارتز - استیبنیت معدن شوراب و مجموعه عناصر سرب + روی + آنتیموان $\pm$ آرسنیک $\pm$ نقره در رگه و رگه‌چاهی سیلیسی - سولفیدی کانه‌دار کانسار چوپان مشابه یک منطقه‌بندی عنصری است که انتظار می‌رود این توزیع عنصری سازگار با یک پهنه‌بندی دگرسانی در منطقه معدنی گله‌چاه - شوراب باشد، اما به دلیل پوشش ضخیم رسوبات آبرفتی و شوره‌زارهای نمکی وسیع و نیز کمبود داده‌های حفاری در کل منطقه، تفکیک دقیق پهنه‌بندی‌های دگرسانی در منطقه میسر نشد. با این وجود، با استناد به داده‌های موجود، حضور دگرسانی‌های سریسیتی، کربناتی - کلریتی (مرتبط با کانی‌سازی)، آرژیلیک و پیریتی شدن (پراکنده در میزبان) در کانسار چوپان، مجموعه دگرسانی سیلیسی - سریسیتی (در رگه‌ها) و پروپیلیتیک، آرژیلیک (در سنگ میزبان) در معدن شوراب، و دگرسانی‌های کربناتی - سیلیسی مرتبط با کانی‌سازی رگه‌ای در معدن گله‌چاه، حاکی از تغییر نوع و کاهش شدت

دگرسانی‌ها به سمت شمال منطقه و منطقه معدنی گله‌چاه است که به عقیده [21 و 22] ناشی از کاهش pH سیال گرمابی و کاهش تبادل آب - سنگ (water/rock interaction) است. علاوه بر آن، حضور مجموعه ایلیت - سریسیت (آدولاریا)، مقادیر بالای آرسنیک، پهنه ستر کانی‌سازی سوپرژن (عمق بیش از 30 متر) و نبود کانی‌سازی مس [21 و 23] در کانسار چوپان نیز مؤید این مطلب است. توزیع ژئوشیمیایی عناصر کانه‌ساز سرب - روی، مس، آنتیموان (آرسنیک و نقره) همراه با هاله‌های دگرسانی دربرگیرنده، نشان از تغییرات وسیع تبدلات آب - سنگ، با بالاترین مقدار در کانسار چوپان و کمترین مقدار در کانسار گله‌چاه است (برای مثال رجوع شود به [24-26]). مطالعات سیالات درگیر نیز تا حدی موید این منطقه‌بندی است، به‌طوری که کانه‌زایی مس انتشاری - رگه‌چاهی کانسار شوراب و پلی‌متال انتشاری - جانشینی کانسار چوپان در دما، شوری و عمق بیشتری رخ داده و دمای همگن‌شدن نهایی (کمترین دمای تشکیل) بدست‌آمده از این مناطق به سمت کانه‌زایی‌های رگه - رگه‌چاهی کانسار گله‌چاه کاهش می‌دهد (جدول 4 و شکل 9). بر اساس مطالعات [27-29] این کاهش به دلیل صعود سیالات گرمابی و آمیختگی احتمالی با آبهای کم‌دمای جوی است که مطالعات ژئوشیمی ایزوتوپی اکسیژن انجام‌شده بر روی رگه‌های کوارتز - استیبنیت کانسار شوراب این موضوع را تأیید می‌کند [10 و 17] (شکل 9). سازگاری میان توزیع عناصر، تغییرات کانی‌شناسی، دگرسانی و دما و عمق تشکیل، احتمالاً گویای وجود یک مجموعه کانه‌زایی مشترک در محدوده مورد مطالعه است، به‌طوری که با افزایش فاصله نسبت به مرکز سیستم، دما، فشار، شوری، عمق کانی‌سازی و شدت دگرسانی در کانسار گله‌چاه به‌شکل رگه‌ای - رگه‌چاهی کاهش یافته و به سمت کانه‌زایی‌های رگه‌ای - رگه‌چاهی، انتشاری و استوکورک کانسارهای شوراب و چوپان به خصوص در بخش کانی‌سازی انتشاری - جانشینی افزایش می‌یابد. تکامل مجموعه کانه‌زایی گرمابی - رگه‌ای محدوده معدنی گله‌چاه - شوراب به طور شماتیک در شکل (10) نمایش داده شده است.



شکل 9. نمودار دمای همگن شدن نهایی (Th_{total}) در مقابل شوری (بر حسب wt.%NaCl) که نشان‌دهنده دو محدوده دما-شوری یکی کانه‌زایی انتشاری پلی‌متال کانسار شوراب و دیگری مجموعه کانه‌زایی‌های رگه‌ای-رگه‌چاهی گله‌چاه، رگه‌های کوارتز-استیبینیت شوراب و رگه سیلیسی-سولفیدی چوپان است. طبق نمودار، فرآیند اختلاط (mixing) و رقیق‌شدگی (dilution) توسط آب‌های جوی دما و شوری پایین قابل تشخیص است.



شکل 10. تصویر شماتیک از روند تکامل، منطقه‌بندی عناصر کانه‌ساز، توزیع دگرسانیه‌ها و بافت‌های مختلف کانی‌سازی در مناطق معدنی گله‌چاه، شوراب و اندیس معدنی چوپان (برای توضیحات به متن مراجعه شود)

مراجع

- پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، (1387) 128 ص.
- [12] طالع فاضل ا، "بررسی ژئوشیمی، سیالات درگیر و ژنر کانسار پلی‌متال شوراب (جنوب فردوس)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، (1388) 180 ص.
- [13] درویش‌زاده ع، "بررسی‌های ژئوشیمیایی آتشفشان‌های جوان ایران از دیدگاه تکتونیک صفحه‌ای"، مجموعه مقالات سمپوزیوم انجمن نفت ایران، (1354) ص 36-40.
- [14] Pearce J.A., and Can J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis". *Earth planet*, (1973) 290-300.
- [15] لطفی م، "نقشه زمین‌شناسی 1/20000 گله‌چاه-شوراب"، وزارت صنایع و معادن، طرح تحقیقات صنعتی-آموزش و اطلاع‌رسانی، شرکت کاوش کانسار (1385).
- [16] نخبه‌الفقهاییع، و بهزادی م، و خاکزاد، ا، و یزدی، م، "ژئوشیمی، کانه‌زایی و ژنر کانسار آنتیموان چوپان واقع در خراسان جنوبی"، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، شماره 1 (1388)، صفحه 76-86.
- [17] مهرابی ب، و طالع فاضل ا، "بررسی نقش اختلاط سیالات ماگمایی و جوی در کانه‌زایی کانسار پلی‌متال شوراب (جنوب فردوس) با استفاده از شواهد ژئوشیمی ایزوتوپی و میکروترموتری"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، 1390 (در مرحله چاپ).
- [18] Brown P.E., "FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data". *American Mineralogist*, 74 (1989) 1390-1393.
- [19] Roedder E., "Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy", 12 (1984) 644.
- [20] Shepherd T.J., Rankin A.H., and Alderton D.H.M., "A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies". Blackie and Son, (1985) 239.
- [21] Reed M.H., "Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition". In *Geochemistry of hydrothermal ore deposit*, Barnes, H.L., (1997) 570.
- [22] Wagner T., and Johum, J., "Fluid-interaction processes related to hydrothermal Vein-type mineralization in the Siegerland district, Germany: implications from inorganic and organic alteration
- [1] Lotfi M., "Geological and geochemical investigation on the volcanogenic Cu-Pb-Zn-Sb ore mineralization in the Shurab- Gale chah and North West of Khur". PHD thesis, University of Hamburg, (1982) 152.
- [2] Jung D., Keler G., Khorasani R., Marks K., Buman A., and Kuren P., "Petrogenesis of Tertiary magmatic activity in Northern Lut region (East Iran)", (1983) *Geol. Sur. Iran*.
- [3] Tarkian M., Lotfi M., and Baumann A., "Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, Eastern Iran", Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, 51 (1983) 357-383.
- [4] Tarkian M., Lotfi M., and Baumann A., "Magmatic Copper and Lead Zinc ore deposits in the Central Lut, Eastern Iran". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 168 (2/3) (1984) 497-523.
- [5] Karimpour M.H., Zaw Kh., and Huston D.L., "S-C-O isotopes, fluid inclusion microthermometry, and the genesis of ore bearing fluids at Qaleh-Zari Fe-Oxide Cu-Au-Ag mine". *Iran. IRI. J. Sci*, 16 (2005) 153-168.
- [6] شرکت کاوش کانسار، گزارش بررسی کانه‌زایی هیدروترمالی ناحیه شوراب - قلعه‌چاه و تلفیق آنها با نتایج شیمیایی منطقه"، وزارت صنایع و معادن، طرح تحقیقات صنعتی - آموزش و اطلاع‌رسانی، (1385) 278 ص.
- [7] شرکت توسعه علوم‌زمین، گزارش اکتشافات تفصیلی عملیات حفاری در مناطق معدنی شوراب، چوپان و شندمحمود، در مقیاس 1/1000"، (1385) 350 ص.
- [8] نقشه زمین‌شناسی 1/250000 بشرویه، 1349، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [9] لطفی م، "خلاصه‌ای بر مطالعه فاز متالوژنی پیرنه‌ای در رابطه با سنگ‌های ولکانیک، ساب‌ولکانیک بخش شمالی پهنه لوت مرکزی"، چهارمین گردهمایی علوم‌زمین، (1374).
- [10] رحیمی ه، "بررسی ژئوشیمیایی، دگرسانی و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار آنتیموان شوراب (جنوب خراسان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، (1383) 210 ص.
- [11] نخبه‌الفقهایی ع، "ژئوشیمی، کانی‌شناسی و ژنر اندیس معدنی آنتیموان - طلای چوپان واقع در شوراب فردوس"،

- patterns". Applied Geochemistry, 17 (2002) 225-243.
- [23] Barnes H.L., "Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits", John Wiley (1997) 570.
- [24] White N.C., and Hedenquist J.W., "Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration", in Hedenquist, J., White, N.C., and Siddeley, G. eds., Epithermal Gold Mineralization of the Circum-Pacific, Geology, Geochemistry, Origin and Exploration, II. Journal of Geochemical Exploration, 36 (1990) 445-474.
- [25] Fifiarek R.H., and Rye R.O., "Stable isotope geochemistry of the Pierina high-sulfidation Au-Ag deposit, Peru: influence of hydrodynamics on SO_2 - H_2S sulfur isotopic exchange in magmatic-steam and steam-heated environments: Geochemistry of sulfate minerals in high and low temperature environments". Chemical Geology, 215 (2005) 253-279.
- [26] Taylor B.E., "Epithermal gold deposits", in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5 (2007) 113-139.
- [27] Hedenquist J.W., Izawa E., Arribas A.R., and White N.C., "Epithermal Gold Deposits: Styles, Characteristics, and Exploration". Society of Resource Geology 1 (1996) 70.
- [28] Heinrich C.A., Bierlein F.P., Foster D.A., Gray D.R., and Davidson G.J., "The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study". Mineralium Deposita 39 (2005) 864-889.
- [29] Yoo B.C., Lee K.H., and White C.N., "Mineralogical, fluid inclusion, and stable isotope constraints on mechanisms of ore deposition at the Samgwang mine (Republic of Korea)-a mesothermal, vein-hosted gold-silver deposit", Mineralium Deposita, (2009) published online.
- [30] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations". Tectonophysics, 229 (1994) 211-238.



سنگ زایش اسکارن مرتبط با توده نفوذی مس پورفیری علی آباد-دره زرشک، یزد

بتول تقی پور^۱، محمد علی مکی زاده^۲

۱- بخش علوم زمین دانشگاه شیراز،

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۶/۱۵، نسخه نهایی: ۱۳۹۰/۱/۳۰

چکیده

منطقه مورد مطالعه بخشی از نوار ماگماتیسم سنوزوئیک ایران مرکزی در غرب استان یزد را در بر می‌گیرد. نفوذ توده‌های لوکوکرات علی آباد-دره زرشک با ترکیب گرانیات تا گرانودیوریت و با سن الیگوسن، سبب رخداد دگرگونی مجاورتی و پیدایش اسکارن در بخش کنگلومرای سازند سنگستان شده است. این توده‌ها منسوب به ماگمای کالکوالکالن و محیط کمان آتشفشانی هستند. مجموعه کانیهای زیر در اسکارن های این منطقه به ترتیب اهمیت مشاهده شده است: گارنت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت، پیریت، اکسید آهن. گارنتهای قهوه ای رنگ کانی شاخص این اسکارن می باشند. بر مبنای آنالیزهای نقطه ای میکروپروب گارنتها دارای میانگین ترکیب شیمیایی آندرادی-گروسولر (And 65, Gross 30) متمایل به قطب آندرادی هستند. نفوذپذیری بالای کنگلومراها و وجود بخش های کربناته از عوامل مهم برای تراوش سیالات و شکل گیری گارنتها بوده است. تغییرات فشار بخشی اکسیژن در سیال سبب شکل گیری منطقه بندی نوسانی واضح در گارنتها شده است. تحول اسکارن علی آباد-دره زرشک در محدوده دمایی ۵۳۰ تا ۳۸۰ درجه سانتی گراد و فشار ۵ کیلو بار و فوگاسیته بالای اکسیژن بوده است. همیافتی نزدیک اسکارن با توده نفوذی حاوی کانی سازی مس پورفیری این اسکارن را از نوع اسکارن مس پورفیری نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: اسکارن، گارنت، آندرادی، مس پورفیری، گرمایی

مقدمه

یکی از کانیهای کلیدی در تعیین شرایط دما-فشار اسکارنها است [۲] این کانی معمولاً دارای منطقه بندی واضحی است که می‌توان آن را با میکروسکپ الکترونی شناسایی کرد.

منطقه علی آباد-دره زرشک در ۵۵ کیلومتری جنوب غرب یزد بین طولهای جغرافیایی شرقی ۴۰°، ۵۳° تا ۵۴°، ۵۳° و عرضهای جغرافیایی شمالی ۳۸°، ۳۱° تا ۴۱°، ۳۱° واقع شده است.

این منطقه به وسعت تقریبی ۴ کیلومتر مربع است. بخشهای اسکارنی وسعت کمی از این منطقه را به خود اختصاص داده است. هدف این مقاله بررسی ویژگیهای زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی اسکارنهای مرتبط با مس پورفیری، با تاکید بر تشکیل گارنت‌های گرمایی برای اولین بار می‌باشد.

اسکارنها از زیباترین و متنوع ترین سنگهای دگرگونی مجاورتی هستند که از دیر باز بررسیهای سنگ نگاری - کانی‌شناختی و زمین‌شناسی اقتصادی را به خود معطوف داشته‌اند. چرا که این سنگها با تنوع کانیایی به ویژه گروه فراوانی از کانیهای کمیاب و پتانسیل معدنی فلزی (Sn, W, Pb, Zn, Fe, Au, Cu) و غیر فلزی (گارنت، ولاستونیت، اسپینل و ...) مشخص هستند [۱]. کانی‌شناختی اسکارن عامل مهمی در شناخت خاستگاه، دمای تشکیل و شناسایی ذخایر همراه با اسکارنها است. منطقه‌بندی معمولاً در اسکارنها دیده می‌شود. در منطقه بندی از سمت توده به طرف سنگهای میزبان کربناته، کانیهای دما پایین و آبدار تشکیل می‌شوند. منطقه‌بندی ممکن است به دلیل نفوذ سیالات تاخیری و تغذیه دوره ای سامانه اسکارنی باشد. گارنت

^۱مسئول مکاتبات taghipour@susc.ac.ir

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

این منطقه بخشی از نوار ماگماتیسیم سنوزوئیک ایران مرکزی در غرب استان یزد و حاشیه شمال غربی باتولیت شیرکوه محسوب می‌شود. کهن‌ترین واحد سنگی منطقه را سازند تخریبی نای بند به عنوان پی‌سنگ تشکیل داده است. ماسه سنگهای تیره و شیل‌های این سازند توسط باتولیت گرانیتی شیرکوه به سن ژوراسیک میانی قطع شده‌اند و دگرگونی ضعیفی در آنها اتفاق افتاده است. رخنمون این پدیده در بخشهای غربی باتولیت شیرکوه به‌خوبی نمایان است. نبوی [۳] سن این گرانیت را در نقشه یزد، ژوراسیک در نظر گرفته است. نامبرده نفوذ گرانیت را سبب دگرگونی سنگهای رسوبی ژوراسیک پائینی دانسته است، بر اساس مطالعات جدیدتر [۴] با استفاده از روش Rb-Sr بر روی چهار نمونه گرانیت شیرکوه سن مطلق آن را 175 ± 10 میلیون سال تعیین نموده است.

به نظر می‌رسد که اولین و مهمترین مرحله نفوذ باتولیت در ژوراسیک میانی روی داده است. با توجه به داده‌های ایزوتوپی و سن نسبی می‌توان این باتولیت را به کوهزایی کیمیرین پسین (Late Kimmerian) نسبت داد. فرسایش باتولیت شیرکوه و پی‌سنگ میزبان پس از فاز کوهزایی کیمیرین پسین سبب انباشت ضخامت زیادی از ماسه سنگ - کنگلومرای (سازند سنگستان) در گودالهای گسلی غرب باتولیت شده است.

سازند سنگستان به آرامی جای خود را به سنگهای آهکی اربیتولین‌دار کرتاسه زیرین با ضخامت زیاد به نام سازند تفت می‌دهد. مجموع این دو سازند با ناپیوستگی آذرین پی برروی باتولیت شیرکوه (پس از کرتاسه) دیده می‌شود. در این میان فازهای تأخیری تبلور شیرکوه [۵] تشکیل توده‌های نفوذی لوکوکرات را در منطقه علی‌آباد - دره زرشک داده است که همه واحدهای پیشین را قطع کرده‌اند (شکل ۱). اخیراً [۶] با استفاده از روش K-Ar سن مطلق ۳۰ میلیون سال برای گرانیت ها و سن بخشهای جوان‌تر کوارتز مونزونیت - گرانودیوریت را $14 \pm 4/6$ میلیون سال تعیین کرده‌اند.

روش مطالعه

در این تحقیق پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه برداری نقشه زمین‌شناسی منطقه با مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ تهیه گردید. از مجموع ۶۰ نمونه صحرایی برداشت شده تعداد ۴۰ نمونه از توده‌های نفوذی و سنگهای اسکارن برای تهیه مقطع نازک انتخاب گردید. مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکپ نوری مدل BH2 انجام گرفت.

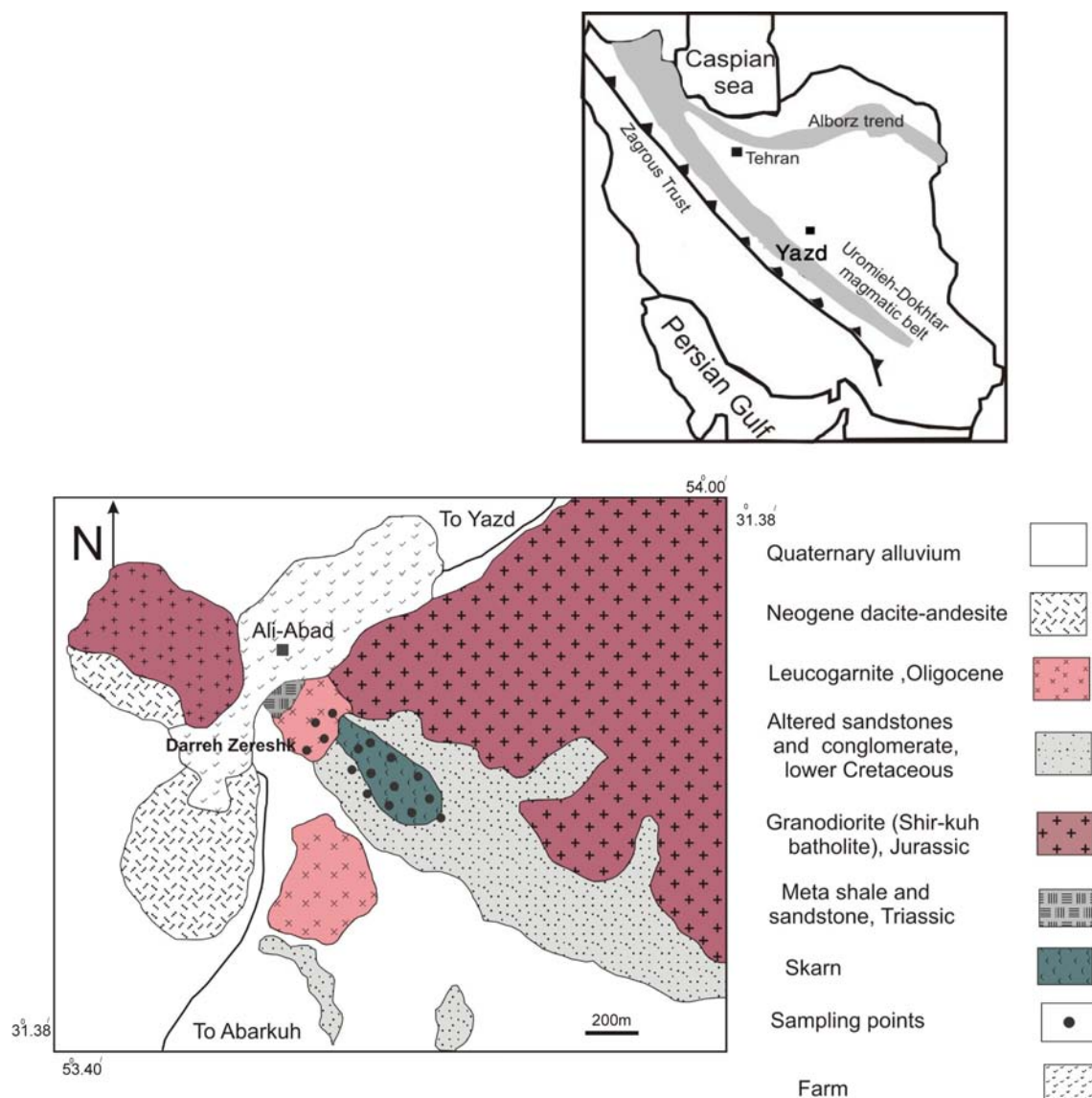
برای تعیین ترکیب شیمیایی توده‌های نفوذی منطقه از فلورسانس پرتو X (XRF) تعداد ۱۱ نمونه از سنگهای نفوذی به آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان (دستگاههای S-4 بروکر) ارسال شد. تعداد ۵ نمونه مقطع پولیش صیقل نیز برای انجام آزمایشهای آنالیز نقطه‌ای توسط دستگاه الکترون مایکروپروب مدل کامکا SX-50 در دانشگاههای کالسروهه (آلمان) و استراسبورگ (فرانسه) انجام شده است.

روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ های آذرین

توده‌های نفوذی علی‌آباد در بخش غربی باتولیت گرانیتی شیرکوه قرار دارند. در جنوب منطقه مورد مطالعه دو توده جداگانه رخنمون دارند. این توده‌ها به روشنی دو سازند عمده منطقه یعنی ماسه‌سنگها و شیل‌های تریاس - ژوراسیک و کنگلومرا - ماسه‌سنگهای سازند سنگستان را قطع نموده‌اند، و باعث رخداد دگرسانیهای هیدروترمال در این واحدها (به ویژه سازند سنگستان) شده‌اند.

گسترش هاله دگرگونی بسیار کم است به گونه‌ای که سازندهای منطقه متحمل دگرگونی حرارتی ضعیفی شده‌اند و تنها نامیدن واژه رسوبات دگرگون (Metasediments) مناسب است. توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه کاملاً لوکوکرات هستند، کم و بیش دگرسانی و شکستگی فراوان در این توده‌ها دیده می‌شود.

اغلب توده‌های نفوذی ترکیب لوکوکرات داشته بر مبنای شواهد پتروگرافی کانیهای اصلی این سنگها عبارتند از: کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت، آمفیبول به مقدار کم (هورنبلند سبز) و در بخشهای مافیک تر کلینوپیروکسن نیز دیده می‌شود. کانیهای فرعی این سنگها آپاتیت، زیرکان، کانیهای اوپاک و اسفن می‌باشد.

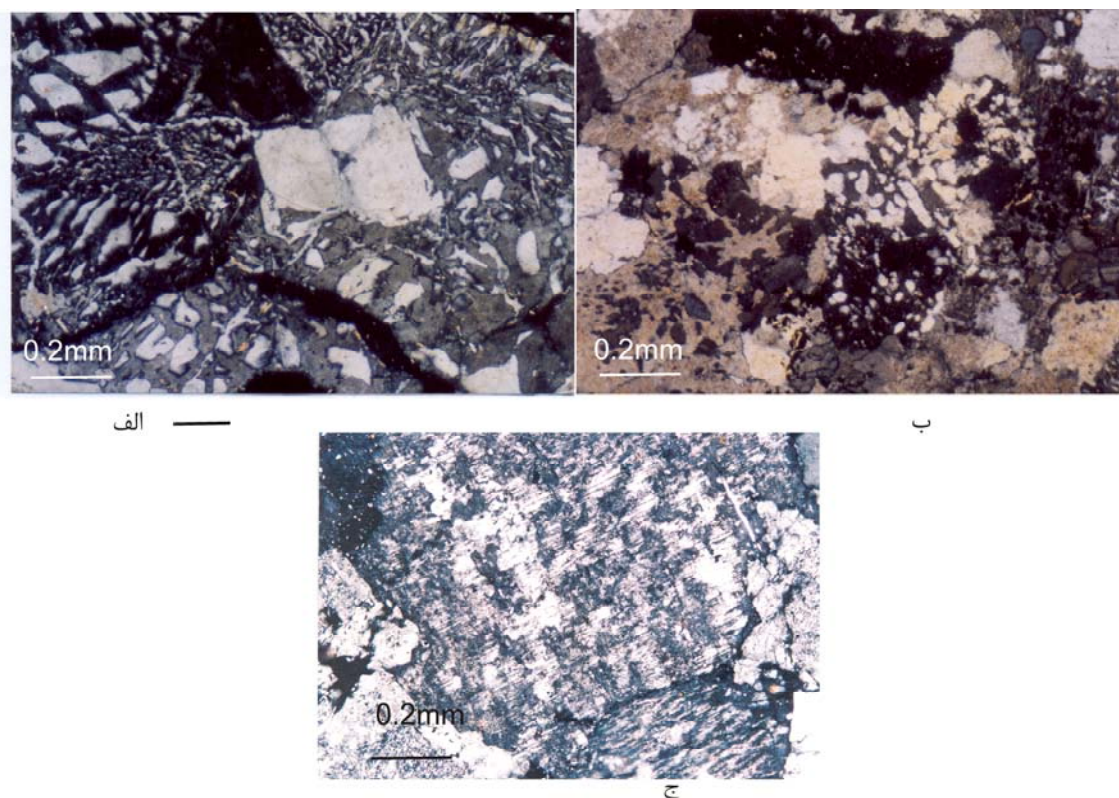


شکل ۱. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و تعیین مناطق نمونه برداری [۷].

موجی و شکستگیهای فراوان از پدیده‌هایی است که در سنگهای نفوذی با بافت مرتار دیده می‌شود. تاثیر توده نفوذی سبب دگرسانی گسترده در منطقه شده است. زونهای دگرسانی شامل پروپلیتیک، فیلک، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی می‌باشد. زون کوارتز-سریسیت با رنگ سفید تا کرمی بیشترین بخش دگرسانی را در منطقه تشکیل می‌دهد. زون آرژیلیک در این منطقه با حضور کائولینیت و سایر کانیهای رسی توسعه کمتری دارد. زون آرژیلیک پیشرفته با تشکیل کانیهای آلونیت-ژاروسیت و فیروزه درون زون فیلک پراکنده است.

بافت سنگهای توده نفوذی شامل میکروگرافیک، پورفیروئید، گرانوفیریک و مرتار (ساروجی) است. در این ارتباط هم رشدی نیمه شعاعی کوارتز درون آلکالی فلدسپات به دور یک هسته آلکالی فلدسپات (شکل ۲الف) و یا هم رشدی کوارتز با آلکالی فلدسپات‌ها (شکل ۲ب) عمومی‌ترین بافت در توده علی آباد-دره زرشک است. رشد شعاعی کوارتز در آلکالی فلدسپات پیرامون فنوکریست‌های کوارتز با حواشی گرد شده دیده شده است.

در این سنگها آلبيت با ماکل صفحه شطرنجی نیز دیده می‌شود (شکل ۲ج). جابجایی در سطوح ماکل و خم شدگی ماکل در فلدسپات‌ها، وجود درشت بلورهای کوارتز با خاموشی



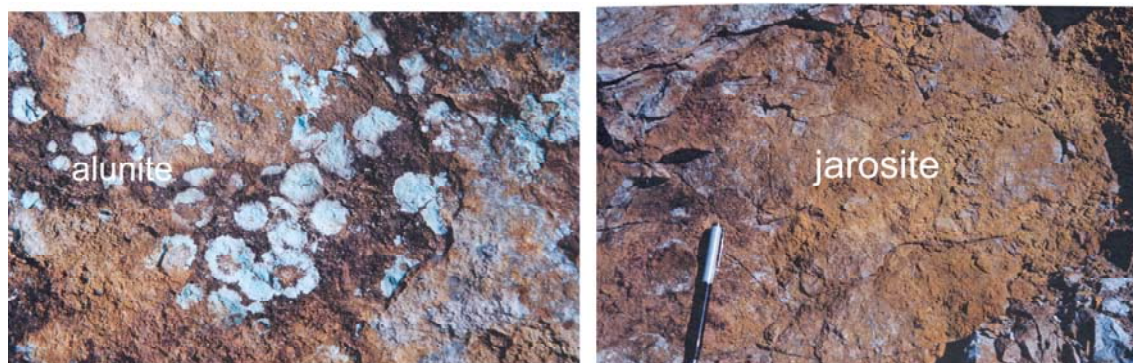
شکل ۲. الف) بافت گرانوفیریک در لوکوگرانیت علی آباد، رشد تداخلی به صورت نیمه شعاعی در اطراف آلکالی فلدسپات (ارتوکلاز در وضعیت خاموشی) دیده می‌شود (xpl). ب. بافت میکروگرافیک، کوارتزها در زمینه ارتوکلاز (تا حدودی کائولینیتی شده) قرار گرفته‌اند (xpl). ج. پلاژیوکلاز با ماکل Chessboard در توده‌های نفوذی علی آباد-دره زرشک (Xpl).

تجزیه شده‌اند) همراه با کوارتز تداعی کننده بخش کلاهدک آهنی است. این بخش در همراهی با کانیهای اسکارن (گارنت) است.

زمین شیمی سنگهای نفوذی

جهت تعیین ترکیب شیمیایی توده های نفوذی چندین نمونه از سنگهای آذرین سالم برای انجام آزمایشهای زمین شیمیایی به آزمایشگاه ارسال شد. با توجه به نتایج آزمایشات XRF (جدول ۱)، سنگهای منطقه مورد بررسی ترکیب شیمیایی گرانیت تا گرانودیوریت دارند. (جدول ۱، شکل ۵ الف). نمایش نمونه‌ها بر نمودار AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Fe_2O_3 , MgO)، (شکل ۵. ب) نشان می‌دهد که این گرانیتوئیدها ماهیت کلسیمی- قلیایی داشته و به قطب A کشش قابل توجهی دارد، نتایج محققان پیشین [۶۰] نشان داده است که این سنگها متعلق به سیستم مس پورفیری هستند که به میزان گسترده‌ای تحت تاثیر دگرسانی فلیک قرار گرفته است.

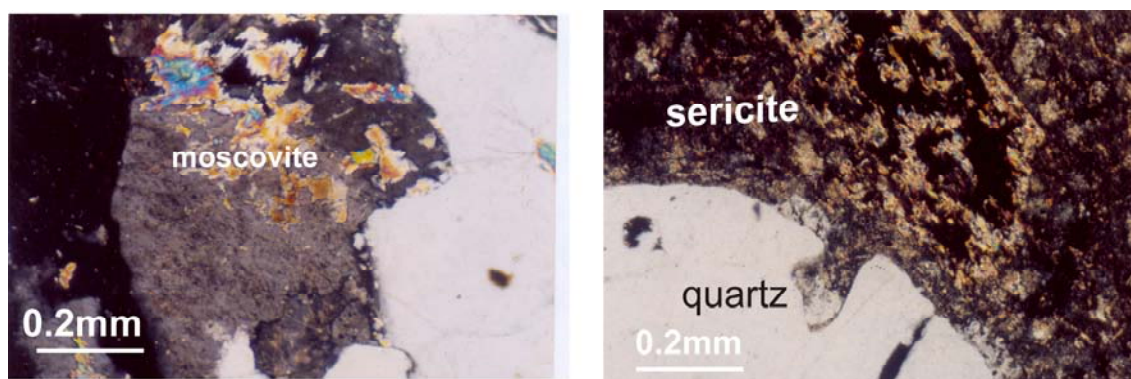
زون آرژیلیک پیشرفته با رخداد آلونیت و ژاروسیت مشخص است. آلونیت به رنگ سفید تا سبز خیلی کم‌رنگ با جلای خاکی، شکست صدفی به گونه رگه‌چهای تا قلوه ای دیده می‌شود (شکل ۳ الف). پیدایش ژاروسیت بسیار گسترده‌تر می‌باشد. این کانی به رنگ قهوه‌ای مایل به زرد و حنایی با رخداد رگچه‌ای دیده می‌شود (شکل ۳ ب). کوارتز، مسکوویت‌های سریستی شده کانیهای اصلی تشکیل دهنده زون دگرسانی فلیک است (شکل ۴ الف و ب). در حقیقت سریستی شدن فلدسپات‌های سازنده کنگلومرا و به ویژه ماسه سنگهای آرکوزی بطور گسترده دیده می‌شود. ژاروسیت در زیر میکروسکپ با چند رنگی بالا و در همیافتی با سریست و کوارتز دیده می‌شود. فیروزه بصورت قلوه‌ای تا رگچه‌ای همراه با آلونیت، ژاروسیت و کوارتز مشاهده می‌شود. در مشاهدات صحرایی رخداد مس تنها به صورت آغشتگی سنگها با مالاکیت، آزوریت نمایان است. اکسیدهای آهن (به خصوص پیریت‌های تمام شکل‌دار (مکعبی) که همه به گوئیت



الف

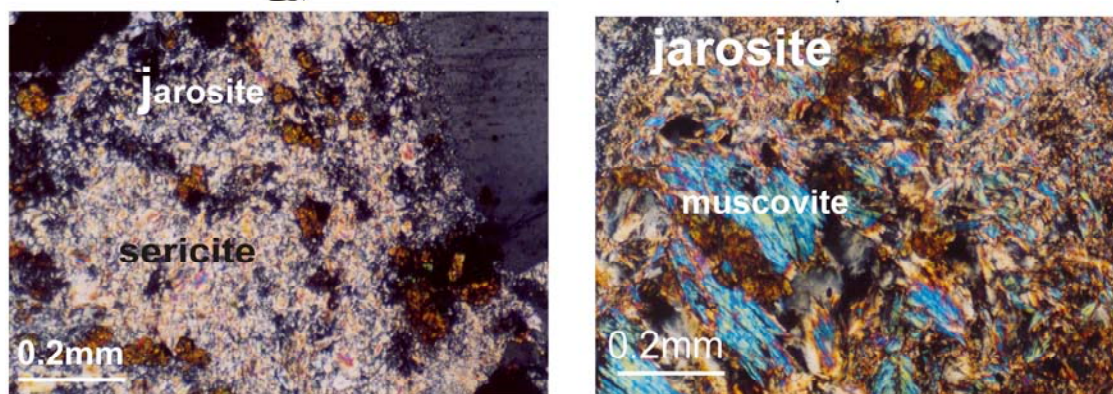
ب

شکل ۳. الف. آلونیت توده‌ای شکل همراه با اکسیدهای آهن و ژاروسیت. ب. ژاروسیت بصورت رگه‌چهای بر سطح یک شکستگی.



الف

ب



ج

د

شکل ۴. الف. مسکوویت شدن بخشی از یک ارتوکلاز در زون دگرسانی فیلیک (xpl). ب. سریسیتی شدن کامل یک آکالی فلدسپات در یک سنگ ولکانیک داسیتی با دگرسانی شدید. فنوکریست کوارتز با خرده شدگی خلیجی در حواشی زون سریسیتی شده نیز حضور دارد. ج. رخداد پراکنده بلورهای ژاروسیت درون بخشهای سریسیتی شده دانه ریز (xpl). د. پرشدگی فضای بین مسکوویت‌ها توسط ژاروسیت بافت بین شکافی (xpl).

۱۰۰ متر و ضخامت ۱۰ متر و دارای عرض ۲۰ متر می باشد. در این میان مجموعه کانیهایی زیر که پی‌آمد دگرگونی مجاورتی و تاثیر سیالات گرمایی می‌باشد، تشخیص داده شده است: گارنت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت، پیریت، اکسیدهای آهن (گوتیت ...)، مالاکیت و آزوریت. گمان می‌رود نفوذپذیری کنگلومراها و وجود بخشهای بزرگ مرمر به‌ترتیب عامل مهمی برای تراوش محلول‌ای گرمایی و کانی سازی گارنت‌های کلسیم‌دار بوده است.

در نمونه‌های دستی گارنت‌ها بیشتر به رنگ قهوه‌ای و خیلی کمتر به رنگ حنایی دیده می‌شوند. گارنت‌ها بیشتر در زمینه کلسیتی دیده می‌شوند و در برخی موارد پرکننده فضای خالی در ژئودهای کلسیتی و کوارتزی هستند. همیافتی بلورهای بزرگ پیریت، کوارتز و گارنت شاخص زون اسکارن است.

در برشهای میکروسکوپی گارنت با بافت پرفیروبلاستیک در زمینه کلسیت و کوارتز دیده می‌شود. به طور کلی گارنت‌ها همسانگرد بوده ولی در برخی موارد دارای حاشیه ناهمسانگرد به رنگ زرد عسلی هستند. این بخش ناهمسانگرد دارای منطقه‌بندی و ماکل‌های پیچیده است که به صورت پوششی (overgrowth) بر روی بخش بی‌رنگ و همسانگرد دیده می‌شود (شکل ۷ الف). علاوه بر این گارنت‌ها دارای بافتهای زیبای حلقوی (atoll texture) و حواشی انحلالی (resorbed margins) در زمینه‌ای از کوارتز و کلسیت هستند (شکل ۷ ب).

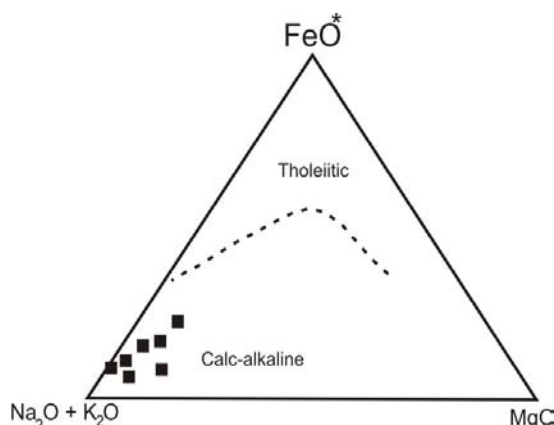
لوپکوگرانیت‌های شمال غربی شیرکوه در نمودار A/NK در مقابل A/CNK در موقعیت گرانیت‌های پرآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). نسبت مولار Al_2O_3 در آنها از مجموع نسبت‌های مولار $Na_2O + K_2O + CaO$ بیشتر است. به دلیل سرستی شدن پلاژیوکلازها (شکل ۴ الف و ب) مقدار Al محیط بالارفته و سنگها طبیعت پرآلومینوس را نشان می‌دهند. داده‌های عناصر جزئی، ماگماتیسیم منطقه را در ارتباط با محیط فرورانیش نشان می‌دهد چرا که نمونه‌ها محدوده VAG (volcanic arc granitoid) و گرانیت‌های همزمان با تصادم را قرار گرفته‌اند (شکل ۶ ب). اسلامی‌زاده [۸] این گرانیتوئیدها را در رده گرانیت‌های تیپ I جای داده است و آنها را گرانیتوئیدهای فلسیک تفریق یافته می‌داند که از ذوب زیر پوسته‌ای (infracrystal) حاصل شده‌اند و تفریق عناصر کمیاب در آنها دیده می‌شود. وجود هورنبلند در این گرانیت‌ها نشان‌دهنده تیپ ماگمایی آنها است. مقدار Na_2O در این گرانیت‌ها بیشتر از ۳/۲٪ است که با گرانیت‌های تیپ I در سایر نقاط دنیا مطابقت دارد [۸ و ۶].

بررسی روابط صحرایی و پتروگرافی اسکارن

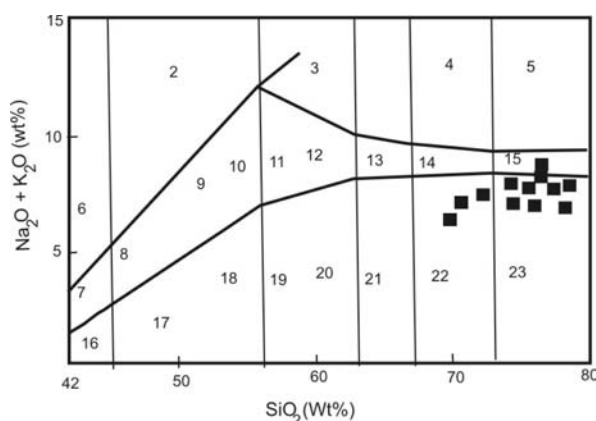
کنگلومراهای پلی‌ژنیک سازند سنگستان در مجاورت توده‌های نفوذی بیشتر از دیگر واحدهای سنگی یعنی ماسه‌سنگهای آركوزی سازند سنگستان و شیل‌ها و ماسه‌سنگهای کوارتزیتهی سازند نای بند متأثر شده‌اند. زون دگرگونی مجاورتی به طول

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی ۱۱ نمونه سنگ از توده‌های نفوذی منطقه علی آباد-دره زرشک

SAMPLE	DM-1	DM-2	DM-3	DM-4	DM-5	DM-6	DM-7	DM-8	DA-1	DA-2	DA-3
SiO ₂	۷۵٫۹۷	۷۳٫۱۰	۷۹٫۲۵	۷۵٫۹۵	۸۰٫۲۴	۷۹٫۰۵	۸۰٫۴۰	۷۸٫۱۷	۷۴٫۴۸	۶۴٫۵۰	۶۰٫۵۱
Al ₂ O ₃	۱۴٫۲۳	۱۴٫۷۰	۱۲٫۵۴	۱۳٫۷۸	۱۱٫۹۷	۱۲٫۴۷	۱۱٫۸۷	۱۲٫۴۹	۱۴٫۱۵	۱۵٫۵۰	۱۷٫۶۱
TiO ₂	۰٫۱۳	۰٫۲۸	۰٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۶۰	۰٫۰۹
FeO	-	-	۰٫۶۲	۰٫۵۳	۰٫۵۸	۰٫۴۷	۰٫۴۵	۰٫۴۵	۰٫۴۷	۰٫۶۵	۰٫۴۷
Fe ₂ O ₃	۱٫۰۷	۱٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۳٫۲۱	۴٫۲۴
CaO	۰٫۳۲	۰٫۲۰	۰٫۴۴	۰٫۹۸	۰٫۶۶	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۵۸	۲٫۶۷	۴٫۵۴	۵٫۶۰
MgO	۰٫۲۰	۰٫۲۱	-	۰٫۱۱	-	۰٫۰۴	-	۰٫۰۶	۱٫۲۵	۳٫۷۴	۴٫۲۳
K ₂ O	۴٫۹۲	۰٫۳۰	۰٫۳۵	۲٫۳۵	۰٫۵۸	۲٫۱۲	۰٫۴۰	۰٫۸۳	۰٫۷۱	۰٫۴۱	۱٫۷۰
Na ₂ O	۳٫۲۷	۶٫۷۲	۶٫۵۴	۴٫۸۶	۵٫۴۳	۴٫۷۹	۶٫۰۱	۵٫۷۱	۴٫۴۲	۶٫۲۰	۵٫۲۰
Total	۱۰۰٫۱۱	۹۹٫۳۱	۹۹٫۸۰	۹۸٫۷۷	۹۹٫۵۹	۹۸٫۹۰	۹۹٫۶۶	۹۸٫۳۰	۹۸٫۳۱	۹۹٫۳۵	۹۹٫۶۵

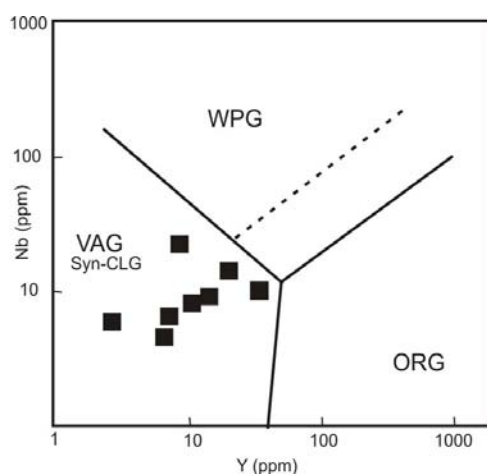


ب

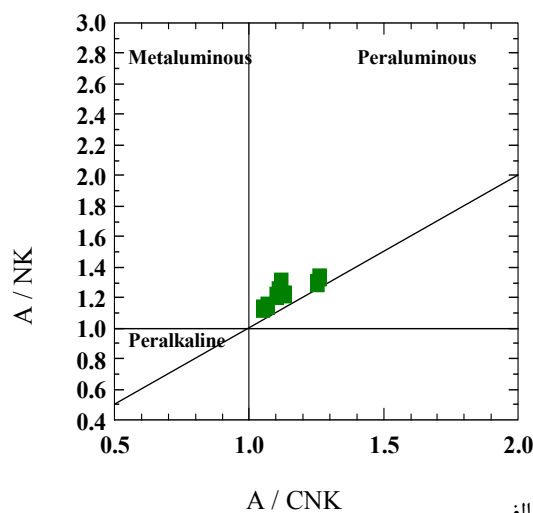


الف

شکل ۵: الف. جایگاه سنگهای منطقه بر روی نمودار درصد وزنی $K_2O + Na_2O$ در مقابل SiO_2 [۱۱] نمونه‌ها در محدوده ۲۲- گرانودیوریت و ۲۳- گرانیت قرار دارند. ب. نمودار AFM و موقعیت گرانیتوئیدهای منطقه بر روی آن [۱۲]، ماگمای سازنده سنگها ترکیبی کلسیمی-قلیایی دارد.



ب

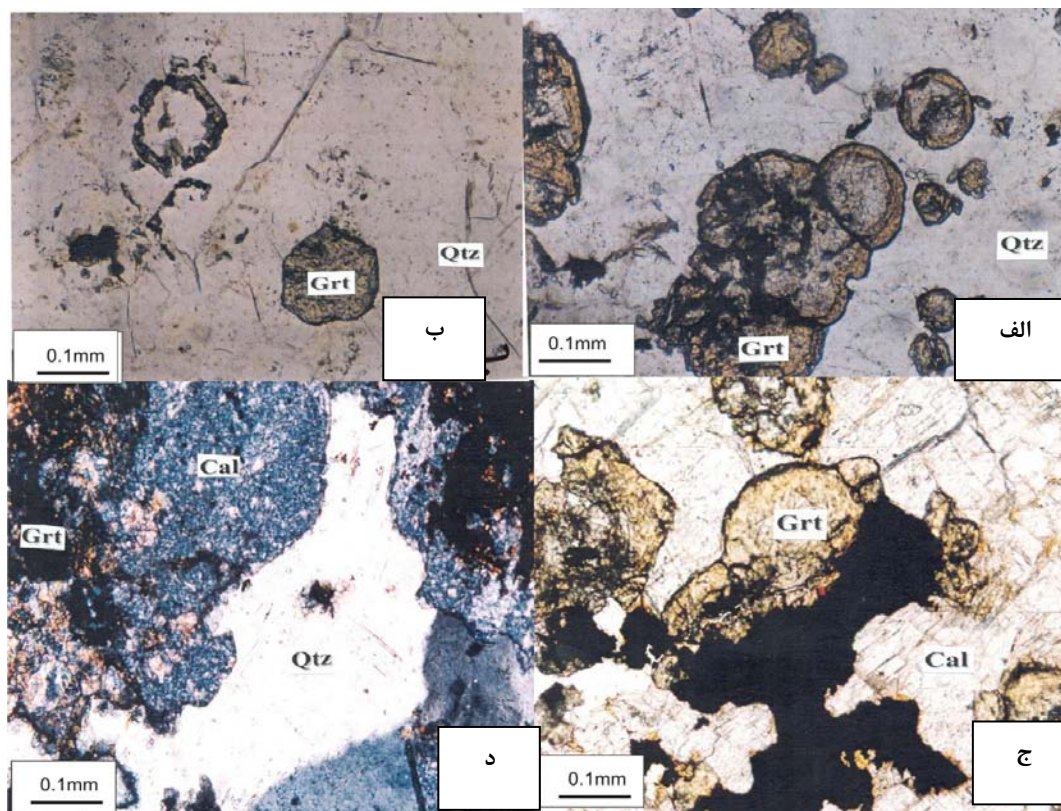


الف

شکل ۶: الف. تقسیم بندی نمونه های مورد مطالعه در نمودار نسبت های مولی A / CNK در مقابل A / NK [۱۳]، قرار گیری نمونه ها در محدوده پرآلومینوس نشان دهنده رخداد دگرسانی در این سنگها است. ب. نمودار Nb در برابر Y، نمونه های منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیت های کمان آتشفشانی و همزمان با تصادم قرار می گیرند [۱۴].

بخش های سیلیسی شده خرده های اپیدوت مانند گارنت ها در زمینه ای از کوارتز شناور هستند. در برخی موارد پیریت های مکعبی کاملاً اکسید شده همراه کوارتزهای تمام شکل دار در این مجموعه دیده می شود. کلسیت در واپسین مرحله کانی سازی اسکارن پس از سیلیسی شدن با بافت میان شکافی (interstitial) شکل گرفته است. در پاره ای از موارد بافتها نیز نشانگر خورده شدگی و انحلال حواشی کوارتزهای دانه ریز در مجاورت کانی کلسیت می باشد (شکل ۸ د).

جانشینی اکسیدهای آهن در گارنت ها نیز دیده می شود (شکل ۷ ج)، همچنین واکنشهای برگشتی منجر به شکل گیری کانی های کوارتز، کلسیت، کلریت و هماتیت به جای گارنت (pseudomorph) شده اند. همیافتی اپیدوت - گارنت در بخش کانی سازی شده یک پدیده مشخص می باشد. اپیدوت بیشتر در میکروکنگلومراها تا آرکوزهای سازند سنگستان دیده می شود که در این سنگها بیشتر جانشین قطعات تخریبی پلاژیوکلاز آرکوزها شده است. در



شکل ۷. الف. گارنتها با حواشی خورده شده دارای پوشش گارنت قهوه‌ای ناهمسانگرد و نواحی بی‌رنگ داخلی همسانگرد در زمینه کوارتز (PPL). ب. گارنت با بافت حلقوی و حواشی خورده شده و در حال تحلیل در زمینه کوارتز - شبی از یک گارنت که حدود آن و مرکز آن توسط کوارتز و کمی کلریت محفوظ مانده است نیز دیده می‌شود (PPL). ج. تبلور مستقل کانه در فضای بین بلوری گارنت و کلسیت (PPL). د. رخداد کلسیت بعد از کوارتز، همانطور که دیده می‌شود مرز کوارتز با کلسیت خورده شدگی نشان می‌دهد و گارنت‌های کلریتی - کلسیتی شده داخل بخش کلسیتی حضور دارند (XPL).

ژئوشیمی گارنتها

از ویژگیهای شاخص گارنتها وجود پهنه بندی (زوناسیون) است. برای شناسایی بهتر الگوی این ساختار و همچنین تعیین ترکیب شیمیایی آن از تصاویر BSE و آنالیزهای میکروپروب استفاده شده است (شکل ۸). ژئوشیمی گارنتها نوسانات تند سری محلول جامد گروسولار - آندرادیت را نشان می‌دهد (جدول ۲ و شکل ۹). ساختار زونه در گارنتها از نوع نوسانی (oscillatory) با الگوی پیچیده است. در بیشتر موارد مرز پهنه‌بندیها تند و خطواره آن چنان که در گارنتهای با ساختار معمول موسوم است دیده نمی‌شود در این گونه موارد، به نظر می‌رسد سیالات سازنده پهنه‌های جدید با گارنت قبلی (هسته) واکنش داشته‌اند و ایجاد بافت‌های انحلالی (resorbtion) نموده‌اند. تغییر ضخامت، تفاوت در

شکل و تعداد پهنه‌ها از یک بلور به بلور دیگر و قطع شدگی امتداد پهنه‌ها در گارنتها عادی است. منطقه‌بندی گروسولار را می‌توان تابع عوامل فشار و دما دانست [۱۵]. در فشار و ترکیب شیمیایی ثابت میزان گروسولار گارنتهای گراندیتی با کاهش دما افزایش می‌یابد. جم‌تویت و همکاران [۱۶] نشان داده‌اند که دما تنها عامل منطقه‌بندی گارنت در اسکارنها نیست. علاوه بر آن مطالعات دیگر نامبردگان نشان می‌دهد که شواهد کانیهای همزیست و میان‌بارهای سیال برای هسته و حاشیه گارنت، دماهای متفاوتی را نشان داده است. با این وجود دو دلیل اصلی برای منطقه‌بندی درنظر گرفته شده است [۱۶] الف: عوامل بیرونی که عمدتاً در ارتباط با تغییر در ترکیب سیالات

گرمایی است؛ ب: ناآمیختگی در سیستم دوتایی گروسولار-آندرادیت.

یاردلی و همکاران [۱۷] بر این عقیده‌اند، که جریان سیالات در سیستم‌های گرمایی معمولاً با پدیده جوشش همراه است این عمل سبب اکسایش در سیال و افزایش سریع در نسبت Fe^{+3}/Al^{+3} و در نتیجه رشد و شکل‌گیری سریع آندرادیت می‌شود.

برای منشاء یابی سیالات سازنده گارنتها با منطقه‌بندی نوسانی از مطالعات ایزوتوپ پایدار اکسیژن نیز کمک گرفته شده است [۱۸]. بر مبنای مطالعات فوق مناطقی از گارنت که دارای نسبت بالای Fe^{3+}/Al است، میزان δO^{18} بیشتری از منشاء سیالات ماگمایی نشان می‌دهد و مناطق با نسبت پایین Fe^{3+}/Al دارای مقدار پایین‌تر δO^{18} از منشاء سیالات جوی هستند.

مسعودی و همکاران [۱۹] معتقدند با توجه به این که Al جزو عناصر HFSE بوده و در سیالات گرمایی به‌کندی انتقال می‌یابد به نظر می‌رسد تجزیه کانیهای محلی برای مثال پلاژیوکلاز، کلریت و سیرسیت در تأمین Al^{+3} برای گارنت نقش عمده‌ای دارد. بنابراین هنگامی که نسبت جریان سیال و رشد گارنت کند باشد تجزیه کانیهای محلی موجب می‌شود که میزان Al^{+3} در سیالات پایدار بماند. کاهش سریع در تمرکز Al با افزایش سریع عضو انتهایی آندرادیت همراه است. در این مرحله کنترل‌کننده‌های خارجی نقش مهمتری در تغییر ترکیب سیالات دارند.

در منطقه علی‌آباد-دره زرشک نیز به نظر می‌رسد، وجود آركوزهای غنی از فلدسپات و همینطور قطعات گرانیات شیرکوه که از سازنده‌های کنگلومراها هستند می‌تواند به‌عنوان یک پتانسیل محلی Al عمل کند. چنانچه که عملکرد سیال گرمایی به شکل ضربانی یا دوره‌ای بوده باشد می‌توان پنداشت در دوره‌های آرامش فرصت کافی برای دگرسانی فلدسپاتها و آزادسازی یونها یا ترکیبات Al وجود داشته است. شواهد پتروگرافی همایندی فلدسپاتهای دگرسان را در مجموعه کانیایی نشان داده است.

فقدان ترکیب شیمیایی مشخص از محلول جامد سری گراندیت در دماها و فشارهای مختلف توسط عده‌ای از محققان [۲۰ و ۲۱] گزارش شده است. برای مثال با

آزمایشهای تجربی دریافتند که ناآمیختگی در سیستم گراندیت در حدود $300^{\circ}C$ و فشار بیش از ۳ kbar با دمای بحرانی $450^{\circ}C$ تا $500^{\circ}C$ به وقوع می‌پیوندد، این ناآمیختگی در گستره ترکیبی $0.08 < X_{Grs} < 0.5$ وجود دارد. همچنین وجود ناآمیختگی در دمای $350^{\circ}C$ و در محدوده ترکیبی $0.09 < X_{Grs} < 0.65$ گزارش شده است.

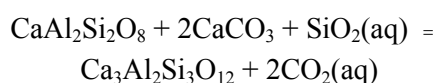
به صورت محلی در همیافتی با گارنتها، اپیدوت، کوارتز، کلسیت و آثاری از کانه‌های سرب و منگنز نیز دیده می‌شود. گارنت شامل درصدی از اسپسارتین بصورت محلول جامد می‌باشد (جدول ۲). هرکدام از این کانیها در شرایط ویژه‌ای از fO_2 شکل می‌گیرند که این امر ناپایداری شرایط fO_2 در سیال گرمایی را نشان می‌دهد. نفوذپذیری بالای کنگلومراها جریان آسان و سریع سیالات گرمایی از هر منشاء (ماگمایی - جوی) را ممکن می‌سازد. لذا می‌توان گفت محیط نهشت گارنتها در کنگلومراهای منطقه توانایی پذیرش تغییرات شدید و ناگهانی fO_2 را داشته است.

محفوظ ماندن منطقه‌بندی در گارنت با تغییر ترکیب شیمیایی ناگهانی نشان می‌دهد که این گارنتها تحت تأثیر حوادث بعدی نظیر متاسومانیسم یا دگرگونی قرار نگرفته‌اند چرا که این حوادث می‌توانند باعث ایجاد نشر (diffusion) و محو شدن ساختمان منطقه‌ای شوند.

پتروژنز مجموعه کانیهای اسکارن - دگرسانی

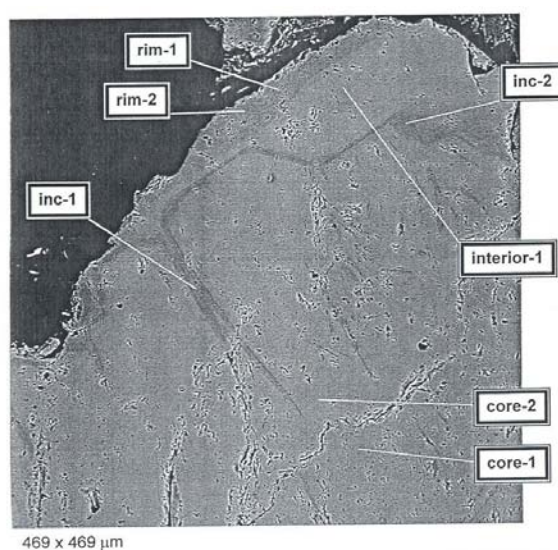
پتروژنز اسکارن ها یکی از پیچیده ترین مسائلی است که در مطالعه سنگهای دگرگونی وجود دارد. بنابراین با توجه به تنوع کانیهایی که در این گروه از سنگها دیده می‌شود، تعیین منشا اسکارنها و شرایط تشکیل آنها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در منطقه مورد مطالعه گارنت یکی از مهمترین و فراوانترین کانی‌های سازنده اسکارن است بنابراین به چگونگی تشکیل این کانی اشاره می‌شود.

ترسی و فورست [۲۳] واکنش زیر را برای پیدایش گروسولار پیشنهاد می‌کنند:

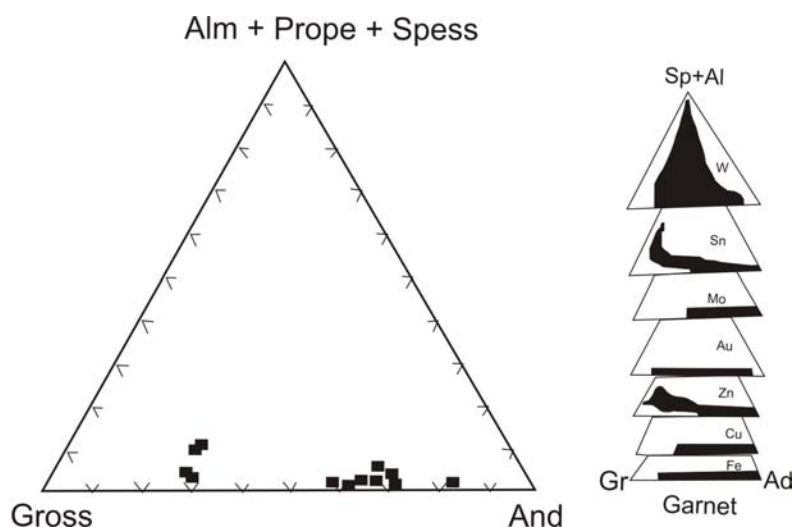


جدول ۲. آنالیزهای میکروپروب گارنت و محاسبه درصد اعضای انتهایی در گارنتها.

Label	No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	And%	Gross%	Spess %
DM2-1	۵	۳۷,۲۰	۰,۱۰	۱۳,۴۱	۱۲,۳۲	۰,۶۹	۰,۰۰	۳۵,۲۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۹۲	۳۶,۴۵	۵۷,۱۸	۵,۴۲
DM2-1	۶	۳۶,۷۷	۰,۰۰	۱۱,۹۷	۱۳,۸۱	۰,۷۱	۰,۰۰	۳۴,۸۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۱۴	۳۸,۶۱	۵۵,۲۵	۳,۰۱
DM2-2rim	۷	۳۶,۶۳	۰,۰۳	۱۱,۴۸	۱۴,۶۱	۰,۷۲	۰,۰۰	۳۴,۸۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۲۷	۴۱,۱۲	۵۵,۱۹	۴,۱۱
DM2-G1inter-1	۸	۳۵,۲۷	۰,۰۰	۰,۰۶	۲۸,۱۸	۰,۲۳	۰,۰۲	۳۳,۰۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۶,۸۴	۸۰,۶۰	۱۵,۴۵	۱,۸۰
DM2-G1inter-2	۹	۳۵,۱۶	۰,۰۲	۰,۰۶	۲۸,۰۹	۰,۲۳	۰,۰۱	۳۳,۳۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۶,۹۱	۷۹,۸۷	۱۵,۳۵	۲,۰۳
DM2-G1rim-1	۱۰	۳۵,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۴	۲۸,۸۶	۲,۳۳	۰,۰۱	۳۰,۹۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۱۵	۸۱,۳۰	۱۰,۹۵	۵,۳۶
DM2-G1rim-2	۱۱	۳۴,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۶	۲۸,۸۸	۲,۴۷	۰,۰۰	۳۰,۷۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۶,۲۵	۸۰,۲۵	۱۲,۸۴	۵,۴۱
DM2-G2-core-1	۱۲	۳۵,۵۴	۰,۰۲	۰,۱۰	۲۸,۲۶	۰,۳۱	۰,۱۰	۳۳,۰۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۴۰	۸۰,۵۴	۱۶,۲۱	۰,۹۸
DM2-G2-core-2	۱۳	۳۵,۳۶	۰,۰۰	۰,۰۳	۲۸,۴۴	۰,۲۸	۰,۱۳	۳۲,۹۹	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۲۳	۸۱,۱۴	۱۵,۴۲	۰,۸۲
DM2-G2-interio-1	۱۴	۳۴,۹۸	۰,۰۰	۰,۰۸	۲۸,۷۵	۲,۵۹	۰,۰۰	۲۹,۹۶	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۶,۳۶	۸۰,۴۳	۱۳,۳۶	۵,۲۳
DM2-G2-rim-1	۱۵	۳۶,۷۶	۰,۶۶	۶,۹۷	۲۰,۹۰	۱,۸۷	۰,۰۱	۳۲,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۹,۱۶	۷۰,۲۱	۲۴,۱۸	۳,۲۱
DM2-G2-rim-2	۱۶	۳۶,۷۶	۰,۳۲	۷,۰۵	۲۰,۹۹	۱,۶۷	۰,۰۰	۳۲,۱۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۸۹	۷۴,۰۴	۲۴,۳۱	۳,۱۲
DM2-G2-inc-1	۱۷	۳۶,۵۴	۰,۴۷	۶,۹۲	۲۰,۰۵	۱,۲۳	۰,۰۰	۳۳,۴۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۶۵	۷۰,۰۲	۲۴,۰۳	۲,۶۴
DM2-G2-inc-2	۱۸	۳۷,۲۵	۰,۲۳	۸,۴۴	۱۷,۸۲	۰,۴۹	۰,۰۴	۳۴,۷۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۹,۰۲	۶۳,۴۱	۳۴,۵۱	۰,۶۵
DM3-Ep4-dark	۲۲	۳۷,۶۳	۰,۰۹	۲۴,۳۲	۱۱,۴۳	۰,۱۲	۰,۰۰	۳۵,۵۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۱۱	۵۸,۳۰	۳۹,۲۳	۰,۸۹
DM3-Ep4-brite	۲۳	۳۷,۳۴	۰,۰۶	۲۱,۶۰	۱۴,۸۵	۰,۱۳	۰,۰۰	۲۳,۱۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۱۱	۶۰,۱۴	۳۵,۴۵	۰,۹۴
DM3-G1-core	۲۴	۳۴,۹۶	۰,۰۰	۰,۲۹	۲۷,۹۷	۰,۵۵	۰,۰۲	۳۲,۹۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۶,۷۱	۶۵,۳۵	۳۰,۹۶	۰,۸۵
DM3-G1-core2	۲۵	۳۳,۶۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۲۸,۱۸	۰,۴۵	۰,۰۳	۳۲,۸۵	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۵,۱۶	۶۷,۱۴	۳۰,۸۲	۰,۶۷
DM3-G1-intrim-1	۲۶	۳۶,۸۶	۰,۱۲	۹,۷۱	۱۶,۵۷	۰,۷۱	۰,۰۳	۳۴,۵۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۵۳	۵۸,۴۲	۳۸,۰۶	۱,۰۲
DM3-G1-extrim-1	۲۷	۳۶,۸۲	۱,۱۵	۹,۳۵	۱۷,۲۸	۳,۹۷	۰,۰۰	۳۰,۲۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۸۳	۶۲,۰۸	۳۳,۷۴	۱,۲۳
DM3-G2-core1	۲۸	۳۵,۷۴	۰,۰۴	۰,۰۶	۲۸,۲۱	۰,۴۶	۰,۰۳	۳۲,۸۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۳۶	۷۵,۲۱	۲۰,۱۷	۰,۸۶
DM3-G2-core2	۲۹	۳۵,۷۳	۰,۰۲	۰,۱۳	۲۷,۹۶	۰,۴۸	۰,۰۴	۳۳,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۳۹	۶۷,۳۳	۱۹,۲۵	۰,۸۷
DM3-G2-interior1	۳۰	۳۷,۸۵	۰,۰۰	۱۳,۰۴	۱۲,۱۱	۰,۸۱	۰,۰۱	۳۳,۲۵	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۹,۰۷	۵۱,۳۰	۴۵,۶۷	۱,۵۴
DM3-G2-interior2	۳۱	۳۷,۰۵	۰,۰۸	۱۲,۶۱	۱۲,۷۳	۰,۸۴	۰,۰۱	۳۵,۲۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۵۳	۵۵,۱۱	۴۳,۶۳	۱,۳۱
DM3-G2-rim1	۳۲	۳۵,۹۴	۰,۸۳	۸,۷۷	۱۷,۹۰	۴,۷۵	۰,۰۰	۲۹,۴۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۶۱	۶۳,۵۴	۲۹,۶۲	۶,۳۴
DM3-G2-rim2	۳۳	۳۶,۸۵	۰,۷۷	۹,۴۹	۱۷,۶۸	۵,۱۰	۰,۰۰	۲۸,۹۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۸۵	۶۳,۱۲	۳۰,۱۴	۵,۹۸



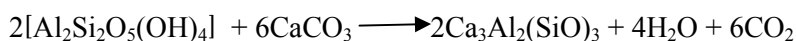
شکل ۸. تصویر BSE نمونه بلور گارنت با ساختمان منطقه‌ای در زمینه کوارتز.



شکل ۹. نمودار توزیع ترکیب شیمیایی گارنت های منطقه مورد مطالعه و مقایسه آن با ترکیب گارنت های اسکارن سایر نقاط دنیا [۲۲].

آنورتیت و ولاستونیت در دماهای بالا پایدار هستند. بنابراین کاملاً منطقی است واکنش تشکیل گروسولار در اسکارن های این منطقه را به خرج کائولینیت و کلسیت در نظر بگیریم، یعنی سنگهای آهکی حاوی مقدار کمی رس یا مارن باشد.

از آنجایی که آنورتیت در سنگهای آهکی علی آباد-دره زرشک مشاهده نشده است (به سادگی هم در دسترس نیست) و گروسولار قبل از تشکیل آنورتیت در اسکارن ها وجود می آید، همچنین ولاستونیت از واکنش کوارتز و کلسیت قبل از شکل گیری آنورتیت وجود می آید، یعنی

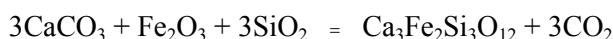


کائولینیت

کلسیت

گروسولار

داده در شکل ۱۰ شکل گیری گروسولار در دمای ۳۸۰ تا ۵۳۰ درجه سانتی گراد انجام می گیرد. میاشیرو [۲۵] بر این باور است که مجموعه کوارتز و گروسولار تحت فشار کم CO_2 پایدار می ماند و با افزایش دما واکنش تشکیل ولاستونیت + آنورتیت انجام می گیرد. دیر و همکاران [۲۴] واکنش زیر را برای شکل گیری آندرادیت پیشنهاد می کند:



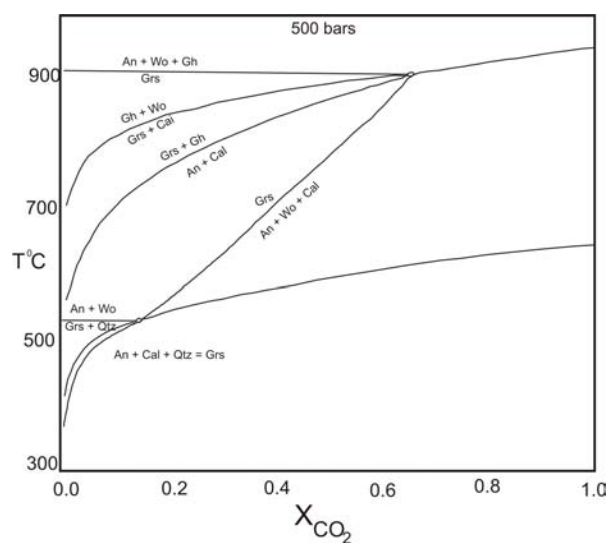
کلسیت

آندرادیت

معدنی [۲۶] در محدوده دمایی $400-650^\circ\text{C}$ و فشار ۳-۴ kbar و $X_{\text{CO}_2} < 0.1$ شکل گرفته است. در مجموع با توجه به بررسیهای صحرایی، مطالعات پتروگرافی و زمین شیمیایی مراحل تشکیل اسکارن علی آباد- دره زرشک در جدول ۳ آورده شده است.

دیر و همکاران [۲۴] نشان داده اند که مناسب ترین شرایط برای تشکیل گروسولار از مخلوط واکنشی کائولین، SiO_2 ، CaO و CaCl_2 دمای 900°C و فشار ۲۰۰۰۰ اتمسفر است. اما در مخلوطی از سیلیس، کلسیت و اکسید آلومینیوم با نسبت های $3\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : 3\text{CaCO}_3$ ولاستونیت و گروسولار در 500°C تشکیل می شود. بر اساس نمودار نشان

از طرفی مطالعات زمین دماسنجی بر روی میان بارهای سیال بلورهای کوارتز همیافت با گارنت و پیریت ها دمای متوسط 380°C را نشان داده است [۲۳]. لذا محدوده دمایی 380°C تا 530°C در $X_{\text{CO}_2} = 0.1$ و فشار ۰.۵ kbar و فوگاسیته پائین اکسیژن برای اسکارن منطقه در نظر گرفته می شود (شکل ۱۱). اکثر اسکارنهای همیافت با نهشته های اقتصادی



شکل ۱۰. نمودار $T-X_{CO_2}$ در ۵۰۰ بار در سیستم CAS (H_2O-CO_2) محاسبه شده در Geo-Cal [۲۳].

جدول ۳. مراحل تشکیل اسکارن در ارتباط با دگرسانیهای رخ داده در منطقه علی آباد- دره زرشک.

کانیها	اسکارن		اکسیداسیون (جوی؟)	دگرسانی فیلیک	دگرسانی آرژیلیک پیشرفته
	گامه اصلی	گامه تأخیری			
گارنت	—				
اپیدوت	—	—			
کلسیت	—	—			
کوارتز		—	—	—	—
پیریت		—			
کانه اولیه مس؟		—			
کلریت		—			
اکسیدهای آهن			—		
مالاکیت - آزوریت			—		
سریسیت	-----	—		—	
کائولینیت				—	
آلونیت					—
ژاروسیت					—
فیروزه					—

نتیجه گیری

ماگماتیسزم تاخیری در حاشیه غربی باتولیت شیرکوه با سن الیگوسن شکل گیری اسکارن، گارنتهای اسکارن، منطقه بندی نوسانی در نتیجه تحولات زودگذر سیالات گرمایی از منابع مختلف را نشان می دهند. تفاوت الگوی منطقه بندی در گارنتها نشان می دهد که تغییر پذیری سامانه هیدروترمال به شکل زمانی - مکانی بوده است.

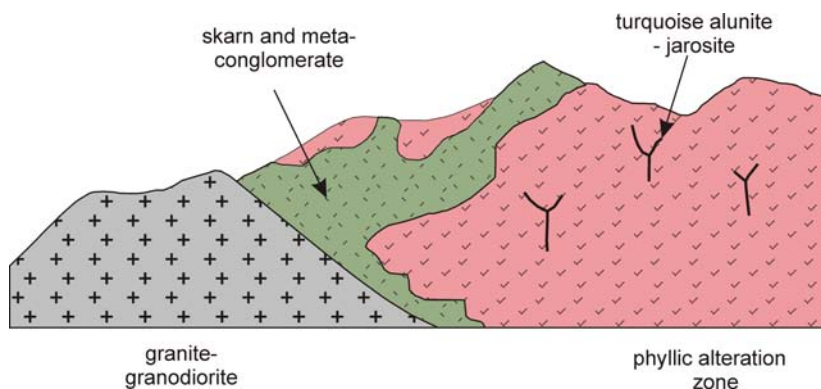
تغییرات سریع منطقه بندی در گارنتها می تواند به دلیل کاهش فشار بر سامانه هیدروترمال و در نتیجه، پدیده جوشش هیدروترمال می باشد. پدیده جوشش می تواند موجب بالا رفتن fO_2 و رشد گارنت آندرادیته شده باشد. حال اگر جریان سیالات هیدروترمال را دوره ای در نظر بگیریم در فاصله زمانی بین دوره های جوشش که با کم شدن fO_2 همراه بوده است گارنتهای گروسولار رشد یافته اند.

اصولاً استوکهای گرانودیوریت کلسیمی - قلیایی تا کوارتز مونوزیتی واقع در کمرندهای کوهزائی حاشیه قاره ای

می توانند با وجود سنگهای کربناته در همجواری خود اسکارنهای مس را تشکیل دهند [۲۷ و ۲۲]. اغلب نفوذیه های فوق از نوع پورفیری با جایگیری در سطوح بالای پوسته مشخص هستند و با کانی سازی مس از نوع پورفیری همراه هستند. به عقیده ژیلبرت [۲۸] کانسارهای اسکارنی در مجاورت کانسارهای فلز پایه پورفیری متداول هستند. در منطقه مورد مطالعه کانسار مس علی آباد - دره زرشک از نوع پورفیری معرفی شده است [۶ و ۸]. لذا اسکارنهای این منطقه نیز در ارتباط با توده نفوذی و همراه با کانی سازی مس پورفیری است (شکل ۱۱). در این میان ترکیب شیمیایی گارنتها نیز به عنوان یک شاخص پتروژنتیکی برای محیطهای اسکارنی با کانی سازی مس معرفی می شود.

تشکر و قدردانی

نویسندگان این مقاله از حمایتهای دانشگاه شیراز و دانشگاه شهید بهشتی در به انجام رسیدن این پروژه قدردانی می کنند.



شکل ۱۱. مدل فرضی که ارتباط زون دگرسانی فیلیک، زون دگرگونی اسکارن و توده نفوذی با ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی را نشان می دهد.

مراجع

- [۳] نبوی م. ح.، نقشه چهارگوش یزد، مقیاس ۱:۲۵۰/۰۰۰ سازمان زمین شناسی کشور (۱۹۷۲).
- [۴] Forster, H., Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran, Journal of the Geological society of London, 135 (1978) 443-445.
- [۵] سبزهئی م.، علایی مهابادی، س.، گزارش مقدماتی مطالعات زمین شناختی و سنگ شناختی مرمها و اسکارنهای منطقه ده بالا، یزد، مدیریت زمین شناسی منطقه جنوب خاوری مرکز کرمان، منتشر نشده، (۱۳۶۵) ۳۵ ص.

[۱] مکی زاده م. ع. بررسی کانی شناسی و پترولوژیکی اسکارن های ایران مرکزی (استان یزد)، دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۸۷) ۱۸۸ صفحه.

[۲] Yücel-Öztürk Y., Helvaci C., and Satir M., Genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the Evçiler granitoid (Kazdag, Çanakkale - Turkey) and comparison with world skarn granitoids: Turkish Journal of Earth Sciences, 14 (2005) 255-280.

granulite facies terrane, J. Metam. Geol., 21, (2003) 771-784.

[۱۹] مسعودی ف.، مهرابی ب. و فرازدل ف.، نوع ساختمان منطقه‌ای گارنت در اسکارنهای توده نفوذی قهرود، جنوب کاشان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال سیزدهم شماره ۱، (۱۳۸۴) صص ۴۳ تا ۶۰.

[۲۰] Engi M. Wersin P., Derivation and application of a solution Model for calcic garnet, schweizerische Mineralogische and petrographische Mitteilungen 67, (1987) 53-73.

[۲۱] Huckenholz H.G., Fehr K.T., Stability relationships of grossular + quartz + wollastonite + anorthite II, The erect of grandite- hydrograndite solid solution, Neues Jahrbuch fur Mineralogie abhand lungen 145. (1982). 1-33

[۲۲] Meinert I. D., Skarns and skarn deposits, Geoscience Canada, v. 19, (1992) 145-162.

[۲۳] Tracy R. J., Frost B. R., Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formation, In D. M., Kerrick, E. d., Contact Metamorphism, Min. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy, 26, (1991) 207-289.

[۲۴] Deer W.A. Howie R.A and zussman J., An introduction to the rock forming minerals , seventeenth impression, Longman , (1991) 528p.

[۲۵] Miyashiro A., Metamorphism and metamorphic belts, George Allen and Uniwin, London, (1973) 495 p.

[۲۶] Einaudi M. T., Meinert L. D. and Newberry R. J., Skarn deposits. In Econ. Geol. 75th Anniv. Econ. Geo. Publ. Co, (ed. B. J. Skinner), (1981) 317-391.

[۲۷] Robb L. 2005, Introduction to ore-forming processes, Blackwell publishing. (2005) 373.

[۲۸] ژیلبرت جان، م، زمین‌شناسی کانسارها، ترجمه سعید علیرضائی، نشر دانش امروز، (۱۳۸۵) ۱۱۵۵ صفحه.

[۶] Zarasvand A. Liaghat s. and Zentill M., Geology of the Darreh-Zereshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran, International Geology Review, 47 (2005) 620-646.

[۷] رضائیان ک.، نقره نیان م.، مکی زاده م. ع. و شرافت ش.، زمین‌شناسی و ژئزاندیس کانی فیروزه، علی‌آباد (تفت یزد)، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه) جلد هیجدهم، شماره ۲، (۱۳۸۲) صص ۱۴۵-۱۵۸.

[۸] اسلامی‌زاده ع.، پترولوژی سنگهای آذرین علی‌آباد و دره زرشک ناحیه یزد (زون ایران مرکزی) و کانه‌زائی مس وابسته به آن، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی ایران، واحد علوم و تحقیقات، (۱۳۸۲) ۲۳۱ صفحه.

[۹] Chappell B. W., and white, A. J. R., Two contrasting granite types: Pacific geology, (1974) 8, 173-174.

[۱۰] White A. J. R. and Capplle, B. W., Ultrametamorphism and granitic genesies: Tectonophysics (1974) 43, 7-22.

[۱۱] Middlemost E.A.K., Magmas and Magmatic rocks Longman Group Limited ,Essex (1985).

[۱۲] Irvine T. N., Baragar W. R. A., A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Can. J. Earth Sci., 8 (1971) 523-548.

[۱۳] Maniar P. D. and piccolo P. M., Tectonic discrimination of granitoids ,Geological society of America Bulltin, 101 (1989) 635-643.

[۱۴] Pearce J. A., Harris N. and Tindle A. G., Trace element discrimination diagrams for tectonic interprtation of granitic rocks. Jour. Petrol., 25, 4, (1984) 956-983.

[۱۵] Murad E., Zoned birefringent garnets from Thera Island, Santorini Group (Aegean Sea), Min., 40, (1975) 715-719.

[۱۶] Jamtveit B., Wogelius R. A. and Fraser D. G., Zonation patterns of skarn garnets, records of hydrothermal system evolution, Geo., 21, (1993) 113-116.

[۱۷] Yardley B.W.D., Rochelle, C. A., Barnicoat, A. C., and Liloyd, G. E., Oscillatory zoning in metamorphic minerals, Anindicator of infiltration metasomatism, Miner. Mag., 55, (1991) 357-365.

[۱۸] Clechenko C. C. and Valley J. W., Oscillatory Zoning in garnet from the Willsboro wollastonite Skarn, Adirondack Mts, New York: a record of shallow hydrothermal processes preserved in a



فرورانش دوسویه نامتقارن؛ نظریه جدید در مورد محیط تکتونوماگمایی و متالوژنی بلوک لوت، شرق ایران

رضا ارجمندزاده^{1*}، محمدحسن کریم‌پور¹، سیداحمد مظاهری¹، ژوزه فرانسیسکو سانتوز²، جورج مدینا²، سیدمسعود همام¹

1- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

2- گروه علوم زمین، مرکز تحقیقاتی ژئوبایوتک، دانشگاه آویرو، پرتغال

دریافت مقاله: 1389/7/3، نسخه نهایی: 1389/10/25

چکیده

زون‌های فرورانش به سمت غرب، برخلاف زون‌های فرورانش به سمت شرق ویژگیهای مشترکی شامل ساختارهای کم‌ارتفاع، دراز گودال عمیق، صفحه فرورونده پرشیب و حوضه پشت‌قوسی مرکب دارند. محیط تکتونوماگماتیسم و متالوژنی بلوک لوت در حال حاضر مورد بحث است و نظریات بسیاری مطرح شده‌اند. علی‌رغم اینکه برخی مساله فرورانش را مردود دانسته‌اند، اکثر محققین فرورانش را به زیر بلوک افغان در نظر گرفته‌اند، اما عده‌ای معتقدند که پوسته اقیانوسی به زیر بلوک لوت کشیده شده است. نهشته‌های مس - طلای پورفیری در محیط ژئوتکتونیکی جزایر قوسی، طی ائوسن میانی تشکیل شده‌اند، در حالی که نهشته‌های مولیبدن‌دار در ارتباط با ضخیم‌شدگی پوسته طی الیگوسن بوده‌اند. در این مقاله، داده‌های جدید عناصر کمیاب و ژئوشیمی ایزوتوپی گرانیتوئیدهای بلوک لوت همراه با شواهد ساختاری ارائه می‌شوند که نشان‌دهنده فرورانش دوسویه نامتقارن به زیر هر دو بلوک لوت و افغان با سرعت‌های متفاوت پوسته اقیانوسی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: فرورانش نامتقارن، تکتونوماگماتیسم، بلوک لوت، بلوک افغان، داده‌های ژئوشیمی ایزوتوپی.

متن انگلیسی اصل مقاله از صفحه 1 تا 14 در این شماره به چاپ رسیده است.

¹ مسئول مکاتبات arjmand176@gmail.com

راهنمای تنظیم مقاله برای چاپ در نشریه زمین‌شناسی اقتصادی

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

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

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

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

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

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

- 9) توصیه می‌شود هنگام تنظیم مقاله از یکی از واژگان منتشر شده از طرف مرکز نشر دانشگاهی استفاده و از به کار بردن کلمات لاتین که هم ارز فارسی دارند خودداری شود. در مواردی که واژه لاتین با املا فارسی نوشته می‌شود عین کلمه لاتین در زیر همان صفحه با قید شماره نوشته شود. تمام رقم‌ها در متن و جدول‌های مقالات فارسی بایستی فارسی باشد.
- 10) جدول‌ها بر کاغذ جداگانه نوشته و شماره‌گذاری و در متن مقاله فقط به شماره جدول اشاره شود. پهنای جدول از 15 cm بیشتر نباشد.
- 11) اصل عکس‌ها و نمودارها به صورت قابل چاپ در صفحه جدا از متن باشند. پهنای شکل‌ها از 15 cm بیشتر نباشد.
- 12) توضیح هر شکل در زیر آن و توضیح جدول بالای آن نوشته شود.
- 13) تعداد صفحات مقاله حداکثر 20 صفحه A4 شامل شکل‌ها و جدول‌ها باشد.
- 14) چهار نسخه اصلی از مقاله بر یک روی کاغذ A4 با حاشیه‌های 3 cm و فاصله خط‌ها 1,5 برابر چاپ و به آدرس سردبیر نشریه ارسال شود.
- 15) هر مقاله پس از تأیید مشاوران و هیأت تحریریه، توسط ویراستار نشریه ویرایش و تصویر نسخه آماده چاپ هر مقاله برای اظهار نظر نهایی به آدرس نویسنده مقاله ارسال می‌شود.

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

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

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



Petrogenesis of skarn related Cu-porphyry intrusion deposit, Ali-Abad-Darreh Zereshk, Yazd

Batoul Taghipour¹, Mohammad Ali Mackizadeh²

1- Geological Department, Faculty of sciences, Shiraz University

2- Geological Department, Faculty of sciences, Isfahan University

Received: 6/9/2010, in revised form 19/4/2011

Abstract:

The study area is a part of Cenozoic magmatic belt of Central Iran, which is located in the West of Yazd porovince. Contact metamorphism and skarn occurred in conglomerate part of Sngestan Formation. The Oligocene intrusion bodies of Ali-Abad-Darreh Zereshk are leucocerate and have the chemical composition of granite to granodiorite with calc-alkaline affinity from volcanic arc geological setting. The main mineral assemblage of skarn in order of imprtance is as follow: Garnet + epidote + quartz + calcite + pyrite + iron oxides. Brown garnets are the skarn characteristic mineral. EPMA analysis has shown that the chemical composition with garnet belong to andradite-grossular solid-solution (And 65, Gross 30) with more andradite component. The high permeability and presence of carbonate pebbles in conglomerate are two important factors for fluid flow and genesis of garnets. Distinct oscillatory zoning in garnets is resulted from the change of fO_2 in fluids. The evolution of Ali-Abad skarn is took place in the range of 380 to 530 °C, 0.5 Kbar pressure and high fO_2 . Also close association of this skarn with Ali-Abad intrusive with Cu-porphyry mineralization shows that this skarn is a Cu-porphyry type skarn.

Key words: *skarn, garnet, andradite, cu-porphyry, hydrothermal*

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۷۹ تا ۹۲ در این شماره به چاپ رسیده است.



Disseminated, veinlet and vein Pb-Zn, Cu and Sb polymetallic mineralization in the GaleChah-Shurab mining district, Iranian East Magmatic Assemblage (IEMA)

B. Mehrabi¹, E. Tale Fazel^{1*} and A. Nokhbatolfoghahai²

¹Department of Geology, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran

²Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Received: 6/9/2010, in revised form: 18/4/2011

Abstract

The Iranian East Magmatic Assemblage (IEMA) in the Central Lut region, hosted porphyry and vein-type polymetallic mineralization. The GaleChah-Shurab mining district is located in NW of the IEMA. Volcanic and subvolcanic bodies in the area are composed of calc-alkaline porphyry quartz-latite, porphyry dacite and rhyodacite and hornblende-biotite andesite, equivalent to I-type granite. They emplaced in Tertiary and intruded the Jurassic shale, siltstone and limestone basement (Shemshak Fm). The faults, joints and fractures, are the main controls on the mineralization, in forms of disseminated, vein, veinlet and minor stockwork and brecciation type mineralization of Pb, Zn, Cu, Sb and trace elements. Vein and veinlet of Pb+Zn±Cu±Sb in the Gale-Chah abandoned mine accompanied by carbonate and silicic alterations in association with galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, bournonite and tetrahedrite as the hypogene ore minerals and their supergene products including cerussite, covellite, digenite and second-generation colloidal pyrite. The Pb+Zn+Cu+Sb mineralization associated with sericitic and silicic alterations in the Shurab abandoned mine, is composed of two types of mineralization, veinlet and brecciation vein in the porphyry dacite boundaries with Jurassic shale and sandstones, and the disseminated and disseminated-veinlet mineralization which is hosted by the altered porphyry dacite and rhyodacite intrusive rocks. The mineral assemblages are galena, sphalerite, stibnite, As-bearing pyrite, chalcopyrite and tetrahedrite-tennantite complex hypogene-sulfide ore as a hypogene ore, and malachite, covellite, cerussite and melancoitic pyrite as a sulfide-oxide supergene ore. The Pb+Zn+Sb±As±Ag polymetallic occurrence is associated with sericitic, carbonate and chloritic alteration assemblage in the Chupan occurrence, in two forms, I) vein, veinlet-stockwork (30m depth) confined to fault structures and II) disseminated-replacement (below 70m) mainly hosted in rhyodacite and porphyry dacite rocks. The hypogene minerals are galena, sphalerite, stibnite, pyrite, realgar-orpiment, arsenopyrite, and chalcopyrite with extensive occurrence of oxide sulfide supergene products, such as Mn-oxide, hematite, malachite and colloidal pyrite. Fluid inclusion study show that disseminated veinlet Cu and disseminated-replacement polymetallic mineralization at the Shurab and Chupan deposits, respectively occurred in the high temperature, salinity and depth compared to vein-veinlet Pb and Zn mineralization of Gale-chah deposit. It seems that the mineralization is related to hydrothermal fluid evolution affected by mixing with cold and low salinity meteoric water.

Keywords: Polymetallic mineralization, disseminated-veinlet and vein, Iranian East Magmatic Assemblage (IEMA), GaleChah-Shurab, hydrothermal fluid mixing.

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۶۱ تا ۷۷ در این شماره به چاپ رسیده است.

¹ corresponding author: fazel_tale@yahoo.com



Zircon U-Pb dating of Maherabad porphyry copper-gold prospect area: evidence for a late Eocene porphyry-related metallogenic epoch in east of Iran

A. Malekzadeh Shafaroudi¹ and M. H. Karimpour

Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Received: 9/10/2010, in revised form: 11/12/2010

Abstract

Eastern Iran has great potential for porphyry copper deposits, as a result of its past subduction zone tectonic setting that lead to extensive alkaline to calc-alkaline magmatic activity in Tertiary time. Maherabad is the first porphyry Cu-Au prospecting area which is discovered in eastern Iran. This is related to a succession of monzonitic to dioritic porphyries stocks that were emplaced within volcanic rocks. Monzonitic porphyries have basic role in mineralization. Hydrothermal alteration zones are well developed including potassic, sericitic-potassic, quartz-sericite-carbonate-pyrite, quartz-carbonate-pyrite, silicified propylitic, propylitic, carbonate and silicified zones. Mineralization occurs as Disseminated, stockwork and hydrothermal breccia. Based on early stage of exploration, Cu is between 179- 6830 ppm (ave. 3200 ppm) and Au is up to 1000 ppb (ave. 570 ppb). This prospect is gold- rich porphyry copper deposit. Laser-ablation U-Pb dating of two samples from ore-related intrusive rocks indicate that these two monzonitic porphyries crystallized at 39.0 ± 0.8 Ma to 38.2 ± 0.8 Ma, within a short time span of less than ca. 1 Ma during the middle Eocene. This provides the first precise ages for metallogenic episode of porphyry-type mineralization. Also, the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ was recalculated to an age of 39 Ma. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios for monzonitic rocks are 0.7047-0.7048. The $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ isotope composition are 0.512694-0.512713. Initial ϵ_{Nd} isotope values 1.45-1.81. Based on isotopic data the magma had originated beyond the continental crust. The study will be used for tectonic-magmatic setting and evolution of eastern Iran.

Keywords: *Lut block, Middle Eocene, Zircon, Geochronology, Laser ablation ICP-MS.*

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۴۱ تا ۶۰ در این شماره به چاپ رسیده است.

¹مسئول مکاتبات Aza_malek@yahoo.com



Modeling, ore estimation and preliminary design of the chromite ore, mine six, Abdasht, Esphandoghe Kerman, Iran

M. R. Shayestehfar¹, M. Mohammadi², A. Rezaei²

*1 -Assistance professor, Department of Mining engineering, Shahid Bahonar Kerman University, Kerman, Iran,
2 -M.Sc. students, Department of Mining engineering, Shahid Bahonar Kerman University, Kerman, Iran,*

Received: 18/9/2010, in revised form: 29/12/2010

Abstract

The study area is located in the south of Kerman province and in the Esphandoghe- Dolatabad zone. Numerous chromite ores were found in the area that has been explored by surface outcrops. With respect to the previous exploration- exploitation works and the absence of the pilot layer, the best option was the boreholes' drilling was the best choice in order to complete the detailed information. For the detail- exploration and ore evaluation, the exploratory boreholes and profiles designed after the exploration surveying, geology and the primary sampling. Exploratory boreholes are based on surface information and the present trenches on the hanging wall of the chromite veins are also designed in such a way that each borehole cut across the chromite vein in the depth of 15 meters. Based on previous results from the drilled holes, drilling results and with respect to the geological characteristic of the area, the exploration method of the mine for the first year has been selected on the open pit method and for the next years, cut and fill underground method. This deposit is having high economic values based on concluded results.

Keywords: *detail- exploration; profile; exploratory borehole; modeling; Abdasht mine six.*

متن فارسی اصل مقاله از صفحه ۲۹ تا ۴۰ در این شماره به چاپ رسیده است.

¹ corresponding author: Shayeste@mail.uk.ac.ir



Geochemistry, Petrology and Zircon U-Pb Dating for Bibi Maryam Granitoid, NE of Nehbandan, East of Iran

M.H. Zarrinkoub¹, S.L. Chung², S.S. Mohammadi¹, M.H. Khatib¹

1-Department of Geology, Faculty of Sciences, Birjand University, Birjand, Iran.

2- Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan.

Received: 25/10/2010, in revised form: 30/1/2011

Abstract

Bibi Maryam granitoid body with about 5 Km² has intruded into ophiolite mélange complex in sisthan suture zone, in east of Iran. Thermal effects of this body on the host rocks show that this activity occurred after emplacement of ophiolite mélange. This intrusive body with general northwest – southeast trend is mainly tonalite-quartz diorite but there is a minor unit as dykes of granodiorite in the northwest side. Main texture in tonalite - quartz diorite is granular and in granodiorite part, granular, myrmekitic and graphic are popular. Quartz, plagioclase (oligoclase-andesin) and biotite are the main minerals and the minors are amphibol, apatite, zircon and opaque in the main body. Quartz, sodium plagioclase and alkali feldspar are the main minerals and the minors are garnet, apatite and opaque minerals in granodiorite unit. Bibi Maryam granitoid is magmatic arc type and has plotted in calc-alkaline, metaluminous to peraluminous field.

High ratio of LREE / HREE, Sr/Y (average is 38.7), and SiO₂ amount (average is 69.48) with absent of Eu negative anomaly show these rocks are very similar to high SiO₂ adakites. High ratio of Sr/Y can be interpreted of high depth melting in plagioclase unstability and garnet stability field. The source of this magma can be an eclogite or garnet amphibolites which derived of subducted metamorphosed oceanic plate in east of Iran. Dating on zircon grains in the main body (tonalite-quartzdiorite) with zircon uranium – lead shows this magmatic event has occurred at 71.5 ± 0.6 Ma (maastrichtian). Based on this dating, the emplacement of host ophiolite mélange should occurred before maastrichtian.

Keywords: *granitoid, Bibi Maryam, Dating, Zircon U-Pb, East of Iran.*

¹ corresponding author: zarrinkoub@birjand.ac.ir



Investigation on deposition condition, sedimentary environment and genesis of Mandan and Deh-Now bauxite deposits, Dehdasht area, Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad province: using mineralogical studies

A. Zarasvandi, H. Pourkaseb, A. Saki and S. Salamab-Allahi

Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran

Received: 31/7/2010, in revised form: 27/11/2010

Abstract:

The Mandan and Deh-Now bauxite deposits are located 40 km northeast of Dehdasht in Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad province in the Zagros simply folded belt. The deposits were formed in the oldest rocks of the area of late Cretaceous age. The bauxite horizon is situated between Sarvak and Ilam formations. The aim of this study is to determine the mineralogy and texture relations of the deposits in order to determine the environment and status of bauxite mineralization. In this way, samples were selected from these bauxite deposits for mineralogical studies based on microscopic and XRD techniques. The bauxite horizon in the Mandan deposit consists of white, gray, black, pisolitic, red and yellow bauxites. The sequence was repeated in the Deh-Now without black and gray bauxites. Mineralogy is similar in all bauxitic layers and the main textures are pisolitic-ooide, ooide-spheroid, pisolitic, pelitomorphic and pseudomorph. Bohmite, diaspor, kaolinite and calcite are the most important minerals in both bauxitic layers of the Mandan and Deh-Now deposits. Due to bohmite mineralization in the study area, erosional and intense weathering environment in the Tournonian-Cenomanian could be suggested for the deposition of bauxite in these deposits. Existence of interclasts in the pisolites and ooides indicate that these bauxites were transformed from the primary in situ environment to karstic sedimentary basin as authigenic origin. These studies indicate that there are two mineralized facies with different environmental status: (1) oxidation facies with bohmite, diaspor, kaolinite and hematite minerals and (2) reduced facies with pyrite, diaspor and chlorite mineralization. The lack of reduced condition at the Deh-Now deposit shows that the deposit formed only in oxidation status.

Keywords: *Bauxite, Karst, Bohmite, Zagros, Deh-Now, Mandan.*

- [52] Camp V.E., Griffis R.J. *Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran*. Lithos. 15 (1982) 221-239.
- [53] Berberian M., Yeats R.S. *Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau*. Bulletin of the society of America. 89 (1999) 120-139.
- [54] Malekzadeh A. *Geology, mineralization, alteration, geochemistry, microthermometry, isotope studies and determining the mineralization source of Khoopic and Maherabad exploration areas*. Ph.D thesis. Ferdowsi University of Mashhad. (2009).
- [55] Sengör A.M.C., Natalin B.A. *Paleotectonics of Asia: fragment of a synthesis*. In: An Y, Harrison TM (eds) *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge Univ. Press, Cambridge. (1996) pp 486–640.

petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 61 (1997) 577–600.

[31] Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U. *Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting: Contributions to Mineralogy and Petrology*. v. 134 (1999) 33–51.

[32] Defant M.J., Drummond M.S., *Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere*. *Nature*. 347 (1990) 662–665.

[33] Grove T.L., Chatterjee N., Parman S.W., Médard E. *The influence of H₂O on mantle wedge melting: Earth and Planetary Science Letters*. 249 (2006) p. 74–89.

[34] Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F. *Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines: Earth and Planetary Science Letters*. 243 (2006) p. 581–593.

[35] Stern R.A., Hanson G.N. *Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element enriched monzodiorite of mantle origin*. *Journal of Petrology*. 32 (1991) 201–238.

[36] Wang Q., McDermott F., Xu J.F., Bellon H., Zhu Y.T. *Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting*. *Geology*. 33 (2005) 465–468.

[37] Guo F., Fan W.M., Li C.W. *Geochemistry of late Mesozoic adakites from the Sulu belt, eastern China: magma genesis and implications for crustal recycling beneath continental collisional orogens*. *Geological Magazine*. 143 (2006) 1–13.

[38] Lai S.C., Qin J.F., Li Y.F. *Partial melting of thickened Tibetan Crust: geochemical evidence from Cenozoic adakitic volcanic rocks*. *International Geological Review*. 49 (2007) 357–373.

[39] Liu S., Hu R.Z., Feng C.X., Zou H.B., Li C., Chi X.G., Peng J.T., Zhong H., Qi L., Qi Y.Q., Wang T. *Cenozoic high Sr/Y volcanic rocks in the Qiangtang terrane, northern Tibet: geochemical and isotopic evidence for the origin of delaminated lower continental melts*. *Geological Magazine*. 145 (4) (2008a) 463–474.

[40] Liu S., Hu R.Z., Gao S., Feng C.X., Qi Y.Q., Wang T., Feng G.Y., Coulson, I.M. *U–Pb zircon age, geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints on age and origin of alkaline intrusions and*

associated mafic dikes from Sulu orogenic belt, Eastern China. *Lithos*. 106 (2008b) 365–379.

[41] Martin H. *Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas: Geology*. 14 (1986) p. 753–756.

[42] Rapp R.P., Watson E.B. *Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling: Journal of Petrology*. 36 (1995) 891–931.

[43] Liu Y.S., Gao S., Kelemen P.B., Xu W.L. *Recycled crust controls contrasting source compositions of Mesozoic and Cenozoic basalts in the North China Craton*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 72 (2008) 2349–2376.

[44] Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. *Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones: Nature*. 417 (2002) 837–840.

[45] Ionov D.A., Hofmann A.W. *Na–Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 131 (1995) 341–356.

[46] Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M., Maury R. *Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust*. *Nature*. 410 (2001) 197–200.

[47] Alirezai S., Arjmandzadeh R. *Mivehrood adakitic porphyry, NW Iran; Tectonic and economic implications*. Congress of GAC-MAC; Annual meeting, Montréal (2006).

[48] Aftabi A., Atapour H. *Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran*. *Episodes*. 23 (2000) no. 2, 119–125.

[49] Shahabpour J. *Economic Geology*. Publication of Shahid Bahonar University of Kerman. (2001) 543p.

[50] Karimpour M.H., Stern C.R. *Advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer mineral mapping to discriminate high sulfidation, reduced intrusion related and iron oxide gold deposits, Eastern Iran*. *Journal of Applied Sciences*. 9 (5) (2009) 815–828.

[51] Sengör A.M.C., Altner D., Cin, A., Ustaomer T., Hsu K.J. *Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land*, In: Audley-Charles, M.G., Hallam, A.E. (Eds.), *Gondwana and Tethys*. Geological Society of London Special Publication, Blackwell, Oxford. (1988) 119–181.

- [7] Saccani E., Delavari M., Beccaluva L., Amin S.A. *Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean*. Lithos. (2010) Accepted Paper.
- [8] Eftekharnajad J. *Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins*. Journal of Iranian Petroleum Society. 82 (1981) 19–28 (in Persian).
- [9] Berberian M. *Continental deformation on the Iranian Plateau*, G.S.I. No. 52 (1983).
- [10] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E. *The Sistan suture zone of eastern Iran*. Geological Society of America Bulletin. 94 (1983) 134–150.
- [11] Doglioni C., Tonarini S., Innocenti F. *Mantle wedge asymmetries and geochemical signatures along W- and E–NE directed subduction zones*. Lithos. 113 (2009) 179–189.
- [12] Arjmandzadeh R., Karimpour M.H., Mazaheri S.A., Santos J.F., Medina J.M., Homam S.M. *Two sided asymmetric subduction: new hypothesis for the tectonomagmatic and metallogenic setting of the Lut Block, Eastern Iran*. 1st Symposium of Society of Economic Geology of Iran, Ferdowsi University of Mashhad. (2010).
- [13] Berberian M. *Active faulting and tectonics of Iran*, in Gupta, H. K., and Delany, F. M., editors, Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution: American Geophysical Union Geodynamic Series. v. 3 (1981) 33–69.
- [14] Jackson J., McKenzie D. *Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan*: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 77 (1984) 185–264.
- [15] Lindenberg H.G., Großler K., Jacobshagen V., Ibbeken H. *Post-Paleozoic stratigraphy, structure and orogenetic evolution of the southern Sabzevar zone and the Taknar block*: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, v. 168 (1984) 287–326.
- [16] Haghipour A., Aghanabati A. *Geological Map of Iran* (2nd edition): Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:2,500,000 (1989).
- [17] Alavi M. *Tectonic map of the Middle East*: Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:5,000,000 (1991).
- [18] Isacks B.L., Barazangi M. *Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downward bending of the subducted lithosphere*. In: Talwani, M., Pitman, W.M. III_Eds., Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins. AGU, Maurice Ewing Series 1 (1977) 99–114.
- [19] Doglioni C., Carminati E., Cuffaro M., Scrocca, D. *Subduction kinematics and dynamic constraints*. Earth Science Reviews. 83 (1977) 125–175. doi:10.1016/j.earscirev.2007.04.001.
- [20] Conder, J.A., Wiens D.A. *Seismic structure beneath the Tonga arc and Lau backarc basin determined from joint Vp, Vp/Vs tomography*. Geochemistry, Geophysics, and Geosystems 7, Q03018. (2006).
- [21] Heit B. *Teleseismic tomographic images of the Central Andes at 21°S and 25.5°S*. FU Berlin, Digitale Dissertation, <http://www.diss.fu-berlin.de/2005/319/>. (2005).
- [22] Tatsumi Y., Eggins S. *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Science, Cambridge, U.K. (1995) 211 pp.
- [23] Peccerillo A., Taylor S.R. *Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*. Contributions to Mineralogy and Petrology. 58 (1976) 63–81.
- [24] Pearce J.A., Harris, N.B.W., Tindle A.G. *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. Journal of Petrology. 25 (1984) 956–983.
- [25] McDonough W.F., Frey F.A. *Rare earth elements in upper mantle rocks*. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy. (1989).
- [26] Wilson M. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Harper Collins Academic. (1989) 466 p.
- [27] Martin H. *The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids*. Lithos. 46 (1999) 411–429.
- [28] Walker J.A., Patino, L.C., Carr, M.J., Feigenson, M.D. *Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua*. Earth Planet. Sci. Lett. 192 (2001) 533–543.
- [29] Lan C.Y., Jahn B.M., Mertzman S.A., Wu, T.W. *Subduction-related granitic rocks of Taiwan*. Journal Southeast Asian Earth Science. 14 (1996) 11–28.
- [30] Kepezhinskas P.K., McDermott F, Defant M.J., Hochstaedter F.G., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H. *Trace element and Sr–Nd–Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc*

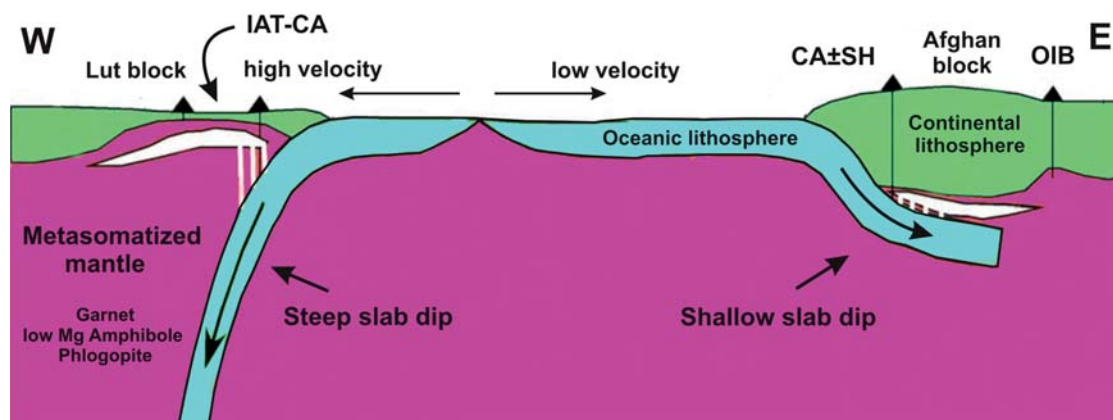


Fig. 13. Two-sided asymmetric subduction. This model is presented as a new hypothesis for the tectonomagmatic and metallogenic setting of the Lut Block. IAT: island-arc tholeiites; CA, SHO: calc-alkaline and shoshonitic series; OIB: basalts with ocean island or intraplate affinity.

Conclusions

Trace element features of Dehsalm and Chah-Shaljami granitoids show a typical magmatism related to a subduction zone, such as LILE-enrichment and marked Nb, Ta and Ti negative anomalies. The adakitic affinity of the Dehsalm and Chah-Shaljami rocks can be attributed to the presence of residual garnet and low-Mg amphibole in a mantle source. Isotope geochemistry and relatively high Mg# show that the parental magmas probably derived from partial melting of metasomatized peridotite in a supra-subduction mantle wedge. Copper-Au porphyry deposits seem to occur in an island arc geotectonic setting during Middle Eocene whilst Mo-bearing deposits are coincident with the crustal thickening during Oligocene. Such a geochemical data testify the West direction subduction beneath the Lut Block; along with the present structural evidences related to the east direction subduction beneath the Afghan Block we can consider a two-sided subduction. Two-sided asymmetric subduction is a new geodynamic model for this area, and it explains the tectonic, magmatic and metallogenic characteristics of the Lut Block.

Acknowledgements

The authors wish to thank Mrs. Sara Ribeiro (Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro) for the TIMS analysis and for the guidance and assistance during sample preparation in the clean room. This research was financially supported by the Geobiotec Research Unit,

University of Aveiro, Portugal. Ministry of Sciences, Research and Technology of Iran is thanked for financial support for sabbatical research of Reza Arjmandzadeh in Portugal. National Iranian Copper Industries Company is thanked for the assistance with drill hole studies.

References

- [1] Stocklin J. *Structural history and tectonics of Iran: A review*-Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 52 (1968) 1229-1258.
- [2] Berberian M., King G.C. *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*. Canadian Journal of Earth Sciences. 18 (1981) 210-265.
- [3] Nabavi M.H. *An introduction to the geology of Iran*. Geological Survey of Iran. (1976) 109 p.
- [4] Tarkian M., Lotfi M., Baumann A. *Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran*, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran. 51 (1983) 357-383.
- [5] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., Horn P. *Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran*, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran. 51 (1983) 285-336.
- [6] Samani B., Ashtari Sh. *Geological evolution of Sistan and Baluchestan area*. Journal of earth sciences. Geological Survey of Iran. No4 (1992).

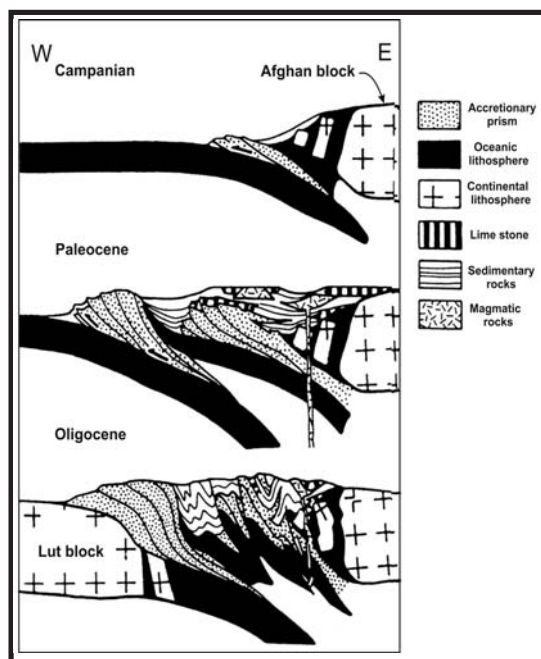


Fig. 11. Modified east verging subduction model of Eastern Iran [52, 10, 51, 53 and 7]. Such a geodynamic model cannot serve tectonomagmatic and metallogenic problems of the Eastern Iran.

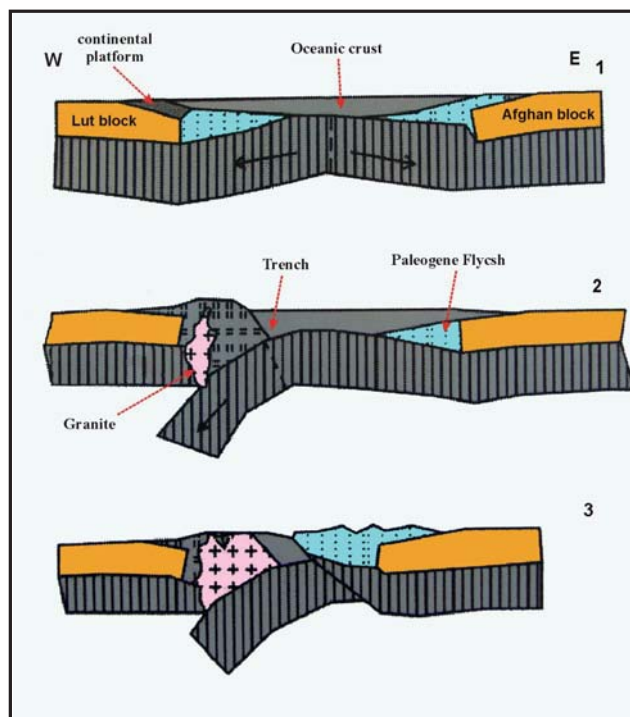


Fig. 12. Modified west verging subduction model of Eastern Iran [8]. Such a geodynamic model cannot serve tectonomagmatic and metallogenic problems of the Eastern Iran.

magmatism and propose that oceanic lithosphere was dragged under the Lut Block (Fig. 12) [8, 9 and 49]. New trace element and isotope geochemical data, obtained for the Oligocene intrusives from Dehsalm and Chah-Shaljami areas, indicate that a subduction zone existed below the Lut Block [12]. On the other hand, structural evidence shows that subduction occurred beneath the Afghan Block. In order to explain the most important tectonomagmatic and metallogenic characteristics of the Lut Block, west-east directed subduction is discussed here.

As discussed above the E or NE directed slabs have slower sinking velocity than the opposite W-directed subduction zones (Fig. 3). West-verging subduction would be completely consumed before E or NE-verging subduction and consequently lead to the formation of structures that show evidences of one-sided subduction as reported between the Lut and Afghan Blocks (Fig. 13).

For example the accretionary prism-forearc basin polarity, the structural vergence and younging of the accretionary prism to the southwest are consistent with an NE dipping subduction beneath Afghan Block [10]. Therefore, structural evidences for E or NE-verging subduction does not preclude W-directed subduction under the Lut Block and a model with two-sided subduction has the advantage of also

accounting for the very important Tertiary calc-alkaline magmatism and associated mineralization within this block. Camp and Griffis [52] reported the subduction of Sistan Ocean below the Afghan continental margin, as testified by the occurrence of both intrusive and extrusive Maastrichtian-Paleocene calc-alkaline rocks. The larger volumes of subduction predicted along W-directed slabs should favour the formation of greater amounts of arc-related magmas, as reported within the Lut Block, where voluminous Tertiary igneous rocks occur (Fig. 13). The ore-bearing intrusive rocks within the Maherabad Cu-Au porphyry deposit have been dated at 39 Ma (Middle Eocene) using zircon U-Pb and an island arc geotectonic setting proposed for the area [54]. The island arc geotectonic setting is coincident to the W-directed subduction (as shown in the Fig. 13) and the occurrence of Cu-Au mineralization during Eocene. According to Sengör and Natalin [55] the Ocean was closed in eastern Iran, between the Helmand and Lut plates in Oligocene–Middle Miocene. During this period, the crustal thickening occurred and a suitable geotectonic setting would result in the formation of Mo-bearing porphyry deposits as in cases of Oligocene Dehsalm and Chah-Shaljami deposits that have been dated at 33 Ma.

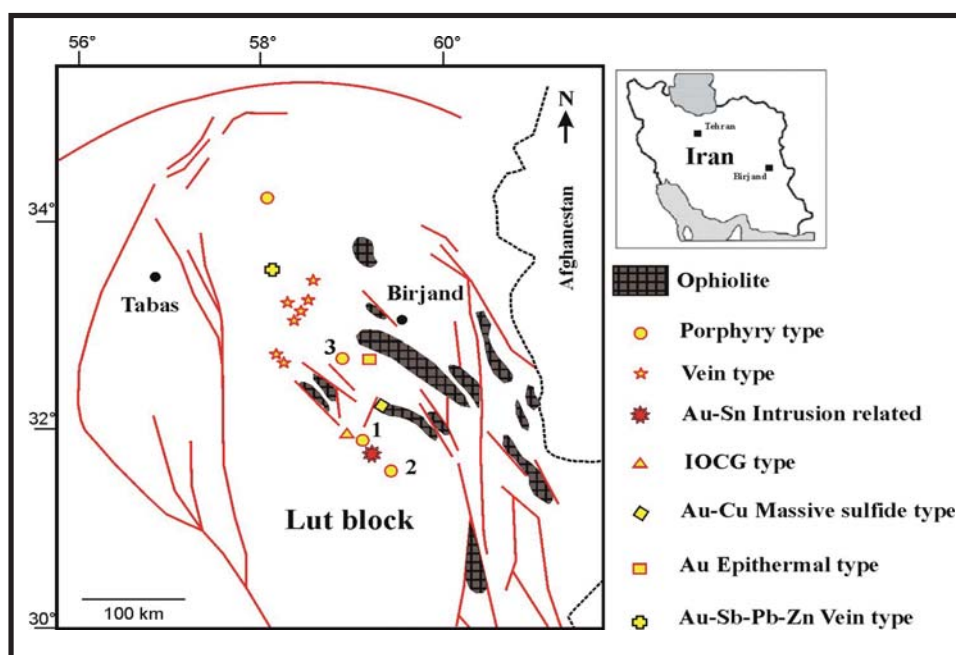


Fig. 10. Different types of mineralization occurrences within the Lut Block during Tertiary.

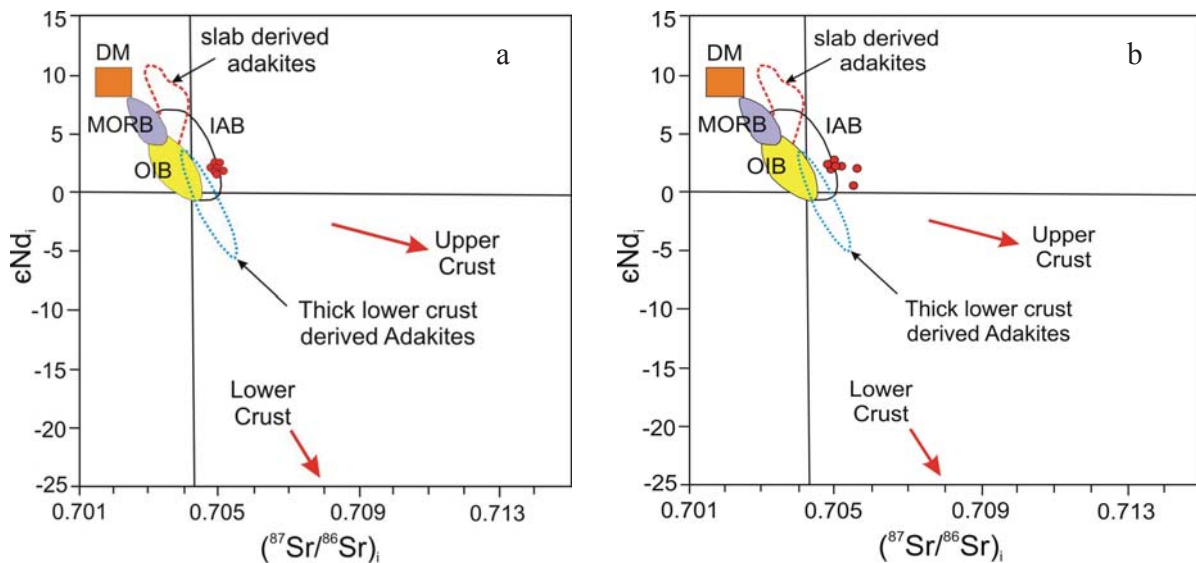


Fig. 9.a, b. ϵNd_i - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diagram for the Dehsalm and Chah-Shaljami intrusive rocks, respectively.

These results also show that rutile-bearing eclogites cannot serve as the source as partial melting of such eclogites produces melts with high Nb/Ta ratios [44]. Depletion in HREE and low Nb/Ta ratios requires both garnet and low-Mg amphibole in the restite.

Ionov and Hofmann [45] have shown from mantle xenoliths that amphiboles can have high K and very low Rb concentration while coexisting phlogopite is rich in both K and Rb. Thus, selective melting of phlogopite would account for high Rb content and correlated high K/Rb as for the Dehsalm and Chah-Shaljami intrusives. Metasomatism of mantle peridotite by slab-melts produces orthopyroxene, clinopyroxene, garnet, phlogopite, and richterite or pargasite [46]. Therefore, we suggest a high K, low Mg amphibole, phlogopite and garnet as the major components in the restite to rationalize geochemistry of the Dehsalm and Chah-Shaljami intrusives.

Tectonomagmatic and metallogenic implications

In Iran, Adakitic magmatism for the first time was introduced for Kharvana porphyry stock (NW Iran) by Arjmandzadeh and Alirezaei [47] and has recently been introduced within the Lut Block with the shoshonitic affinities [12].

Aftabi et al. [48] believe that the potassic magmatism in Iran might be related to porphyry

hydrothermal Cu-Mo-Au-Ag mineralization, which is a considerable exploration target in the area and merits further investigation. Various mineralizations like Cu-Mo-Au porphyry epithermal type deposits, Cu-Au-Ag IOCG type deposits, Cu and Au-Sb-Pb-Zn vein type deposits, Cu-Au massive sulfide type deposits, Sn-W-Au associated with reduced granitoids and Sn magmatic-skarn deposits formed during Jurassic to Tertiary magmatism phases in the Lut Block (Fig. 10). Sorkhkooh Cu-Mo and Gazu Cu porphyry type deposits are related to the subduction of oceanic lithosphere beneath the Lut Block [49]. Recent exploration and petrologic studies on the Lut Block volcanic-plutonic belt show capabilities and suitable targets for Cu-Au-Mo porphyry epithermal mineralization which are related to a subduction geotectonic setting [12 and 50].

While some authors deny the influence of the operation of Benioff planes [4, 5 and 6], most of the recent works consider that subduction of oceanic lithosphere had a major role in the tectonic evolution of this area. Until now, two types of geodynamic models considering subduction have been presented: some authors consider mostly structural evidences and propose that it occurred beneath the Afghan Block as shown in Fig. 11, [10, 51 and 7] whilst others consider the larger volumes of calc-alkaline

Origin of the adakitic magmas

The main geochemical features of Dehsalm and Chah-shaljami intrusives like high Sr/Y and La/Yb ratios, low abundance of HFSE and HREE are similar to adakites. These characteristics are satisfied by melting of garnet amphibolite or eclogite facies rocks, which may be found at the base of thickened (>40 km) continental crust or in eclogitized subducting oceanic crust. On the other hand, garnet is also a stable phase in subcontinental mantle lithosphere as well as asthenosphere [33]. In addition to slab melts, there are different origins such as assimilation-fractional crystallization (AFC) processes [34], melting of mantle peridotite under hydrous conditions [35], partial melting of thickened lower crust [36 and 37] or delaminated mafic lower crust [37, 38, 39 and 40] determined for adakitic compositional features. The low contents of Y and Yb and high ratios of Sr/Y and La/Yb can be attributed to the retention of Y and HREE in residual garnet, or fractionation of garnet and hornblende. High Sr content is attributed to absence of significant plagioclase fractionation. The low HREE content of adakites is classically interpreted as reflecting the presence of garnet and hornblende in the residue of partial melting of their source, whereas these minerals are not residual phases during the genesis of typical calc-alkaline magmas [41]. Hornblende and/or Fe–Ti oxides (rutile, ilmenite) are common residual minerals, thus, being able to account for Ti–Nb–Ta negative anomalies in adakites.

All measured isotopic ratios have been corrected for an age of 33 Ma based on the Rb–Sr mineral-whole rock internal isochron of samples CH33 and D3-227. The plot of the Dehsalm and Chah-Shaljami samples on the $\epsilon_{\text{Nd}}-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diagram (Fig. 9a, b) shows that their compositions do not fit into an origin of the parental magmas by melting of thick lower crust or Cenozoic subducted oceanic crust as proposed for typical adakites. In contrast, they have Sr and Nd isotope compositions very similar to those of normal island arc basalts, pointing to melting in a mantle wedge followed by magmatic differentiation.

Adakitic magmas, whether derived directly from partial melting of the subducted oceanic slab (MORB) or from lower crustal mafic rocks, usually show characteristics of low $\text{Mg}\# < 40$ and high Na_2O (>4.3 wt%) rather than high K_2O , regardless of melting degrees [42]. Moderately high $\text{Mg}\#$ of Chah-Shaljami intrusives from 40.3 up to 60.9 can also be attributed to the mantle derived melts.

If the source is inferred to have contained rutile residue, the adakitic rocks would be characterized by elevated super-chondritic Nb/Ta ratios (chondritic ratio: 19.9 ± 0.6) and Zr/Hf ratios (chondritic ratio: 34.3 ± 0.3) with strongly decreasing Nb and Ta concentrations [43]. The Dehsalm and Chah-Shaljami adakitic rocks are characterized by relatively lower Nb/Ta ratios and Zr/Hf ratios compared to chondrite. The low Nb/Ta ratios indicate the presence of a low-Mg amphibole in the restite, such that Nb is retained in the restite compared to Ta [44].

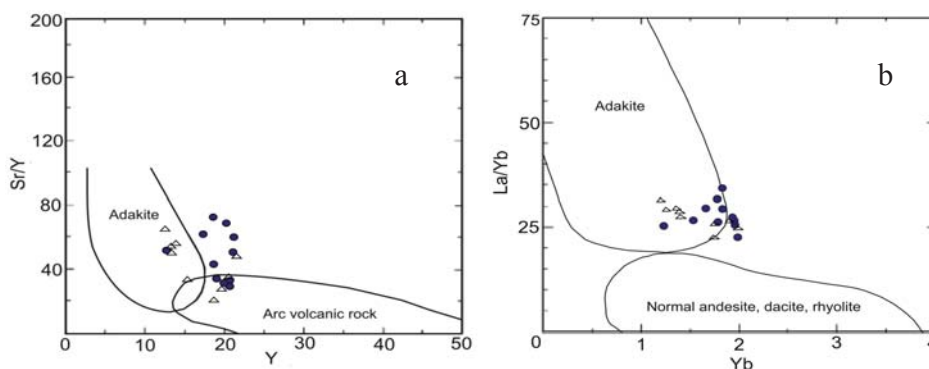


Fig 8. a,b: Y vs. Sr/Y and c, d: Yb vs. La/Yb diagram [32] used to differentiate adakitic magmas from typical calc-alkaline magmas for Chah-Shaljami intrusives. The symbols like Fig. 5.

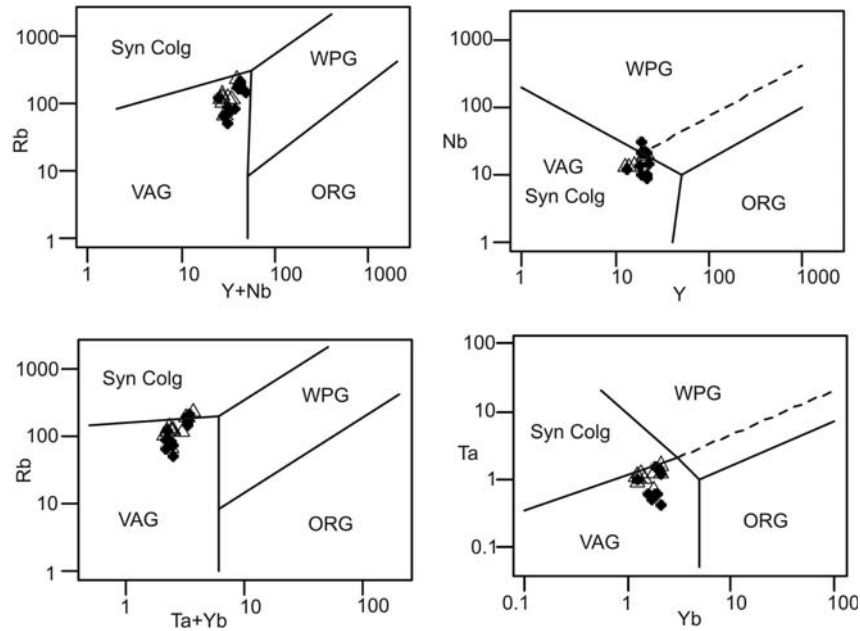


Fig. 6. Geotectonic diagrams of Pearce et al. [24]; for the different igneous suites of Dehsalm and Chah-Shaljami. The symbols like Fig. 5.

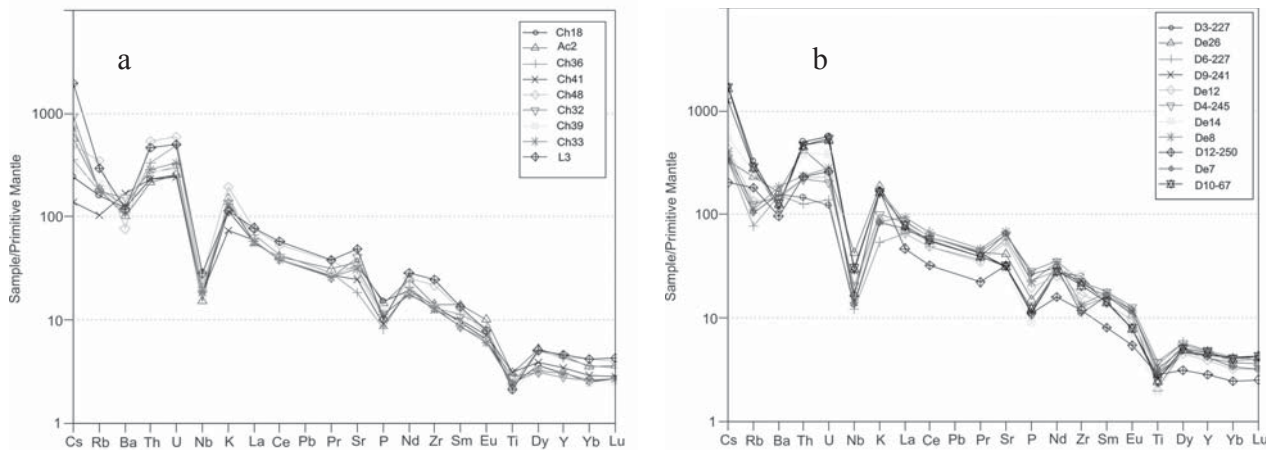


Fig. 7.a, b. Primitive mantle normalized trace element spider diagram [25] for the Chah-Shaljami and Dehsalm intrusives.

60.9 respectively for Dehsalm and Chah-shaljami igneous rocks.

They are classified as volcanic arc granites on Pearce et al. (Fig. 6) [24]. Primitive mantle normalized trace element spider diagram [25] display strong enrichment in Large Ion Lithophile Elements (LILE) such as Rb, Sr, Ba, Zr and Cs; and depletion in some High Field Strength Elements (HFSE) e.g. Nb, P and Y (Fig. 7.a, b). The enrichment of the LILE and depletion of the HFSE and Heavy Rare Earth Elements (HREE) are the basic characteristics typical of the magmatism in a subduction belt [26] and calc-alkaline volcanic arcs. Their high Sr and low Nb, Ta and Ti contents are thought to be due to the absence of plagioclase and presence of Fe–Ti oxides in the residue [27].

All rocks show negative Nb anomalies as well as several other negative anomalies (P, Ta and Ti) that are also characteristic of subduction-related magmatism [28]. The negative peak of Nb is representative of arc zone and its depletion intensity might be related to the crustal effect [29]. The low

Nb and Zr contents of the rocks argue more for a calc-alkaline affinity; and low contents of Y, Nb, Ta and Yb indicate volcanic arc granites. Furthermore, low molar ratios $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO} < 1.1$ and low Rb/Sr ratios with the mean of 0.15 and 0.19 for Dehsalm and Chah-Shaljami intrusives indicate that these rocks are I-type granitoids.

Strontium/Y and La/Yb ratios of Dehsalm and Chah-Shaljami intrusives are 31.6–72.2, 21.5–33.5; 19.7–67 and 21.4–33.7, respectively covering geochemical characteristics of adakites and are evident on Sr/Y–Y and La/Yb–Yb discrimination diagrams [30 and 31]. In the Sr/Y–Y diagrams (Fig. 8a), many samples are located in both adakitic and normal arc volcanic rocks fields and many out of the both fields. Samples out of the both fields have Sr/Y content similar to that of adakites but Y slight enrichment by minor crustal contamination and/or crystal fractionation lead to such a position. Such samples show more adakitic affinities on La/Yb diagram (Fig. 8b).

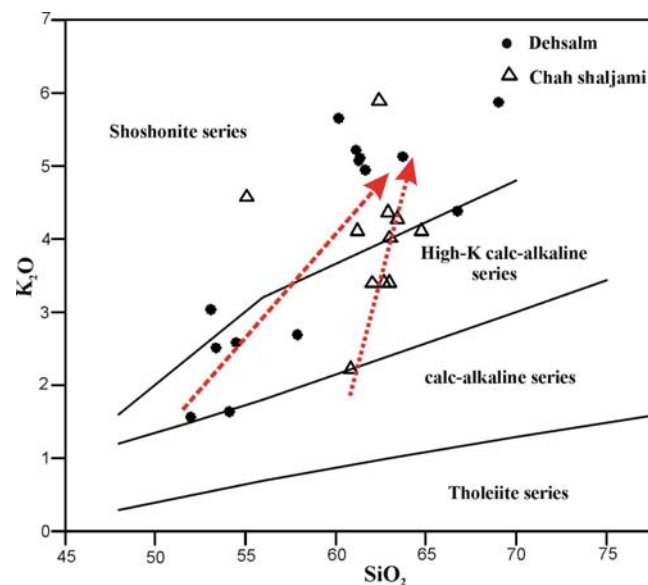


Fig 5. K_2O vs. SiO_2 plots for the different igneous suites in the Dehsalm and Chah-Shalghami. Peccerillo and Taylor [23].

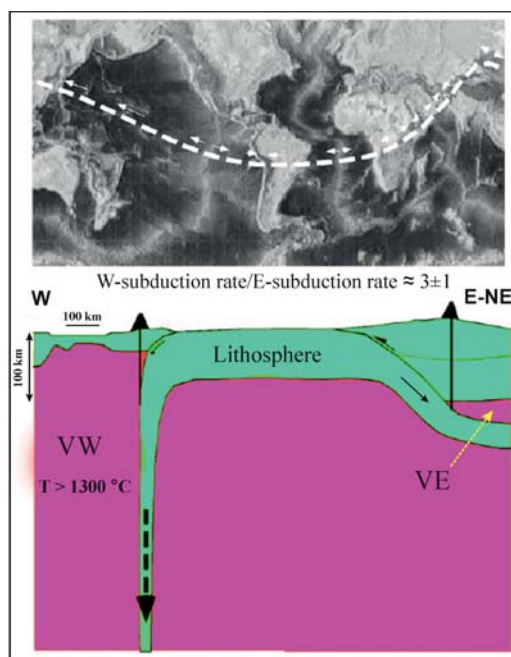


Fig. 3. The volumes recycled along W-directed subduction zones are about 2–3 times higher than along the opposite settings due to the aforementioned kinematic constraints. Moreover, the asthenospheric wedge above slabs is much thicker along W-directed subduction zones (VW) with respect to the E–NE directed subductions, if any (VE) modified after [19].

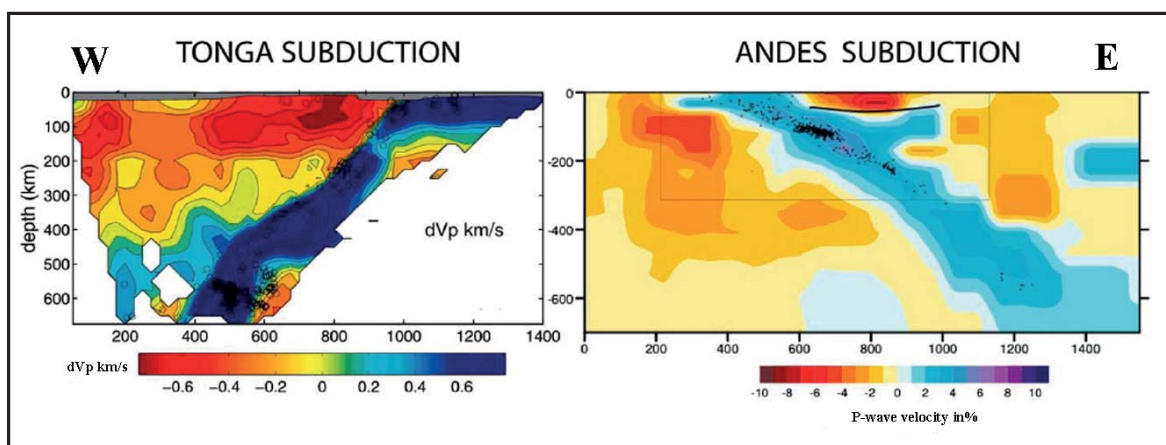


Fig. 4. Comparison between the Vp tomography of the Tonga and Andean subduction zones. Note the much slower velocities in the mantle wedge of the Tonga subduction [20] with respect to the opposite Andean setting [21].

Petrogenesis

Dehsalm and Chahs haljami igneous rocks are classified as high-K calc-alkaline to shoshonite rocks on Peccerillo and Taylor (Fig. 5) [23]. Linear increase of K₂O content from high K calc-alkaline to

shoshonitic series is related to the crystal fractionation as a result of crystallization of plagioclase, amphibole and pyroxene.

The magnesian numbers (#Mg= 100*MgO/[MgO+Fe₂O₃], molar) are moderately high, ranging from 41.5 up to 55.5 and 40.3 up to

digestion, in the Acme Laboratories, Vancouver, Canada.

- Sr and Nd isotopic compositions were determined for 14 whole rocks and 4 mineral samples of plagioclase and biotite of the Dehsalm Chah-Shaljami granitoids at the Laboratório de Geologia Isotópica de Universidade de Aveiro, Portugal.

- 10 double polished samples are currently preparing for fluid inclusion studies at the Ferdowsi University of Mashhad, Iran.

Two-sided asymmetric subduction

Subduction zones can be analyzed in terms of a wide range of parameters, such as convergence rate, topographic and structural elevation of the related orogen, subsidence rate in the trench or fore deep, erosion rate, metamorphic evolution, magmatism, dip of the foreland monocline, depth and geometry of the decollement planes that generate the accretionary prism and the belt of the upper plate, the thickness and composition of the upper and lower plates, gravity, magnetic and heat flow anomalies, seismicity and slab dip. Therefore, there is a long list of parameters, which are relevant to the geometry and evolution of each particular subduction zone. Generally, the west directed subduction zones like Barbados, Apennines, Marianas and Tonga are characterized by low topography and low structural elevation, a deep trench or fore deep with high subsidence rates, generally a steep slab, an accretionary prism mostly composed by the shallow rocks of the lower plate and a conjugate back arc basin. In contrast, the east directed subduction zones (e.g., Andes) or north-east (Himalayas, Zagros) exhibit opposite signatures such as high structural and morphological elevation,

generally no back arc basin, shallower trench or fore deep with lower subsidence rate, deeply rooted thrust planes affecting the whole crust and lithospheric mantle, ultra-high pressure rocks and wide outcrops of metamorphic rocks, and dominantly shallower dip of the slab. Such an asymmetry in the slab dip has been demonstrated in Fig. 2.

The W-directed subduction zones are generally faster because they have the subduction hinge generally moving away with respect to the upper plate, and converging relative to the lower plate faster than the upper plate. Therefore, these subduction zones should supply much larger volumes to mantle recycling than the opposite subduction zones (Fig. 3).

West-directed subduction should be hotter because it involves a thicker section of asthenosphere that is generally assumed $>1300^{\circ}\text{C}$. This can explain why it has lower P and S seismic velocity with respect to the E- or NNE directed subduction zones (Fig. 4).

Tatsumi and Eggins [22] have shown a correlation between convergence rate and volumes of magmatism along subduction zones. The larger volumes of subduction predicted along W-directed slabs should favour the formation of a greater amount of arc-related magma, and generation of large volumes of oceanic crust in the backarc setting for a number of reasons: 1) the larger subduction rate should generate also more abundant slab dehydration, lowering the melting temperature; 2) the thicker and hotter (asthenospheric) mantle wedge should have a thicker column of potential melting; 3) faster slab entering means also larger shear heating.

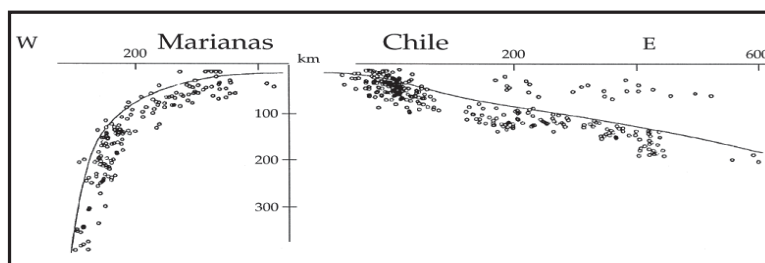


Fig. 2. Ipocenters of the Marianas and Chile subduction zones in the Pacific [18]

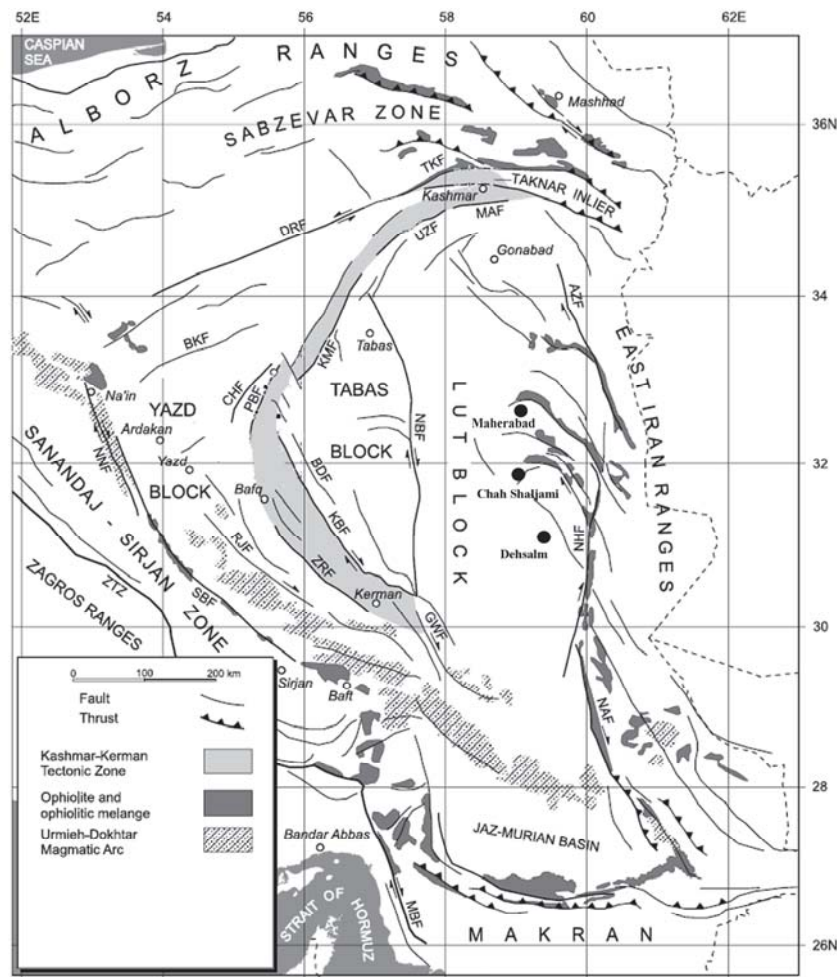


Fig. 1. The structural map of Central-East Iran and its constituent crustal blocks [13, 14, 15, 16 and 17]. AZF: Abiz Fault; BDF: Behabad Fault, BKF: Biabanak Fault, CHF: Chapedony Fault, DRF: Doruneh Fault, GWF: Gowk Fault, KBF: Kuhbanan Fault, KMF: Kalmard Fault, MAF: Mehdiabad Fault, MBF: Minab Fault, NAF: Nostratabad Fault, NHF: Nehbandan Fault, NNF: Na'in Fault, RJF: Rafsanjan Fault, SBF: Shahre-Babak Fault, TKF: Taknar Fault, UZF: Uzbek-Kuh Fault, ZRF: Zarand Fault, ZTZ: Zagros Thrust Zone.

Materials and methods

- 110 thin and 40 polished sections from various geological units of Dehsalm and Chah-Shaljami prepared for petrography and mineralography studies.
- 1091 soil, 187 rock and 41 mineralized samples from Dehsalm area analyzed for 45 elements at the AMDEL laboratory.
- 43 stream sediments, 7 heavy minerals, 26 mineralized samples from Chah-Shaljami area analyzed at the Exploitation Research Center of Iran, Karaj.

- 26 mineralized samples from Chah-Shaljami area analyzed for 28 elements at the ALS-Chemex laboratory.
- 25 samples of the intrusive rocks were analyzed for major elements by wavelength-dispersive X-ray fluorescence (XRF) spectrometry using fused discs and the Philips PW 1410 XRF spectrometer at the Ferdowsi University of Mashhad, Iran.
- 20 of these samples were analyzed for trace elements using ICP-MS, following a lithium metaborate/tetraborate fusion and nitric acid total



Two-sided asymmetric subduction; implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut Block, eastern Iran

R. Arjmandzadeh^{1*}, M.H. Karimpour¹, S.A. Mazaheri¹, J.F. Santos², J.M. Medina², S.M. Homam¹

¹ -Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

² - Department of Geosciences, GeoBioTec Research Unit, University of Aveiro, Portugal

Received: 25/9/2010, in revised form: 15/1/2011

Abstract

West directed subduction zones show common characteristics, such as low structural elevation, deep trench, steep slab and a conjugate back-arc basin that are opposite to those of the east directed subduction zones. The tectonomagmatic and metallogenic setting of the Lut Block is still a matter of debate and several hypotheses have been put forward. Despite some authors denying the influence of the operation of Benioff planes, the majority propose that it occurred beneath the Afghan Block, while others consider that oceanic lithosphere was dragged under the Lut Block. Cu-Au porphyry deposits seem to occur in an island arc geotectonic setting during the middle Eocene while Mo-bearing deposits are coincident with the crustal thickening during Oligocene. We introduce new trace element and isotope geochemical data for granitoids and structural evidences testifying the two-sided asymmetric subduction beneath both Afghan and Lut Blocks, with different rates of consumption of oceanic lithosphere.

Keywords *asymmetric subduction, tectono-magmatic, Lut Block, Afghan Block, isotope geochemical data.*

Introduction

The Lut Block has been considered one of the nine structural zones of Iran since the work of Stöcklin [1]. This block is bounded to the east by the Nehbandan and associated faults, to the north by the Doruneh and related faults (Sabzevar Zone), and to the west by the Nayband Fault (Fig. 1). The South Jazmourian fault, in the south of Sahand-Bazman magmatic arc, probably marks the southern limit of the block [2]. Some authors denied the influence of a subduction zone and attributed the mineralization in the Lut Block to an extensional geotectonic zone [3, 4, 5, and 6]. However, Saccani et al. [7] studied the ophiolitic complex of Eastern Iran, between the Lut and the Afghan continental blocks, and considered that the subduction of oceanic lithosphere played a major role and that it should have taken place beneath the Afghan Block. On the other hand, Eftekharnjad [8] proposed that magmatism in the northern Lut area resulted from subduction beneath the Lut Block. Additionally, Berberian [9] showed

that igneous rocks of this block have calcalkaline signatures. The accretionary prism-forearc basin polarity, the structural vergence and younging of the accretionary prism to the southwest are consistent with a northeast-dipping subduction [10]. The purpose of these studies is to present major, trace element and Sr-Nd isotope geochemical data for many Cu-Au-Mo porphyry bearing granitoids (Fig. 1) and some structural evidences to make a discussion on the origin of magma and the tectonomagmatic evolution of the Eastern Iran zone. Recently, asymmetric subduction models have been discussed for situations similar to that of the Lut Block [11 and 12]. This type of hypothesis will be discussed in the present work, taking into account that subduction related magmatism occurs in both Lut and Afghan Blocks but also that the structural evidence alone would point to a single subduction under the Afghan Block.

¹ corresponding author: arjmand176@gmail.com

In the Name of God, the Beneficent, the Merciful

Journal of Economic Geology

2011, No. 1 (Vol. 3)

Welcome to the online submission and editorial system for Journal of Economic Geology. Journal of Economic Geology is devoted to all aspects of research related to Economic Geology, Petrology, Geochemical Exploration, Geophysical Exploration and Environmental Geology. The Journal will be devoted primarily to research papers but short communications relating to new developments of broad interest, book reviews and technical reports of meetings will also be included.

EDITOR: Dr. Mohammad Hassan Karimpour

EDITORIAL BOARD:

Dr. Mohammad Hassan Karimpour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abdol Majid Yaghubpur (Prof., Teacher Training University of Tehran)

Dr. Mohammad Hossein Adabi (Prof., Shahid Beheshti University)

Dr. Ebrahim Rastad (Associate Prof., Tarbiat Modares University)

Dr. Gholam Reza Lashkaripour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abbas Moradian (Associate Prof., Shahid Bahonar University)

Dr. Reza Moussavi Harami (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Ahmad Mazaheri (Associate Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

EDITING CONSULTANT

Dr. M. Ghaderi

CONSULTANT

M. Ghoorchi

Publisher, Ferdowsi University of Mashhad

Published by: Ferdowsi University of Mashhad Press

Address: Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

P.O. BOX: 91779-48974

Tel: +98-0511-8797275

Fax: +98-0511-8797275

E-mail: econg@um.ac.ir

Web Site: <https://jm.um.ac.ir/index.php/econg>



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 3, No.1, Spring & Summer 2011

CONTENTS

Investigation on deposition condition, sedimentary environment and genesis of Mandan and Deh-Now bauxite deposits, Dehdasht area, Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad province: using mineralogical studies.....	1
Alireza Zarasvandi, Houshang Pourkaseb, Adel Saki and Somayeh Salamab-Allahi	
Geochemistry, Petrology and Zircon U-Pb Dating for Bibi Maryam Granitoid, NE of Nehbandan, East of Iran	15
Mohammad Hosie Zarrinkoub, Son Lin Chung, Sayed Saied Mohammadi and Mohammad Mehdi Khatib	
Modeling, ore estimation and preliminary design of the chromite ore, mine six, Abdasht, Esphandogh Kerman, Iran.....	29
Mohammad Reza Shayestehfar, Mohammad Mohammadi and Ali Rezaei	
Zircon U-Pb dating of Maherabad porphyry copper-gold prospect area: evidence for a late Eocene porphyry-related metallogenic epoch in east of Iran.....	41
Azadeh Malekzadeh Shafaroudi and Mohammad Hasan Karimpour	
Disseminated, veinlet and vein Pb-Zn, Cu and Sb polymetallic mineralization in the GaleChah-Shurab mining district, Iranian East Magmatic Assemblage (IEMA).....	61
Behzad Mehrabi, Ebrahim Tale Fazel and Ali Nokhbatolfoghahai	
Petrogenesis of skarn related Cu-porphyry intrusion deposit, Ali-Abad- Darreh Zereshk, Yazd.....	79
Batoul Taghipour and Mohammad Ali Mackizadeh	
Two-sided asymmetric subduction; implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut Block, eastern Iran.....	93
Reza Arjmandzadeh, Mohammad Hasan Karimpour, Sayed Ahmad Mazaheri, Joze Francisco Santos, Jorj Medina and Sayed Masod Homam	