



بررسی سنگ نگاری، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط تکتونوماگمایی توده‌ی گرانیتوئیدی میزبان کانسار مس پورفیری میدوک، شهر بابک - کرمان

علی علی‌رضایی^{۱*}، فرهاد آلیانی^۱، عباس مرادیان^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا همدان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان

(دریافت مقاله: ۹۰/۱/۱۹، نسخه نهایی: ۹۰/۵/۹)

چکیده: کانسار مس پورفیری میدوک در بخش شمال غربی مجموعه‌ی آتشفشانی- رسوبی دهج- ساردوئیه کرمان (جنوب شرقی کمربند آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر) و در ۴۲ کیلومتری شمال شرق شهرستان شهر بابک واقع شده است. کانسار مس پورفیری میدوک با سن ۱۲.۵ میلیون سال، در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن با ترکیب آندزیت، آندزیت‌بازالت و داسیت (مجموعه رازک)، جایگزین شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی میکروسکوپی نشان می‌دهد که این توده از گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و دیوریت تشکیل شده است. از نظر کانی‌شناسی، کانی‌های وابسته به میدوک پورفیری شامل پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، آمفیبول، بیوتیت و کوارتزند. سریسیت، کلریت، اپیدوت و مگنتیت نیز کانی‌های ثانویه این مجموعه را شامل می‌شوند. از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های گرانیتوئیدی میدوک پورفیری جزء سری ماگمایی قلیایی و کلسیک قلیایی و از نوع گرانیت‌های متا تا پراآلومین و I هستند. بررسی‌های زمین‌ساختی حاکی از آن است که کانسار مس میدوک دارای ویژگی کانسارهای تشکیل شده در حاشیه‌ی قاره‌ای فعال است. همچنین این بررسی‌ها نشان می‌دهد که کانسار مس میدوک در یک محیط زمین‌ساختی پس از برخورد صفحات ایران مرکزی و عربستان و در مراحل نهایی کوهزایی (رژیم تکتونیک فشارشی) و پس از اتمام فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس تشکیل و جایگزین شده است.

واژه‌های کلیدی: میدوک، کمربند آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر، ژئوشیمی، رژیم زمین‌ساختی پس از برخورد.

مقدمه

میدوک در بخش شمال غربی آن قرار گرفته است. فعالیت‌های آتشفشانی وسیعی که در ائوسن- الیگوسن در طول کمربند ارومیه - دختر رخ داده است، در نتیجه فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی در راستای دوران زاکرس است. اما کانی‌سازی گسترده مس پورفیری در طول کمربند ارومیه- دختر، بیشتر محدود به بخش جنوب شرقی این کمربند (مجموعه آتشفشانی دهج- ساردوئیه) در استان کرمان بوده که این کانی‌سازی‌های مس پورفیری بعد از اتمام فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس رخ

بخش جنوب شرقی کمربند آتشفشانی- نفوذی ایران مرکزی که در استان کرمان واقع شده است (نوار دهج-ساردوئیه)، یکی از مناطق مهم تشکیل کانسارهای مس پورفیری در سیستم کوهزایی آلپ-هیمالایاست (شکل ۱). نوار دهج-ساردوئیه با طول ۴۵۰ کیلومتر و عرض حدود ۹۰ کیلومتر از گوشه‌ی شمال غربی و غرب استان کرمان در مناطق انار و دهج تا گوشه‌ی جنوب شرقی یعنی جبال بارز جیرفت با روند عمومی شمال غربی-جنوب شرقی گسترش دارد که کانسار مس

زمین‌شناسی عمومی

از نظر مختصات جغرافیایی کانسار مس میدوک در عرض جغرافیایی شمالی $25^{\circ} 30'$ و طول جغرافیایی شرقی $55^{\circ} 10'$ در منتهی الیه شمال غربی نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرباک قرار گرفته است (شکل ۲).

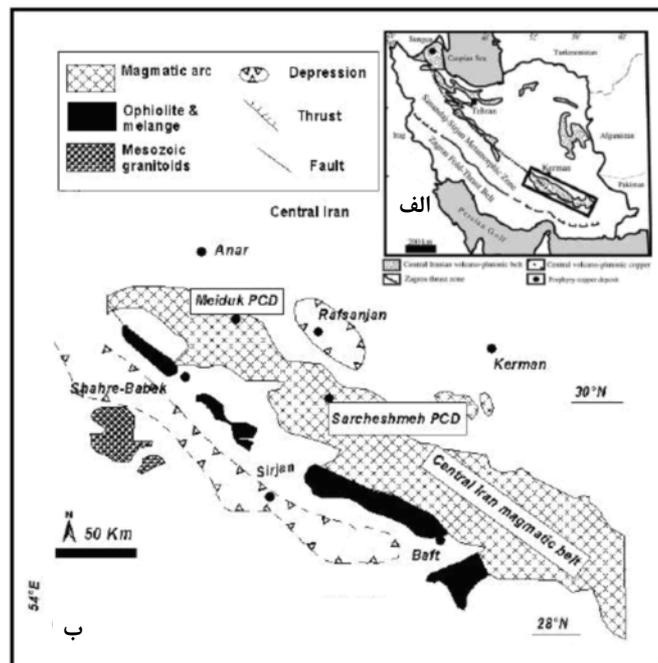
قدیمی‌ترین واحدهایی که در منطقه‌ی میدوک رخنمون دارند، فلیش‌های آهکی به سن سنومانین-تورونین‌اند که با کنگلومرای کرمان به سن پالئوژن به صورت ناپیوسته پوشیده شده‌اند [۵]. واحد بعدی فلیش‌های ائوسن‌اند که روی فلیش‌های سنومانین-تورونین و نیز کنگلومرای کرمان قرار گرفته‌اند [۵، ۶]. همه‌ی واحدهای یاد شده در گستره‌ی میدوک با دنباله‌های آتشفشانی پالئوژن پوشیده شده‌اند که به ترتیب شامل سه مجموعه از سالها پیش، به نام‌های بحرآسمان، رازک و هزار خوانده می‌شوند [۷]. مجموعه‌ی آتشفشانی رازک در منطقه به عنوان سنگ میزبان کانسار مس میدوک شناخته شده [۷]، و به سه واحد تقسیم می‌شود که عبارتند از: واحد زیرین (تراکی-بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت)، واحد میانی (توف‌های اسیدی) و واحد فوقانی (تراکی آندزیت، آندزیت‌بازالت و داسیت پورفیری) (شکل ۳). سن این مجموعه نیز که به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ تعیین شده است، ۳۷٫۵ میلیون سال است [۳].

داده و به توده‌های نفوذی با سن میوسن میانی تا بالایی (توده-های نفوذی تیپ کوه‌پنج) وابسته است. از مهم‌ترین ذخایر مس پورفیری در طول مجموعه‌ی آتشفشانی دهج-ساردوئیه می‌توان به سرچشمه، میدوک، دره زار، نوچون، دره آلو، سرمشک و غیره اشاره کرد.

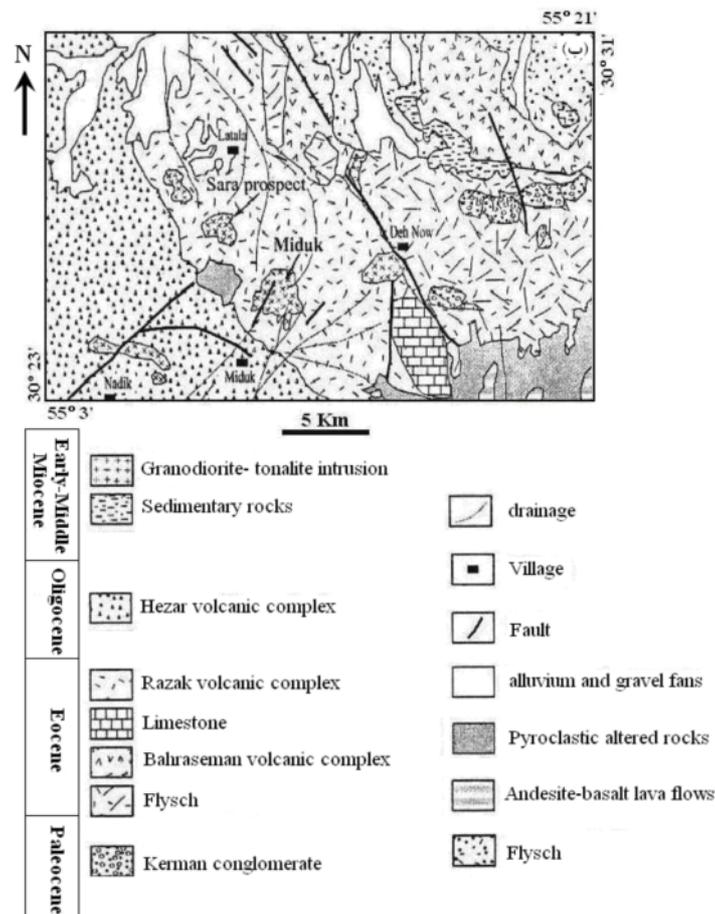
کانسار مس سرچشمه با ذخیره‌ای حدود ۱۲۰۰ میلیون تن مس با عیار ۰٫۶۹٪ که در استان کرمان واقع شده است [۱] یکی از بزرگترین کانسارهای دنیا در سیستم کوهزایی آلپ-هیملایا را تشکیل می‌دهد.

کانسار مس میدوک که در ۱۳۲ کیلومتری شمال غربی کانسار مس سرچشمه قرار گرفته است، با ذخیره‌ای در حدود ۱۷۰ میلیون تن مس با عیار ۰٫۸٪ پس از کانسار مس سرچشمه، مهم‌ترین کانسار مس پورفیری در استان کرمان است. اولین مرحله از فعالیت‌های پی‌جوئی از سال ۱۳۴۴ بر روی این کانسار شروع شد و تا کنون بیش از ۵۰ چاه و ۷ تونل پی‌جوئی در گستره‌ی این معدن حفر شده‌اند. از بررسی‌های انجام شده روی این کانسار، می‌توان به [۲-۴] اشاره کرد.

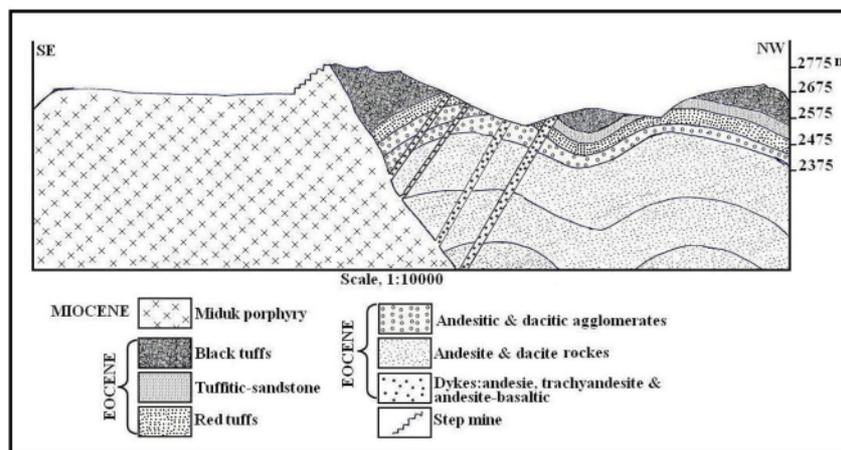
در این پژوهش نیز سعی شد تا با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی و نیز بررسی‌های سنگ‌شناسی میکروسکوپی، به بررسی خاستگاه زمین‌ساختی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی کانسار مس پورفیری میدوک پرداخته شود.



شکل ۱ الف موقعیت کمر بند دهج-ساردوئیه روی زون ارومیه-دختر [۲۰] و ب) موقعیت کانسار مس میدوک روی نوار دهج-ساردوئیه-نقل با تغییرات از [۲۱].



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی شهر بابک و موقعیت کانسار مس میدوک روی آن - اقباس با تغییرات از [۶].



شکل ۳ نیمرخ زمین‌شناسی وابسته به واحدهای آتشفشانی در برگزیده‌ی کانسار مس میدوک (مجموعه‌ی آتشفشانی رازک).

میدوک به فعالیت‌های دگرسانی شدید همراه با این توده‌ی گرانیتوئیدی نیمه‌عمیق وابسته است (شکل ۴). بر اساس سال-سنجی‌های انجام شده به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ توسط [۳] و U/Pb توسط [۴] بر روی کانسار مس میدوک، به ترتیب سن‌های

مجموعه‌ی آتشفشانی رازک با توده‌ای گرانیتوئیدی میدوک پورفیری در میوسن میانی قطع شده‌است که این توده عبارتند از دیوریت پورفیری، کوارتز دیوریت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری می‌باشد. کانی‌زایی کانسار مس پورفیری

بخش ژئوشیمی آن مورد پردازش قرار گرفتند.

روابط صحرایی و بررسی‌های سنگ‌شناسی میکروسکوپی

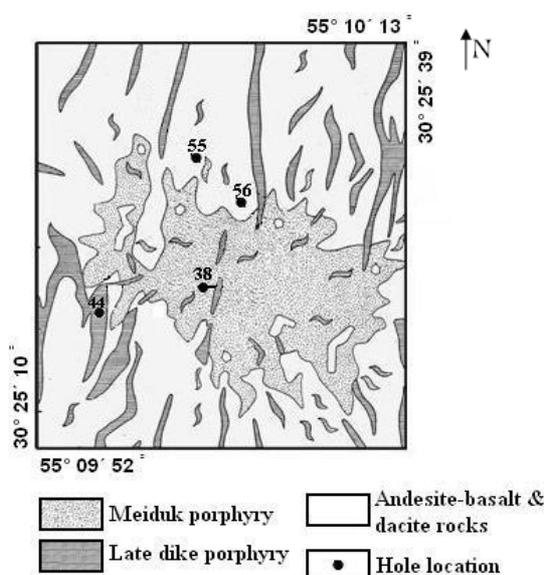
توده‌ی گرانیتوئیدی میدوک پورفیری بزرگترین فاز نفوذی در ناحیه‌ی معدن است و بررسی ماکروسکوپی نمونه‌های برداشت شده از بخش‌های مختلف معدن نشان می‌دهد که از دیوریت، کوارتز دیوریت و گرانودیوریت تشکیل شده است و بیشترین کانه‌زایی مس نیز همراه با این توده است. استوک پورفیری میدوک در نمونه‌ی دستی با حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز مشخص می‌شود. در نمونه‌های کوارتز دیوریت و دیوریتی نیز کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز همراه یا بدون ارتوکلاز (ارتوکلاز در صورت حضور، به عنوان کانی فرعی محسوب می‌شود) و کانی تیره هورنبلند و بیوتیت با چشم غیر مسلح قابل تشخیص‌اند. در نمونه‌های پورفیری، فنوکریست‌های بزرگی از پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. سنگ‌های گرانودیوریتی که رنگ آنها در نمونه‌ی دستی سفید تا خاکستری است و از نظر ضریب رنگی در حد لوکوکرات تا مزوکراتند، از کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز و کانی‌های تیره‌ی هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده‌اند. البته این کانی‌ها در نمونه‌ی دستی به راحتی و با چشم غیر مسلح قابل تشخیص‌اند. از آنجا که گرانودیوریت‌ها ویژگی‌ها و روابط صحرایی مشابه و بسیار نزدیکی با دیوریت‌ها دارند، آن‌ها را می‌توان به عنوان محصول جدایشی دیوریت‌ها در نظر گرفت.

۱۱/۳ میلیون سال و ۱۲/۵ میلیون سال برای این کانسار در نظر گرفته شده‌اند.

واحدهای بعدی در منطقه‌ی مورد بررسی دایک‌های پورفیری تأخیری با روند شمالی- جنوبی هستند (شکل ۴) که این دایک‌ها ترکیبی مشابه با توده‌ی گرانیتوئیدی میدوک داشته و به درون توده‌ی میدوک پورفیری و سنگ‌های آتشفشانی درونگیر آن (مجموعه آتشفشانی رازک) نفوذ کرده‌اند. علاوه بر این دایک‌هایی با ترکیب تراکی‌آندزیت، آندزیت‌بازالت و داسیت پورفیری و روند شمالی- جنوبی و شمال‌شرقی - جنوب‌غربی در مجموعه آتشفشانی رازک نیز نفوذ کرده‌اند (شکل ۳).

روش بررسی

بررسی توده‌ی گرانیتوئیدی مس میدوک در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گرفت. در بخش صحرایی از گستره‌ی مورد نظر تعداد ۱۵۰ نمونه از اعماق مختلف گمانه‌های پی‌جوئی شماره‌ی ۳۸، ۴۴، ۵۵ و ۵۶ برداشت شدند. در شکل ۴ موقعیت گمانه‌های مورد بررسی نشان داده شده است. تعداد ۱۰۰ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت شده، برای بررسی‌های سنگ-شناسی میکروسکوپی تهیه شدند. پس از بررسی سنگ‌شناسی نمونه‌ها، تعداد ۴۶ نمونه از سنگ‌های سالم و کمتر دگرسان شده برای تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی با دستگاه XRF و نیز اندازه‌گیری مقادیر عناصر نادر خاکی به روش ICP-MS انتخاب و به آزمایشگاه ALS Chemex کانادا ارسال و در



شکل ۴ نقشه‌ی زمین‌شناسی کانسار مس پورفیری میدوک (نقل با تغییرات از [۲]). دایره‌های توپر موقعیت گمانه‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد.

[۲۰] توده‌ی پورفیری pl به عنوان توده دوم را نیز در غرب معدن تشخیص داده است. به عقیده‌ی او این توده که در بخش‌های عمیق کانسار واقع شده است، دارای بافت پورفیری-آپلیتی با رنگ خاکستری است که به شدت دگرسان شده است و غالباً بر اساس حضور رگچه و رگه‌های غنی از کوارتز و مگنتیت قابل شناسایی است. به دلیل شکل‌گیری این توده در بخش‌های عمیق، حضور رگچه و رگه‌های حاوی مگنتیت و مگنتیت + کوارتز و دگرسانی پتاسی غنی از مگنتیت، سن جایگزینی آن قدیمی‌تر از توده‌ی نفوذی میدوک پورفیری است [۲۰].

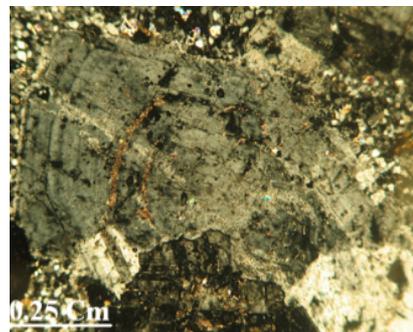
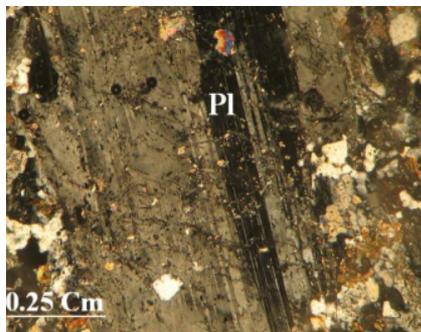
بررسی‌های سنگ‌نگاری که روی مقاطع نازک مربوط به گمانه‌های مورد بررسی با دگرسانی ضعیف صورت گرفته است، نشان می‌دهد که گمانه‌های شماره‌ی ۴۴ و ۵۵ ترکیب دیورتی و کوارتز دیورتی را نشان داده و گمانه‌های شماره ۳۸ و ۵۶ بیشتر ترکیب گرانودیورتی را نشان می‌دهند.

دیورت‌ها و کوارتز دیورت‌ها در مقاطع میکروسکوپی بافت پورفیری دارند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها فنوکریست‌های شکلدار و نیمه‌شکلدار پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز، کوارتز بی-شکل و نیمه‌شکلدار بوده که به صورت پراکنده فضای بین کانی‌های زمینه را پر کرده است. کانی‌های تیره‌ی این سنگ‌ها به صورت فنوکریست‌های بیوتیت و مقدار کمی هورنبلندند. پلاژیوکلاز به عنوان فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ‌ها، در حدود ۵۰ درصد حجمی نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند. بلورهای آن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار تخته‌ای هستند و اندازه‌ی آنها ۶-۰/۵ میلی‌متر است. این کانی‌ها دارای منطقه‌بندی نوسانی بوده و ماکل‌های پلی‌سنتتیک و کارلسباد در آنها دیده می‌شوند (شکل ۵). همچنین در بعضی از نمونه‌ها ماکل‌بندی‌های ثانویه حاصل از تنش نیز در بلورها دیده می‌شود (شکل ۵). در درون این بلورهای پلاژیوکلاز کانی‌های کوچک، آپاتیت، زیرکن، بیوتیت و کانی‌های کدر به صورت میانبار قرار گرفته‌اند. انحلال در حاشیه و درون پلاژیوکلازها نیز مشاهده می‌شود و در مواردی پلاژیوکلازها در راستای رخ‌ها و شکستگی‌ها به کانی‌های رسی، سریسیت، کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۵). فلدسپار قلیایی به مقدار کم، حدود ۴ درصد حجمی نمونه‌های دیورت و کوارتز دیورتی را تشکیل می‌دهد. کانی کوارتز حدود ۱۳-۱۵ درصد حجمی نمونه‌های دیورت و کوارتز دیورتی را شامل می‌شود. متوسط اندازه‌ی آنها ۰/۳

میلی‌متر است. بلورهای کوارتز بیشتر بی شکل، و به صورت منفرد و یا با انبوهی از دانه‌های ریز، فضای بین کانی‌ها را پر کرده‌اند. در سنگ‌هایی با بافت پورفیری، این بلورها عموماً سازنده‌ی زمینه‌ی سنگ‌اند. ولی گاهی فنوکریست‌هایی با اندازه‌ی حداکثر ۵ میلیمتر نیز در آنها دیده می‌شوند که حواشی خلیجی را نیز نشان می‌دهند (شکل ۶). خوردگی کوارتز طی بالا آمدن ماگما به سطح زمین را، می‌توان به تغییر حالت اوتکتیک کوارتز-فلدسپار قلیایی به تغییر فشار نسبت داد. بیشتر کوارتزها دارای خاموشی موجی هستند و گاهی اوقات کانی‌های بیوتیت و موسکوویت به صورت انکلوزیون در آنها دیده می‌شوند. کانی‌های بیوتیت، هورنبلند و کدر کانی‌های تیره سنگ‌های دیورتی و کوارتز دیورتی را شامل می‌شوند و در حدود ۱۵-۲۰ درصد حجمی نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی بیوتیت فراوان‌ترین کانی تیره است و ۱۰ درصد حجمی نمونه‌ها را تشکیل می‌دهد. این کانی به صورت شکل دار و نیمه شکل دار است. اندازه‌ی آنها ۱/۵ - ۰/۲ میلی‌متر است. در تعدادی از آنها پدیده کدر شدن مشاهده می‌شود. بیوتیت‌ها دارای چند رنگی شدید از قهوه‌ای کم‌رنگ تا پررنگ و رخ‌های واضح‌اند. همچنین در مقاطع میکروسکوپی دو نوع بیوتیت مشاهده می‌شوند که شامل بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های ثانویه‌اند (شکل ۷). بیوتیت‌های ماگمایی به صورت فنوکریست‌های کاملاً شکل‌دار و دارای رخ هستند و رنگ آنها قهوه‌ای تیره است و هیچ‌گونه دگرسانی را در کنارها و داخل آنها مشاهده نمی‌کنیم. البته در بعضی از مقاطع بیوتیت‌های ماگمایی کمی دستخوش دگرسانی شده‌اند (بیوتیت‌های گرمایی) که در کنارها و ها به کلریت و در مرکز به ارتوز و مگنتیت تبدیل شده‌اند و رنگ آنها قهوه‌ای روشن مایل به تیره است. گروه دوم بیوتیت‌های ثانویه هستند که بدون شکل‌اند و اندازه‌ی آنها کوچک است. این بیوتیت‌ها به طور کامل یا بخشی جانشین هورنبلند و یا بیوتیت‌های ماگمایی می‌شوند و رنگ آنها قهوه‌ایست (شکل ۷). کانی هورنبلند دومین کانی تیره است و ۵ درصد حجمی نمونه‌ها را تشکیل می‌دهد. این کانی نیمه شکل‌دار و در مقطع عرضی لوزی شکل است. اندازه‌ی بلورها ۶-۰/۲ میلی‌متر و دارای چند رنگی ضعیف است. این بلورها دارای پدیده‌ی کدر شدن در حاشیه و مرکز هستند و تعدادی از آنها به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند و در بعضی از نمونه‌ها به طور کامل به وسیله‌ی بیوتیت و مگنتیت جانشین شده‌اند و فقط قالبی از آن

و هورنبلند. از کانی‌های فرعی می‌توان آپاتیت و زیرکن را نام برد که از درصد بسیار جزئی برخوردارند و همه‌ی آنها خودشکلند. بیشتر آپاتیت‌ها به صورت میان‌بار در بیوتیت‌ها و کمی در هورنبلندها حضور دارند. زمینه‌ی سنگ‌های مورد بررسی بیشتر از کوارتز، سربیسیت، پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار و مقدار کمتر بیوتیت تشکیل شده است. بافت مهم سنگ‌ها پورفیری و ریزدانه‌ی ناهمسان است. بافت‌های دیگر نظیر بافت انحلالی در حاشیه و درون پلاژیوکلازها و خاموشی موجی در کوارتزها نیز مشاهده می‌شوند.

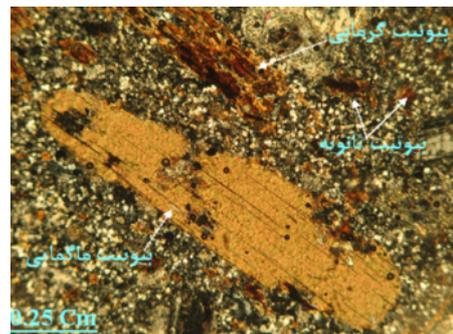
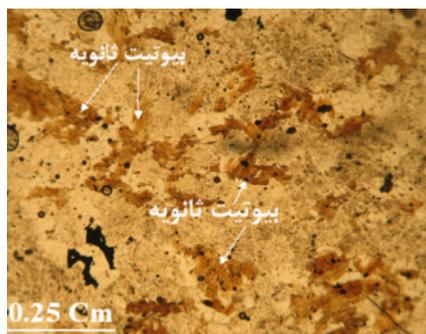
بر جای مانده است (شکل ۸). کانی‌های کدر گروه دیگری از کانی‌های تیره‌اند که کمتر از ۳ درصد حجمی نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند و بیشتر به صورت بی‌شکل در تمامی نمونه‌ها حضور داشته و اندازه‌ی آنها از ۰/۵ - ۰/۱ میلی متر تغییر می‌کند. کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی کانی‌های اصلی و فرعی که در متن سنگ دیده می‌شوند، عبارتند از: سربیسیت و فلدسپار پتاسیم حاصل از تجزیه شدید پلاژیوکلازها، کانی‌های رسی حاصل از تجزیه پتاسیم فلدسپارهای زمینه، کلریت و بیوتیت‌های ثانویه و سربیسیت حاصل از تجزیه بیوتیت‌های اولیه



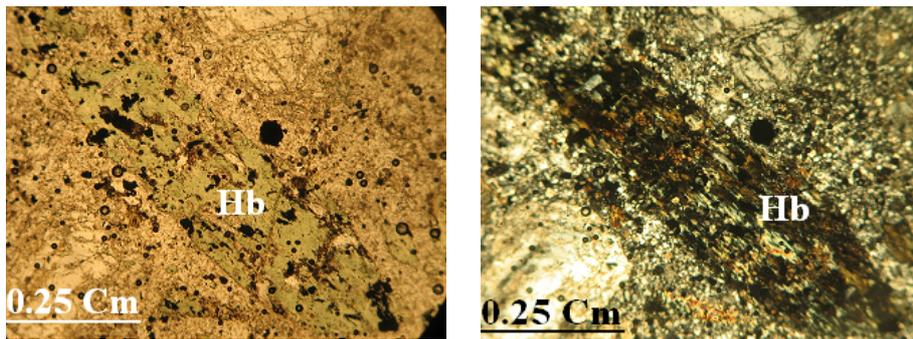
شکل ۵ تصاویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (Pl) وابسته به توده‌ی نفوذی میدوک پورفیری ک ماکل‌های پلی‌سنتتیک و منطقه‌بندی نوسانی در آن‌ها دیده می‌شود و نیز تحت تأثیر دگرسانی تا حدودی سربیسیتی و کلریتی شده‌اند - نور XPL.



شکل ۶ فنوکریست‌های کوارتز با حواشی انحلالی و خلیجی - نور XPL.



شکل ۷ انواع بیوتیت‌های موجود در توده گرایتوئیدی میدوک پورفیری (شکل سمت راست نور XPL و شکل سمت چپ نور PPL).



شکل ۸ فنوکریست هورنبلند (Hb) موجود در توده‌ی نفوذی میدوک پورفیری که به کلریت و کانی‌های آپک تبدیل شده است.

دگرسانی‌های سدی و پتاسی را از دگرسانی‌ها یا نمونه‌های دیگر نادگرسان از هم تفکیک کرد. چنانکه در این نمودارها مشاهده می‌شود، بیشتر نمونه‌های وابسته به توده‌ی میدوک پورفیری در گستره‌های نادگرسان یا دگرسان‌های دیگر به جز دگرسانی پتاسی واقع شده‌اند.

با توجه به نتایج داده‌های ژئوشیمیایی درصد SiO_2 در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی بین ۵۳ تا ۶۸ درصد متغیر است و در نمودار R_1 نسبت به R_2 [۱۰] نمونه‌ها در گستره‌ی گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و کوارتز مونزونیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

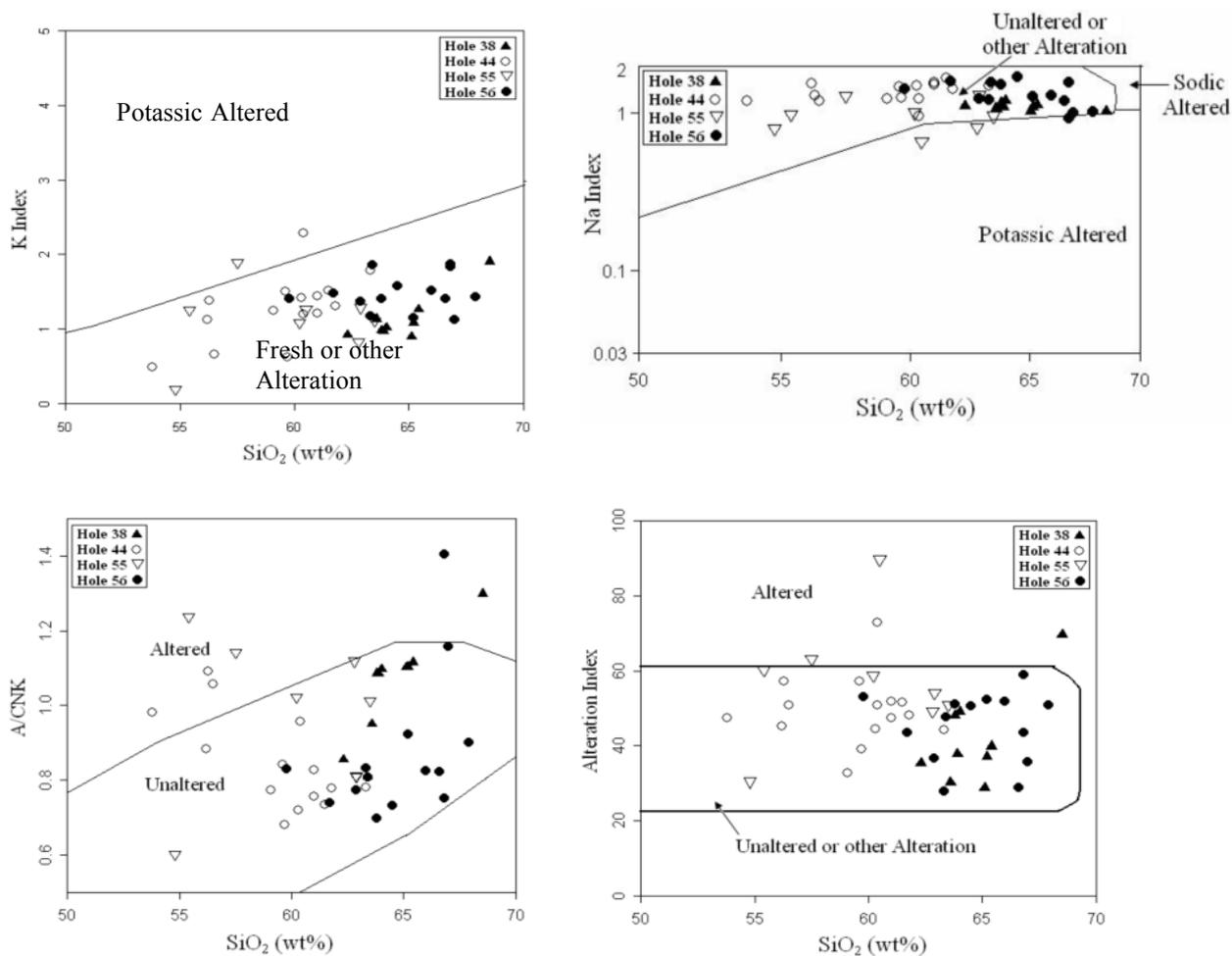
[۱۱] با بهره‌گیری از مفهوم روند Fenner در طول جدایش بلوری و پارامترهای $\text{FeO}^{II}/(\text{FeO}^{II} + \text{MgO})$ و SiO_2 نمودار جدیدی را برای تفکیک سری تولییتی و آهکی-قلیایی پیشنهاد کرده‌اند که در آن سری‌های یاد شده را به ترتیب با نام‌های Ferroan و Magnesian پیشنهاد کرده‌اند. چنانکه در شکل ۱۱-الف دیده می‌شود، بیشتر نمونه‌های گرانیتوئیدی وابسته به کانسار مس میدوک در گستره‌ی گرانیت‌های منیزین یا آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند. نامبردگان همچنین با استفاده از ضریب اصلاح شده قلیا-آهک (شاخص Malli) که عبارتست از $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ، نمودار شاخص Malli نسبت به SiO_2 را رسم کرده‌اند (شکل ۱۱ ب). نمونه‌های گرانیتوئیدی کانسار مس میدوک با داشتن مجموع $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ بین ۵٫۸ تا ۹٫۳۱ درصد وزنی و میزان CaO بین ۱٫۳۲ تا ۴٫۸۸ درصد وزنی در آن نمودار در گستره‌های قلیایی و کلسیک قلیایی قرار گرفته‌اند. در این نمودار با افزایش میزان SiO_2 شاخص Malli نیز به طور جزئی افزایش یافته است.

گرانودیوریت‌ها نیز در مقاطع میکروسکوپی اغلب دارای بافت پورفیری و دانه‌ای بوده و گاه بافت‌های انحلالی در حاشیه پلاژیوکلازها و خاموشی موجی در کوارتزها نیز نشان می‌دهند. کانی‌های آن‌ها را کوارتز (۲۲ تا ۳۰ درصد) به صورت بی‌شکل و نیمه خود ریخت، پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۵۰ درصد) با ترکیب الیگوکلاز-آندزین، منطقه بندی عادی و نوسانی، ماکل چندهمنهشتی و به صورت خود شکل و نیمه خود شکل و فلدسپار قلیایی (حدود ۱۰ تا ۱۷ درصد) بیشتر از نوع ارتوز تشکیل می‌دهد. بلورهای ارتوز به صورت بی‌شکل و نیمه‌شکل دار بوده و حالت غبارآلود در سطح تعدادی از آنها دیده می‌شود. کانی‌های تیره‌ی این سنگ‌ها نیز عبارتند از آمفیبول (حدود ۷ درصد) بیوتیت (حدود ۱۰ درصد) و همچنین آپاتیت، اسفن و زیرکن به عنوان کانی‌های فرعی.

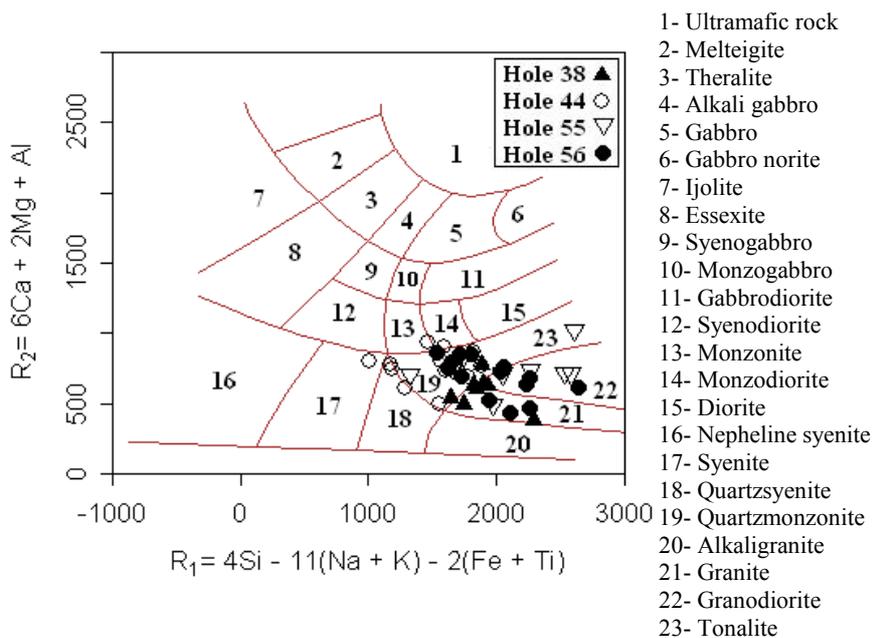
ژئوشیمی

ژئوشیمی عناصر اصلی

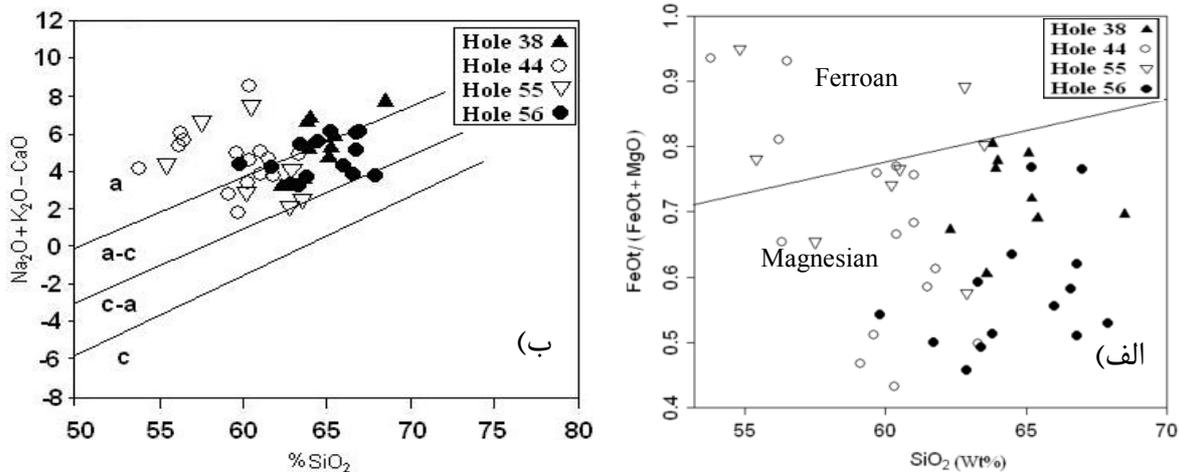
در این بخش ویژگی‌های ژئوشیمیایی گمانه‌های پی‌جویی شماره ۳۸، ۴۴، ۵۵ و ۵۶ وابسته به توده‌ی گرانیتوئیدی میدوک پورفیری مورد بررسی قرار گرفتند. از آنجا که در بسیاری از بررسی‌های ژئوشیمیایی کانسارها به ویژه ذخایر مس پورفیری دگرسان و فیلترهای دگرسانی حائز اهمیت‌اند، لذا در این بخش سعی شده است تا برای تعیین میزان دگرسانی نمونه‌های وابسته به توده‌ی گرانیتوئیدی پورفیری میدوک علاوه بر بررسی‌های میکروسکوپی و در نظر گرفتن LOI نمونه‌ها، از نمودارهای [۹، ۸] (شکل ۹) استفاده شود. در این نمودارها با استفاده از شاخص‌های پتاسی، سدی، دگرسانی و نیز شاخص ACNK (شکل ۹)، نسبت به SiO_2 می‌توان



شکل ۹ تعیین دگرسانی نمونه‌های وابسته به توده گرانیتوئیدی میدوک پورفیری با استفاده از نمودارهای [۹،۸].



شکل ۱۰ نمودار نامگذاری سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبان کانسار مس میدوک [۱۰].



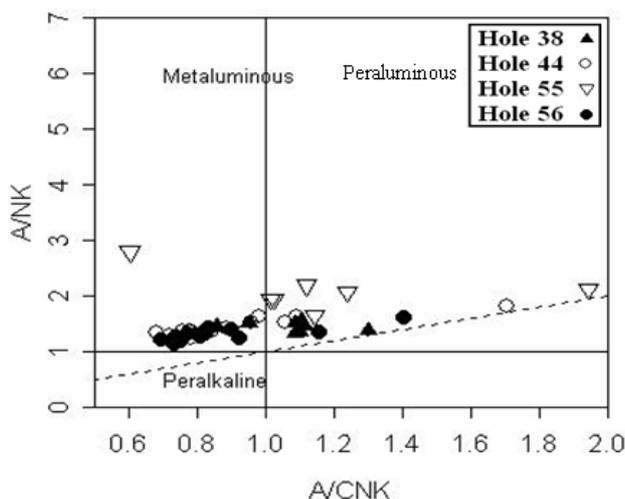
شکل ۱۱ الف- نمودار تغییرات $FeOt/(FeOt + MgO)$ نسبت به SiO_2 [۱۱] ب- نمودار $(K_2O + Na_2O - CaO)$ نسبت به SiO_2 برای تعیین Malli [۱۱].

به $Y + Nb$ ، سنگ‌های گرانیتوئیدی به عنوان توده‌ی مولد کانسار مس میدوک (میدوک پورفیری) به روشنی در موقعیت پس از برخورد در کمان‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند که این نشان‌دهنده‌ی شکل‌گیری آن‌ها پس از پایان فرورانش است، بنابراین می‌توان آن‌ها را از نوع توده‌های نفوذی پس از فرورانش قلمداد کرد، نه توده‌های نفوذی در زمانیکه فرورانش هنوز فعال است شکل گرفته باشند. (شکل ۱۳ الف). توده‌های گرانیتوئیدی که در این گستره قرار می‌گیرند، ویژگی‌های وابسته به حاشیه‌های قاره‌ای فعال را نشان می‌دهند که درای بیوتیت و هورنبلند بوده و از گرانیت‌های نوع I می‌باشند [۱۴].

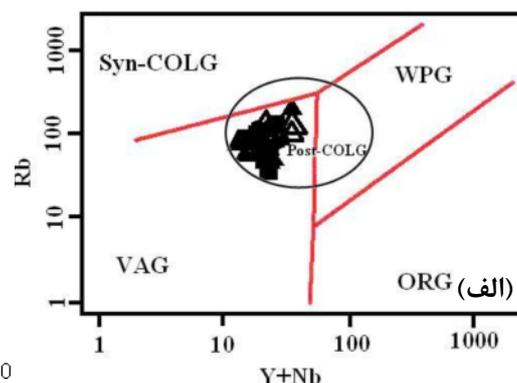
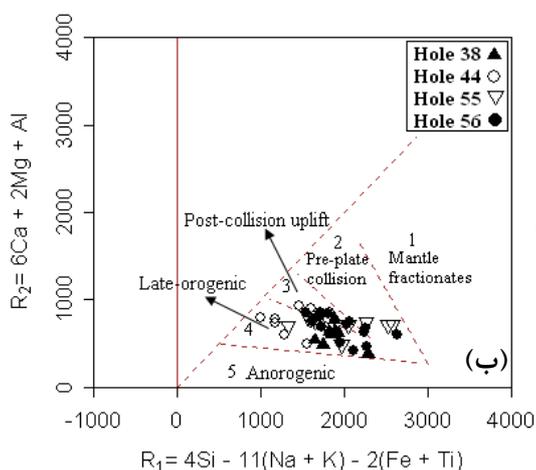
از نمودارهای R1 نسبت به R2 [۱۵] نیز برای شناسایی موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های معدنی میدوک استفاده شد که با ترسیم داده‌های وابسته، نمونه‌های سنگی توده‌ی میدوک پورفیری بیشتر در موقعیتی پس از پایان فرورانش یعنی در مرحله پس از برخورد و مراحل نهایی کوهزایی که با بالا آمدگی همراه بوده است، واقع شده‌اند (شکل ۱۳ ب). این ماهیت زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه، نشان‌دهنده‌ی تشکیل آنها در مراحل نهایی تکامل کمان ماگمایی ارومیه-دختر (نوار دهج-ساردوئیه) هستند. همچنین این نمودار نشان می‌دهد که نمونه‌های گرانیتوئیدی میدوک پورفیری با قرار گرفتن در گستره‌های آهکی-قلیایی غنی از پتاسیم و مونزونیتی نیمه قلیایی، ماهیت نیمه قلیایی دارند.

نمودار [۱۲] ویژگی‌های شاخص اشباع از آلومینیوم را نشان می‌دهد که در شکل ۱۲ آورده شده است. چنانکه در این نمودار دیده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی مت‌آلومین تا پرآلومین قرار می‌گیرند. با توجه به حضور کانی‌های تیره اصلی هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های منطقه و عدم حضور کانی‌های غنی از Al، مانند کردیریت، کروندوم و توپاز در این سنگ‌ها و نیز با توجه به نبود یا کمبود برونوم‌های پوسته‌ای در آنها، ماهیت پرآلومینوس آنها را نمی‌توان به فرآیندهای هضم در بخش‌های میانی و بالایی پوسته‌ی قاره‌ای وابسته دانست. بنابراین ویژگی‌های یاد شده نشان‌دهنده‌ی ماهیت مت‌آلومینوس سنگ‌های مورد بررسی است و ماهیت پرآلومینوس آنها را می‌توان به میزان آب در ناحیه‌ی ذوب [۱۳] نسبت داد. به عبارتی وجود مقدار زیادی آب در محل خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده‌ی توده‌ی گرانیتوئیدی میدوک پورفیری، کاهش پایداری پلاژیوکلاز و در نتیجه ذوب آن را به دنبال دارد. ذوب پلاژیوکلازها باعث ورود مقادیر زیادی آلومینیوم و نیز استرانسیم و یوربیم به درون گدازه‌ی نهایی خواهد شد که در پایان، این فرآیند منجر به تولید ماگمای پرآلومینوس در سنگ‌های منطقه مورد بررسی و نیز ناپهنجاری مثبت یوربیم شده است.

به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی توده نفوذی میدوک پورفیری از نمودارهایی که براساس اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی ترسیم شده‌اند، استفاده شده است. در نمودار Rb نسبت



شکل ۱۲ نمودار [۱۲] که نشان‌دهنده‌ی موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی متآلومین تا پرآلومین است.



شکل ۱۳ نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه‌ی، الف) نمودار $Y + Nb$ نسبت به Rb [۱۴]، ب) نمودار $R1 - R2$ [۱۵] برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی کانسار مس میدوک. گستره‌های شماره‌گذاری شده عبارتند از گروه‌های: ۱- تولیتی، ۲- آهکی-قلیایی و تروندجیمیتی، ۳- آهکی-قلیایی غنی از پتاسیم، ۴- مونزونیتی نیمه قلیایی، ۵- قلیایی و پرآلکان.

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و عناصر فرعی میدوک پورفیری استفاده از عناصر نادر خاکی و عناصر فرعی به دلیل اینکه این عناصر غالباً ساکن هستند و فرآیندهای دگرسانی و گرمایی کمترین تأثیر را روی این عناصر دارند برای بررسی چگونگی زمین‌ساختی سنگها و نیز شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگما بسیار اهمیت دارد. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی نمونه‌های توده‌ی نفوذی میدوک پورفیری براساس داده‌های کندریت [۱۷] ترسیم شده است (شکل ۱۵). در این نمودار شیب نمودار از سمت عناصر نادر خاکی سبک به سمت عناصر نادر خاکی سنگین، کم می‌شود. به عبارتی در نمودار توده‌ی میدوک پورفیری یک غنی‌شدگی زیاد در LREE و یک غنی

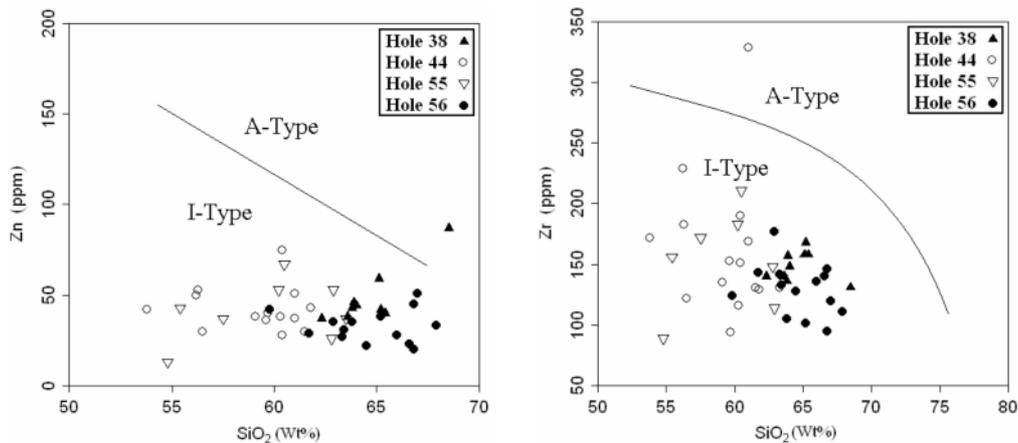
به منظور جدایش گرانیت‌های نوع I از A، نمونه‌ها در نمودار SiO_2 نسبت به Zr و SiO_2 نسبت به Zn که توسط [۱۶] پیشنهاد شده است، رسم شده‌اند (شکل ۱۴) که نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند. علاوه بر این مقدار SiO_2 ، نسبت A/CNK ، نسبت K_2O/Na_2O ، میزان Ni و Cr و نیز حضور کانی‌های مافیک هورنبلند و بیوتیت، بافت همسان میان دانه تا ریزدانه و بافت پورفیری، نبودن بافت پگماتیتی و در نهایت عدم وجود برونیوم-های با خاستگاه پوسته‌ی قاره‌ای در سنگ‌های گرانیتوئیدی کانسار مس میدوک، نشان‌دهنده‌ی وابستگی سنگ‌های یاد شده به گرانیت‌های نوع I هستند.

به کانسار مس میدوک، از جمله غنی‌شدگی عناصر Rb, Ba, Th, K و Ce نسبت به عناصر P, Zr, Eu, Y و Lu نابهنجاری منفی Ti و Nb و نیز نبودن نابهنجاری منفی در Eu کاملاً مشابه با کانسارهای مورد بحث در کشور شیلی است. تشابه الگوی این عناصر در سنگ‌های گرانیتوئیدی کانسار مس میدوک با مناطق فوق نشان می‌دهد که کانسار مس پورفیری مانند Chimboraza, Zaldivar, Scandida شیلی، دارای ویژگی‌های کانسارهای مس پورفیری تشکیل شده در کرانه‌های فعال قاره‌ای است.

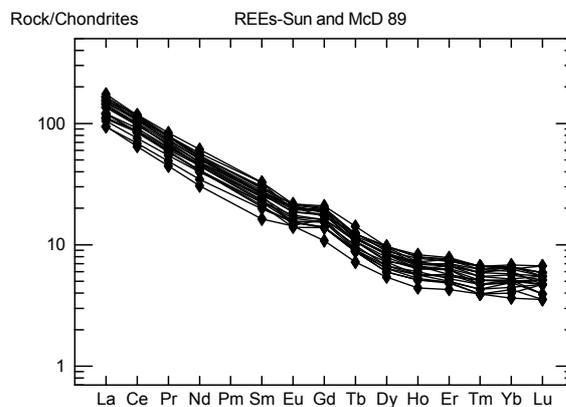
با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی و نیز با در نظر گرفتن موقعیت زمانی و مکانی توده‌ی گرانیتوئیدی کانسار مس میدوک به نظر می‌رسد که این توده در یک محیط زمین-ساختی پس از برخورد و وابسته به کرانه‌های قاره‌ای فعال تشکیل شده است.

شدگی اندک در HREE دیده می‌شود. از نکات قابل توجه در این نمودار، نبودن نابهنجاری منفی Eu در نمونه‌های میدوک پورفیری است. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در تمام نمونه‌های وابسته به کانسار مس پورفیری میدوک، یک الگوی پراکنده با شیب کم است و بخصوص شیب کلی پراکندگی عناصر نادر خاکی سنگین بسیار کم و تقریباً صاف است. غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های آهکی-قلیایی نشان می‌دهد. با توجه به موازی بودن روند وابسته به نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه می‌توان به هم‌خاستگاه بودن آنها پی برد.

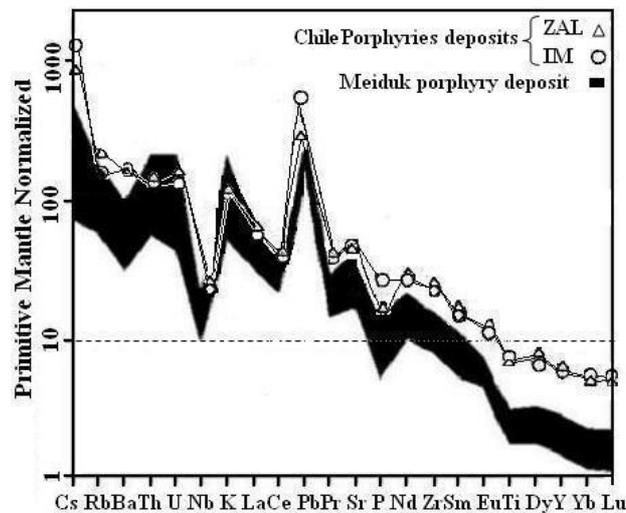
در شکل ۱۶ رفتار ژئوشیمیایی عناصر فرعی و اصلی وابسته به کانسار مس میدوک، با کانسارهای Chimboraza و Zaldivar در کشور شیلی [۱۸] مقایسه شده است. داده‌های ژئوشیمیایی به دست آمده نسبت به گوشته‌ی اولیه بهنجار شده‌اند [۱۷]. در این نمودار رفتار عناصر فرعی و اصلی وابسته



شکل ۱۴ نمودارهای Zn-SiO₂ و Zr-SiO₂ نشان می‌دهند که نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت‌های نوع I قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۵ نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی توده‌ی نفوذی میدوک پورفیری هنجار شده بر اساس داده‌های [۱۷].



شکل ۱۶ مقایسه‌ی رفتار عناصر فرعی و اصلی وابسته به توده‌های نفوذی کانه‌زایی در کانسارهای مس پورفیری Zaldivar و Chimborazo شیلی [۱۸] با رفتار این عناصر در توده گرانیتوئیدی میدوک پورفیری- هنجار شده بر اساس داده‌های [۱۹].

میدوک، ویژگی‌های ژئوشیمیایی این توده مانند مقادیر پایین‌تر عدد منیزیم ($Mg\# = 38-49$)، در مقایسه با ماگماهای حاصل شده از ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرورو ($Mg\# = 58-72$) و قرار گرفتن نمونه‌های این سنگ‌ها در موقعیت زمین‌ساختی پسا برخورد و نیز میزان $Sr > 400$ ppm، $Sr/Y > 40$ ppm و مقایسه‌ی این ویژگی‌ها با توده‌های نفوذی نوع کوه‌پنج به سن میوسن میانی- بالایی مثل سرچشمه، دره‌زار و نوچون [۱۹]، می‌توان به این نتیجه رسید که توده‌ی گرانیتوئیدی میدوک پورفیری نمی‌توانسته است از ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده حاصل شده باشد. بنابراین به مانند کانسارهای فوق به ذوب بخش‌های زیرین پوسته‌ی قاره‌ای ضخیم شده وابسته باشد. نسبت بالای La/Yb در این سنگ‌ها را نیز می‌توان به دخالت یک خاستگاه آمفیبولیتی با مقادیر نسبتاً زیاد گارنت (حداکثر تا ۲۵-۳۰ درصد) در تشکیل آنها وابسته دانست که با ویژگی-های سنگ‌های آداکیتی انجامیده از ذوب بخش‌های زیرین پوسته‌ی قاره‌ای دارای آمفیبول و گارنت در خاستگاه و در یک محیط زمین‌ساختی برخوردی و فشارشی همخوانی دارد [۲۲].

برداشت

بر اساس اطلاعات به دست آمده از بررسی‌های صحرائی، سنگ‌شناختی، کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی روی توده‌ی گرانیتوئیدی میدوک پورفیری، می‌توان به این نتیجه رسید که: ۱- کانسار مس میدوک در کمربند آتشفشانی-پلوتونیک ارومیه- دختر (نواردهج-ساردوئیه) قرار دارد. کانسار سازی در

خاستگاه احتمالی توده‌ی گرانیتوئیدی میزبان کانسار مس میدوک

بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و زمین‌ساختی توده‌ی گرانیتوئیدی میدوک پورفیری نشان داد که این توده در موقعیتی پس از پایان فرورانش یعنی در مرحله‌ی پسا برخورد و مراحل نهایی کوهزایی که با بالا آمدگی همراه بوده است، تشکیل شده است. به عبارتی این توده زمانی تشکیل و جایگزین شده است که فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس که از زمان کرتاسه آغاز شده بود، در پایان پالئوژن- آغاز نئوژن با برخورد بین صفحات عربی و ایران به پایان رسیده و رژیم زمین‌ساختی فشارشی و شرایط کوهزایی بر سراسر ایران حکمفرما شده است. با توجه به مطالب بالا و نیز مقادیر پایین $Y < 18$ ppm، جدایش نسبتاً بالای عناصر نادر خاکی $La/Yb \geq 20$ و نبودن نابهنجاری آنومالی منفی Eu در نمونه‌های وابسته به توده‌ی گرانیتوئیدی میدوک پورفیری می‌توان گفت که ماگمای مادر این توده از محیطی ریشه گرفته است که در آنجا پلاژیوکلاز حضور نداشته است ولی آمفیبول به عنوان کانی اصلی در پسماند حاصل از ذوب‌بخشی نقش اصلی را ایفا کرده است. ناپایداری پلاژیوکلازها و ذوب شدن آنها طی فرآیند ذوب‌بخشی، باعث افزایش Sr و Eu در ماگمای مادر این سنگ‌های آن توده و در نتیجه نبودن نابهنجاری منفی این دو عنصر در نمودارهای عنکبوتی وابسته به این سنگ‌ها شده است. از نظر خاستگاه تشکیل توده‌ی گرانیتوئیدی میزبان کانسار مس

قدردانی

از آنجا که این پژوهش با حمایت‌های همه‌جانبه مجتمع مس سرچشمه، به ویژه امور تحقیقات این مجتمع و همچنین مجتمع معدنی مس میدوک انجام شده است، لذا لازم می‌دانم از مدیریت محترم امور تحقیق و توسعه‌ی مجتمع مس سرچشمه جناب آقای مهندس قاسمی، رئیس محترم امور تحقیق و توسعه این مجتمع جناب آقای مهندس آتش پنجه و نیز مدیریت محترم مجتمع مس میدوک جناب آقای مهندس شریفیان و رئیس محترم بخش زمین‌شناسی مجتمع مس میدوک جناب آقای مهندس رضانی به خاطر همکاری همه‌جانبه‌شان در انجام این پروژه سپاسگزاری کنیم. همچنین از داوران محترم که با نظرهای ارزشمند خود بر غنای علمی این مقاله افزودند تشکر می‌کنم.

مراجع

- [1] Shahabpour J., "Behaviour of Cu and Mo in the SarCheshmeh porphyry Cu deposit, Kerman, Iran" CIM Bull., 93, (2000) 44 – 51.
- [2] Outomec., "Techno-economic feasibility study and relevant backing technical studies of Meiduk Copper Project", Outokumpu, Finland, (1992) 171p .
- [3] Hassanzadeh j., "Metallogenic and tectonomagmatic events in SE sectore of the Cenozoic active continental margine of central iran- Shahr- Babak, kerman province," PHD thesis, university of California (1993) 201 p.
- [4] McInnes B.I.A., Evans N.J., Belousova E., Griffin W.T., Andrew R.L., "Timing of minerlization and exhumation processes at the Sarcheshmeh and Meiduk porphyry Cu deposits, Kerman belt, Iran", Mineral exploration and sustainable development , Eliopoulos et al. (eds), Millpress, Rotterdam, ISBN 9077017 77 1, (2003) p 1197-1200.
- [5] Dimitrijevic M., "Geology of Kerman region: institute for geological and mining exploration and institution of nuclear and other mineral raw materials", Beograd-Yugoslavia, Iran Geol. Survey Rept. (1973) Yu/52.
- [6] Saric A., Djordjevic M., Dimitrijevic M. N., "Geological map of Shahr-Babak, Scale 1/100000", Geological Survey of Iran , (1971) Tehran, Iran .

این کانسار وابسته به توده‌ی نفوذی با دامنه‌ی ترکیبی از گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت و دیوریت با سن میوسن میانی است، که این توده‌دنباله‌ی آتشفشانی وابسته به همبافت رازک به سن ائوسن را قطع کرده است.

۲- از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی میکروسکوپی، توده‌ی نیمه عمیق میزبان کانسار مس میدوک (میدوک پورفیری) از کوارتزیدیوریت، دیوریت و گرانودیوریت تشکیل شده است. کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی این مجموعه عبارتند از پلاژیوکلاز، - فلدسپار پتاسیم و کوارتز. بیوتیت و هورنبلند نیز کانی‌های تیره‌ی این توده را شامل می‌شوند. سریسیتی شدن، همراه با رگچه‌های سیلیسی، بیوتیت‌های ثانویه، دگرسانی پتاسی از نوع ارتوزی شدن، کلریتی شدن و کلسیتی شدن که از دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و کانی‌های تیره حاصل شده‌اند، کانی‌شناسی ثانویه این مجموعه را تشکیل می‌دهند. همچنین در مقاطع میکروسکوپی می‌توان دو نوع بیوتیت را شامل بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های ثانویه مشاهده کرد. بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری و ناهمسان دانه است.

۳- این سنگ‌ها از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماهیت کلسیک و کلسیک قلیایی را نشان می‌دهند. غنی‌شدن این سنگ‌ها از عناصر LILE و فقیر شدن آنها از عناصر HFSE وابسته بودن توده‌ی گرانیتوئیدی مس میدوک را به حاشیه‌ی قاره‌ای فعال نشان می‌دهد.

۴- نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی نشان می‌دهد که کانسار مس میدوک در موقعیتی پس از اتمام فرورانش یعنی در مرحله‌ی پس از برخورد و مراحل نهایی کوهزایی که با بالا آمدگی همراه بوده است تشکیل شده است.

۵- از نظر خاستگاه تشکیل توده‌ی گرانیتوئیدی میزبان کانسار مس میدوک، ویژگی‌های ژئوشیمیایی این توده مانند میزان $Sr/Y > 40$ ppm, $Sr > 400$ ppm، قرار گرفتن نمونه‌های این سنگ‌ها در موقعیت زمین‌ساختی پس از برخورد و مقایسه‌ی این توده با توده‌های نفوذی نوع کوه‌پنچ و میزبان کانسارهای مس پورفیری در استان کرمان نشان می‌دهد که توده‌ی گرانیتوئید میدوک پورفیری نمی‌توانسته است از ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده حاصل شده باشد و بنابراین به مانند توده‌ی های گرانیتوئیدی فوق وابسته به ذوب بخش‌های زیرین پوسته-ی قاره‌ای ضخیم شده است.

- [15] Batchelor R.A., Bowden P., "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series: using multinational parameters", *Chem. Geol.*, 48: (1985) 43-55.
- [16] Newberry R.J., Burns L.E., Swanson S.E., Smith T.E., "Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks-Circle area, interior Alaska. In: Stein H.J., Hannah, J.L. (Eds.). *Ore-bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralising Processes*", Geological Society of America, Special Paper 246, (1990) pp. 121-142.
- [17] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes: in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins*", Geological Society Special Publications no. 42 (1989) p. 313-345.
- [18] Richards J. P., Boyce A.J., Springle M.S., "Geologic evolution of Escondida Area, Northern Chile, A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization", *Economic Geology*, v. 96 (2001) p. 271-305.
- [19] Shafiei B., Shahabpour J., Haschke M., "Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakite-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman porphyry copper belt: response to Neogene crustal thickening", *Journal of Sciences. Islamic Republic of Iran*, v 19 (2008) p. 67-84.
- [20] Taghipour N., Aftabi A., Mathur R., "Geology and Re-Os Geochronology of Mineralization of the Miduk Porphyry Copper Deposit", *The Society of Resource Geology* 2: (2007)143-160.
- [21] Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", *Journal of Asian Earth Science*, v. 24 (2005) p. 405-417.
- [۲۲] علیرضایی علی، ژئوشیمی سنگ‌های گرانیتوئیدی معدن مس میدوک و رابطه آن با کانسارسازی مس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا همدان، (۱۳۸۸).
- [۷] آلیانی ف، علیرضایی ع، مرادیان ع، عباسلو ز، ژئوشیمی و سنگ‌شناختی سنگ‌های آتشفشانی درونگیر کانسار مس میدوک کرمان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، جلد هفدهم، شماره ۳، (۱۳۸۸) ۴۶۲-۴۵۰.
- [8] Wilt J.C., "Correspondence of alkalinity and ferric/ferrous ratios of igneous rocks associated with various types of porphyry-copper deposits. In: Pierce, F.W., Bolm, J.G. (Eds.), *Porphyry-Copper Deposits of the American Cordillera*. *Ariz. Geol. Soc. Digest* 20 (1995) 180-200.
- [9] Keith S.B., Swam M.M., "The great Laramide porphyry copper cluster of Arizona, Sonora, and New Mexico: the tectonic setting, petrology, and genesis of a world class porphyry metal cluster. In: Coyner, A.R., Fahey, P.L. (Eds.)", *Geology and Ore Deposit of the American Cordillera*. Geological Society of Nevada Symposium proceeding, Reno/Sparks, Nevada, April 1995, pp. 1667-1747.
- [10] De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature", *Chemical Geology* 29, (1980)183-210.
- [11] Frost R.B., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., "A Geochemical classification for Granitic Rocks", *Journal of Petrology* 42 (2001) 2033-2048.
- [12] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geol Soc Am Bull*, 101, (1989) pp 635-643.
- [13] Waight T.E., Weaver S.D., Muir R.J., "The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic transition", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 130, (1998) 225-239.
- [14] 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.