

بررسی‌های سنگ‌شناسی و میانبارهای شاری در کانسار مس پورفیری کهنه‌گ

مهدی آزادی^{۱*}، میرصالح میرمحمدی^۱، اردشیر هزارخانی^۲

۱- دانشکده مهندسی معدن، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران

۲- دانشکده مهندسی معدن، نفت و متالورژی، دانشگاه صنعتی امیرکبیر (پلی‌تکنیک تهران)

(دریافت مقاله: ۹۱/۶/۱۱، نسخه نهایی: ۹۱/۱۰/۱۵)

چکیده: کانسار مس پورفیری کهنه‌گ در استان اصفهان و در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه – دختر واقع شده است. بنا بر بررسی صحرایی و سنگنگاری مقاطع نازک و مغزه‌ها، سنگ‌های آذرین بخش شرقی، این کانسار از نظر ارتباط با کانی‌سازی به سه دسته درونگیر، کنترل‌کننده کانی‌سازی و دایک‌های عقیم پس از کانی‌سازی تقسیم می‌شوند. کوارتزدیوریت‌ها بیش از ۷۰ درصد از بدنه اصلی توده آذرین کنترل‌کننده کانی‌سازی را تشکیل داده‌اند. زمین‌شیمی سنگ‌های خروجی و نفوذی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از یک ماگمای آهکی– قلیایی واحد تشکیل شده‌اند که در نتیجه تبلور جدایشی، تنوع سنگی مشاهده شده در سنگ‌های آذرین را به وجود آورده‌اند. میزان SiO_2 در سنگ‌های مورد بررسی بین ۴۹ تا ۶۷ درصد تغییر می‌کند و با افزایش آن در سنگ‌ها مقدار Na_2O و K_2O به طور خطی افزایش و میزان Fe_2O_3 ، CaO ، MgO ، Al_2O_3 و TiO_2 به طور خطی کاهش می‌یابند. عناصر Th ، Rb و La نیز با افزایش SiO_2 به صورت خطی افزایش Sc ، Y ، Ni و Yb کاهش می‌یابند. دگرسانی‌های مشاهده شده به بیشتر پتاسیک، فیلیک، کوارتز – سریسیت، پروپیلیتیک و آرژیلیک هستند. دگرسانی پتاسی مشاهده شده در اعمق کمتر از ۷۳۰ متر به صورت بیوتیتی بوده و فاقد فلدسپار قلیایی است؛ در حالی که، دگرسانی پتاسی نوعی برای اولین بار در عمق ۷۳۰ متری در گمانی ۶۶ مشاهده شد و حاوی کوارتز، فلدسپار قلیایی و بیوتیت ثانویه است. بررسی میانبارهای شاری بر روی رگه‌های کوارتزی کانه‌دار در زون پتاسی ثابت می‌کند که شاره‌های شور حاوی همبافت‌های کلریدی، عامل حمل فلز مس و کانی‌سازی پورفیری در حداقل دمای ۴۱۵ درجه‌ی سانتیگراد، فشار ۳۴۰ بار و عمق ۱/۳ کیلومتر است. سرد شدن شاره‌ها علاوه بر فرایند جوشش که در رگه‌های A2 و B مشاهده می‌شود، عوامل اصلی کننده کنترل تنشست کالکوپیریت در کانسار مس پورفیری کهنه‌گ هستند.

واژه‌های کلیدی: /رومیه دختر، مس پورفیری، کهنه‌گ، سنگ‌شناسی، میانبارهای شاری.

مقدمه

بیشتر اطلاعات موجود از این کانسار به حفاری‌های اخیر توسط شرکت ملی صنایع مس ایران به دست آمده است. در این مرحله ۷۹ گمانه به طول تقریبی ۴۰۰۰ متر حفاری شد که با توجه به اینکه این اطلاعات برای اولین بار در این بررسی استفاده شده است، سعی بر آن بوده تا ابهامات موجود در بررسی‌های

کانسار کهنه‌گ در استان اصفهان، در ۱۰ کیلومتری شرقی روستای زفره و ۲ کیلومتری جنوب‌غربی روستای کهنه‌گ قرار گرفته است. این کانسار اولین کانسار پورفیری شناخته شده در بخش میانی این کمربند محسوب می‌شود (شکل ۱). بخش

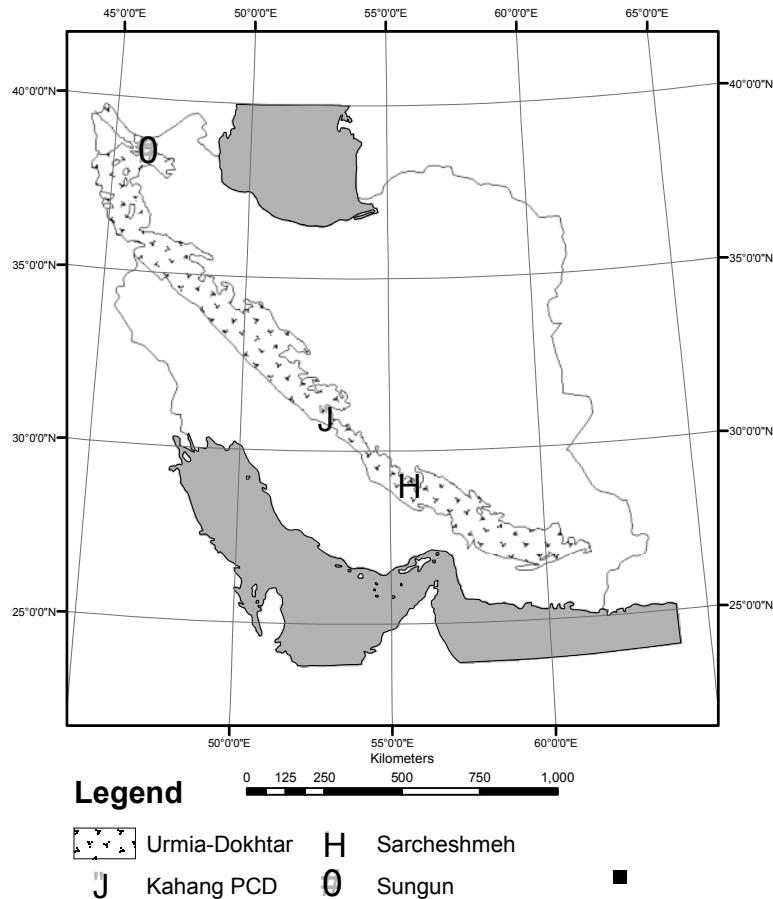
* نویسنده مسئول، تلفن-نامبر: ۰۲۱۸۲۰۸۴۵۵۹، پست الکترونیکی: mehdiazadi@ut.ac.ir

میانبارهای شاره انجام گرفته است. ۱۵۰ مقطع نازک برای سنگنگاری و بررسی دگرسانی‌های موجود و ۵۰ مقطع صیقلی برای بررسی کانی‌سازی تهیه و بررسی شدند. برای بررسی زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی منطقه، تعداد ۱۰ نمونه‌ی نسبتاً سالم برای XRF و ICP به یکی از آزمایشگاه‌های خصوصی کشور ارسال و از نتایج آن‌ها استفاده شد. دسته‌بندی رگه‌ها و برش‌های موجود در کانسار با بررسی بیش از ۱۰۰ نمونه‌ی سطحی و عمقی انجام و از بین آن‌ها ۲۰ نمونه شاخص از رگه‌های نوع A و B موجود در زون دگرسانی پتانسی برای تهیه مقاطع دو بر صیقل و بررسی میانبارهای شاری انتخاب شدند. نهایتاً با بررسی مقاطع تهیه شده، ۴ مقطع که حاوی میانبارهای شاخص و مناسب بودند انتخاب و تعداد ۷۲ میانبار شاری مورد بررسی قرار گرفتند.

پیشین در مورد سنگ‌شناسی، دگرسانی و مدل کانی‌سازی این کانسار تا حد امکان رفع شود. فرمهایی فراهانی (۱۳۸۷) و هراتی (۱۳۹۰) کهنه‌گ را یک سیستم پورفیری کلاسیک معرفی کرده و معتقدند مدل دگرسانی و کانی‌سازی این کانسار شبیه به مدل‌های شناخته شده جهانی است [۲، ۱]. خداپرست (۱۳۸۹) فرایندهای موثر بر تشکیل سنگ‌های آذرین کانسار پورفیری کهنه‌گ را شامل سه دسته تبلور جدایشی، تاثیرهای فعالیت‌های شدید دگرسانی بر آن‌ها، و خرد شدگی و برشی شدن سنگ‌های آذرین معرفی کرده است [۳]. آگاهی از چگونگی تشکیل این کانسار می‌تواند کلیدی برای پی‌جويی کانسارهای مشابه در مناطق هم‌جوار یا مشابه باشد.

روش بررسی

در این پژوهش، بازدیدهای صحرایی از منطقه و مغزهای به منظور بررسی کانی‌سازی، سنگ‌شناسی، دگرسانی و بررسی



شکل ۱ محل قرارگیری کانسار مس پورفیری کهنه‌گ در کمریند ارومیه - دختر.

گسل‌ها در جایگیری سنگ‌های آذرین و تشکیل کانسار در منطقه دارد [۸].

سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین

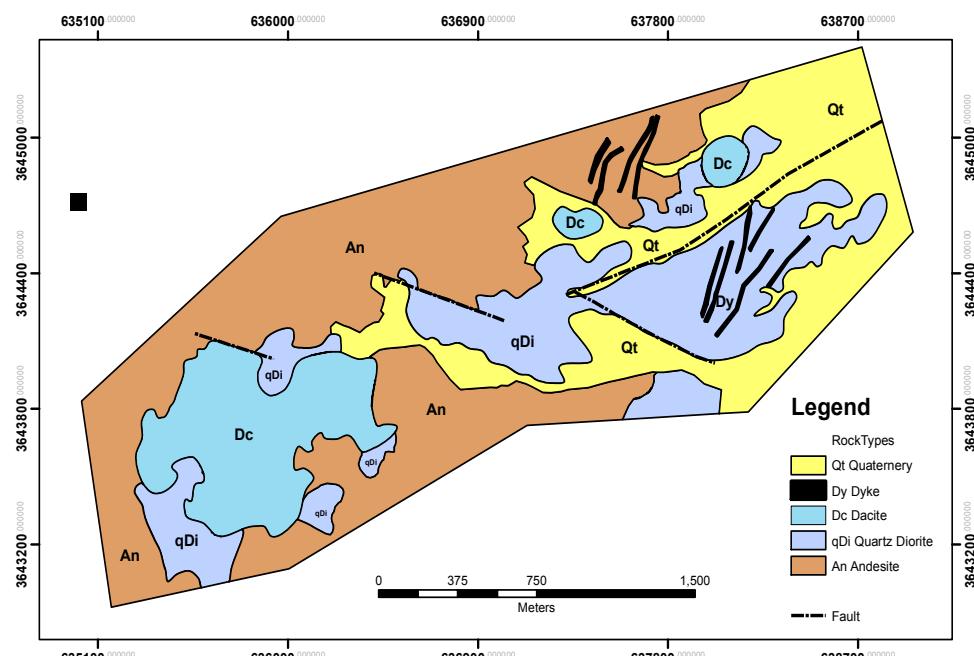
بر اساس بررسی‌های صحرایی، مغزه‌ها و مقاطع میکروسکوپی، سنگ‌های آذرین موجود در گستره از نظر ارتباط با کانی‌سازی به سه دسته درونگیر، کنترل‌کننده‌ی کانی‌سازی و دایک‌های عقیم پس از کانی‌سازی تقسیم می‌شوند.

سنگ‌های درونگیر کانی‌سازی

ترکیب غالب سنگ‌های درونگیر کانی‌سازی آندزیتی به رنگ عمومی سبز تا خاکستری تیره است. این سنگ‌ها که عموماً به سن ائوسن هستند، در میوسن بالایی به‌وسیلهٔ توده‌های کوارتز دیوریتی - گرانودیوریتی و کمتر داسیتی قطع شده‌اند. بافت آندزیتها بیشتر ریزبلور تا ریزپورفیری بوده و به ترتیب فراوانی پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آن‌ها هستند. در مواردی ۱۰ درصد از حجم سنگ را کانی‌های فلزی شامل مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت تشکیل داده‌اند. آندزیتها در بخش‌هایی از گستره‌ی کانی‌سازی تحت تاثیر دگرسانی پتساسیک بیوتیتی ضعیف تا شدید واقع شده‌اند. این نوع دگرسانی به صورت فرآگیر تا انتخابی است. در بخش‌هایی تراکی آندزیت، توف، بازالت و کوارتز آندزیت نیز سنگ‌های درونگیر کانی‌سازی هستند.

زمین‌شناسی منطقه

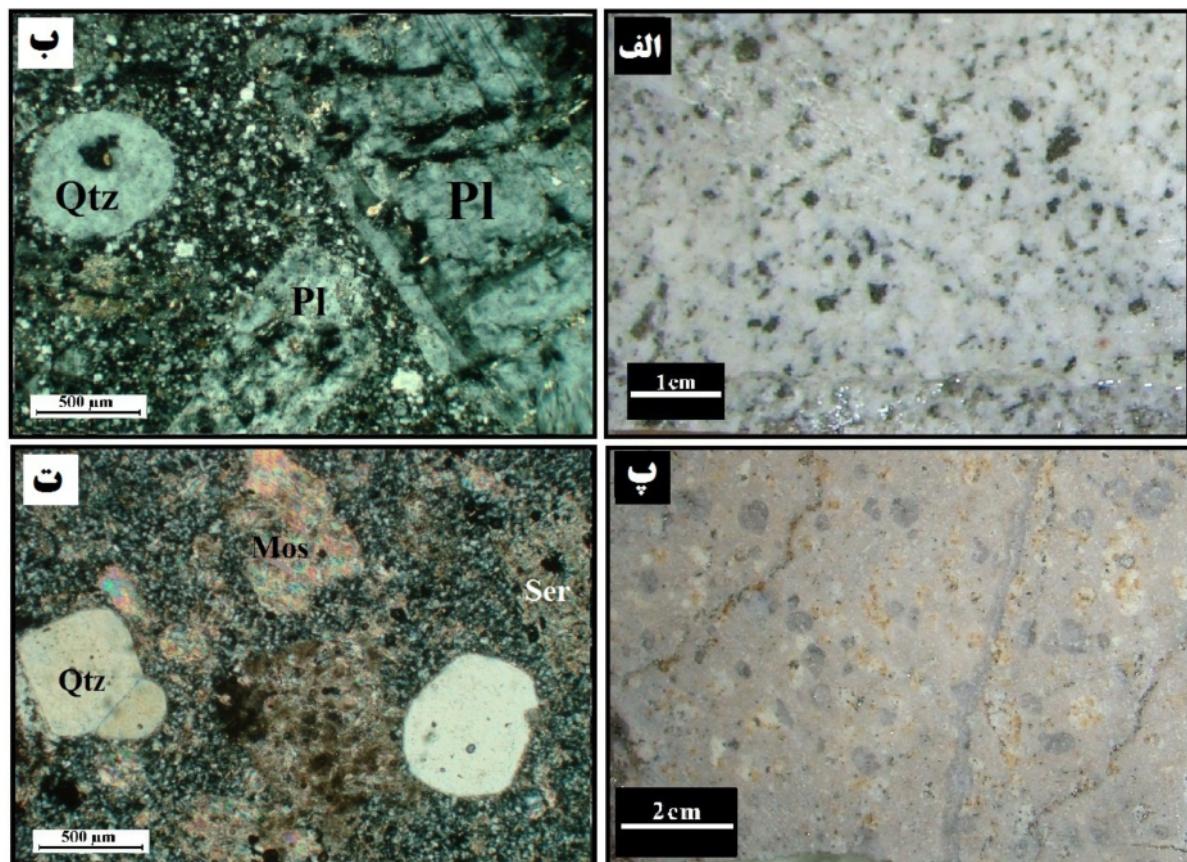
کانسار مس پورفیری کهنگ در میانه‌ی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته است. این کمربند در نتیجهٔ فروزانش صفحه عربستان به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی طی کوهزایی آپی تشکیل شده است [۶-۴]. بیشترین فعالیت ماگمایی این کمربند توسط محققان، ائوسن در نظر گرفته می‌شود [۷]. توده‌های نفوذی با سن میوسن بالایی و ترکیب دیوریتی تا گرانودیوریتی به درون واحدهای خروجی ائوسن و میوسن نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). سنگ‌های خروجی واحد ائوسن از جمله آندزیت، بیشتر در حاشیه کانسار دیده می‌شوند. سنگ‌های آندزیت پورفیری و داسیت پورفیری در قسمت‌های داخلی تر کانسار واقع شده و در مواردی به وسیلهٔ آبرفت‌ها پوشیده شده‌اند. آندزیتها و داسیت‌ها در گستره از صورت توده‌ای و دایک مشاهده می‌شوند. در گستره کهنگ چندین گسل اصلی با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی وجود دارند که کانی‌سازی در منطقه به وسیله این عوامل ساختاری کنترل می‌شود. مهم‌ترین گسل موجود به طول ۷۰۰ متر با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی از بخش مرکزی گستره مورد بررسی می‌گذرد. در مرکز سیستم دگرسانی موجود در منطقه چندین ساختار حلقوی کوچک وجود دارند که در ایجاد کانی‌سازی و دگرسان کردن واحدهای مختلف سنگی موجود در منطقه نقش موثری داشته‌اند. روند قرارگیری توده‌های آذرین مشاهده شده در منطقه نیز با روند ساختاری یاد شده موازی است که بیانگر اهمیت نقش



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی کانسار مس پورفیری کهنگ (مقیاس ۱:۱۰۰۰؛ اقتباس از [۹]).

ماگمایی به هنگام صعود سریع ماغما به نزدیک سطح باشد. کانی‌های فلزی که گاه تا حدود ۱۰ درصد از حجم سنگ را تشکیل می‌دهند شامل مگنتیت و سولفیدهای آهن و مس هستند. داسیت تاخیری حجم قابل ملاحظه‌ای از استوک اصلی را تشکیل می‌دهد (بیش از ۲۰ درصد) و دارای بافت ریزپورفیری است (شکل ۳-پ و ت). این سنگ غالباً به رنگ-های کرم تا خاکستری روشن دیده می‌شود و دارای کوارتز گردشده بیشتر و پلازیوکلاز کمتری هستند. پیریت اصلی‌ترین کانی فلزی مشاهده شده در داسیت‌ها است. حفره‌ها و شکستگی‌های این سنگ‌ها را انباشتی از بلورهای شعاعی تورمالین، زیپس، انیدریت و گاه کلسیت پر می‌کنند. به طور کلی سنگ‌های کنترل‌کننده کانی‌سازی، بهویژه داسیت‌ها، تحت تاثیر دگرسانی‌های کوارتز - سریسیتیک و فیلیک با شدت‌های متوسط تا خیلی شدید واقع شده‌اند.

سنگ‌های کنترل‌کننده و مسئول کانی‌سازی سنگ‌های کنترل‌کننده و در عین حال درونگیر اصلی کانی-سازی بیشتر از نوع کوارتزدیوریتی بوده که بیش از ۷۰ درصد از توده‌ی اصلی را شامل می‌شوند. کوارتز دیوریت‌ها غالباً دارای بافت پورفیری بوده و از نظر بافتی به تدریج با افزایش کوارتز و دانه‌ای شدن فنوکریسیت‌ها به گرانودیوریت نیز ختم می‌شوند. بررسی مغزه‌ها نشان می‌دهد که یک نوع داسیت تاخیری با اندک تفاوت سنی، آخرین توده‌ی کنترل‌کننده کانی‌سازی است و واحدهای نامبرده را قطع می‌کند. درشت‌بلورهای سنگ-های کوارتزدیوریتی پورفیری به ترتیب فراوانی، پلازیوکلاز، بیوتیت و نیز کوارتزهای گردشده (ولی با فراوانی بسیار کمتر نسبت به داسیت‌ها) هستند که بین آنها با پلازیوکلاز و کوارتز بین دانه‌ای پر شده است (شکل ۳-الف و ب). حضور کوارتزها و فلدسپارهای کمی گردشده که تنها در سنگ‌های پورفیری کانسار مشاهده می‌شوند، می‌تواند دلیلی بر تاثیر شاره‌های داغ



شکل ۳ (الف) تصویر مacroskopی یک کوارتزدیوریت پورفیری (KAG27-576); (ب) تصویر میکروسکوپی یک کوارتزدیوریت پورفیری دارای کوارتزهای گردشده (KAG06-245); (پ) تصویر مacroskopی یک داسیت پورفیری با کوارتزهای چشمی فراوان (KAG62-104) (وت) تصویر میکروسکوپی یک داسیت که شدیداً کوارتز - سریسیتی شده است (KAG33-118). Qtz: کوارتز؛ Pl: پلازیوکلاز؛ Ser: سریسیت؛ Msc: مسکویت.

مس پورفیری کهنه‌گ غالباً در گستره آندزیت بازالت تا داسیت و کوارتزدیوریت هستند (شکل ۴ و ۵). دو نمونه از سنگ‌های آتشفسانی (نمونه‌های KAF-129 و KAF-157) در گستره‌ی بازالت واقع شده‌اند، در حالیکه بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری این دو نمونه در واحد آندزیت تا آندزیت بازالت قرار می‌گیرند. وجود کانی‌های ثانویه کلسیم‌دار همچون کلسیت و اپیدوت در این نمونه‌ها دلیل تمایل نمونه‌های یاد شده به سمت بازالت است. با افزایش میزان SiO_2 در سنگ‌ها مقدار Na_2O و CaO ، MgO ، FeO ، K_2O به طور خطی افزایش و میزان Al_2O_3 ، P_2O_5 و TiO_2 به طور خطی کاهش می‌یابد (شکل ۴). این تغییرات بیانگر هم خاستگاه بودن نمونه‌ها و تاثیر روند جدایش بر آنهاست [۱۱]. روند خطی نمونه‌ها در نمودار AFM (شکل ۶-الف) نشان می‌دهد که مagma‌های سازنده‌ی سنگ‌های آذرین کانسار پورفیری کهنه‌گ به طور همزمان از آهن و منیزیم فقیر و به مقدار عناصر قلیایی آن افزوده شده است. بنا بر این نمودار، magma‌های یاد شده جزو سری آهکی - قلیایی است [۱۲]. در کهنه‌گ سنگ‌های آذرین نفوذی از سنگ‌های آذرین کانسار (الیگومیوسن در برابر میوسن بالایی) هستند آتشفسانی جوانتر (الیگومیوسن در برابر میوسن بالایی) هستند و به همین دلیل روند تکامل و تبلور جدایشی magma در نمودارهای هارکر و AFM مشاهده می‌شود. نمودار A/NK (شکل ۶-ب) بیانگر این است که توده‌ی گرانیتوئیدی مورد بررسی در گستره‌ی سنگ‌های پرآلومین و پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرد [۱۳]. بررسی‌های خداپرست (۱۳۸۹) نیز پیش از این مؤید این ادعا بوده است [۳]. پرآلومین این سنگ‌ها می‌تواند نتیجه‌ی حضور کانی‌هایی همچون تورمالین، مسکوکیت و بیوتیت در این سنگ‌ها باشد. در نتیجه می‌توان سرچشم‌های این سنگ‌ها را تیغه گوشته‌ای با مشارکت پوسته‌ی قاره‌ای دانست. به عبارتی، سنگ‌های یاد شده در نتیجه فرورانش یک تیغه گوشته‌ای به زیر پوسته‌ی قاره‌ای تشکیل شده‌اند. وجود چنین روندهای در سایر کانسارهای مس پورفیری ایران واقع در کمریند ارومیه - دختر [۶، ۱۴] و سایر نقاط جهان [۱۵-۱۷] نیز گزارش شده است.

سنگ‌های پس از کانی‌سازی

این سنگ‌ها که جزوء جوانترین واحدهای آذرین در کانسار، محسوب می‌شوند، در بخش‌های مختلفی از کانسار سنگ‌های میزبان و کنترل‌کننده کانی‌سازی را قطع کرده و عموماً فاقد کانی‌سازی هستند. این واحدهای آندزیتی و داسیتی غالباً سالم بوده ولی دستخوش دگرسانی‌های خفیفی نیز شده‌اند. در دایک‌های آندزیتی در اغلب موارد نسبت زمینه به فنوکریست در حدود ۶۰ به ۴۰ است. زمینه را بیشتر کانی‌های بسیار ریز شامل میکرولیت‌های تیغه‌ای پلازیوکلаз و بیوتیت تشکیل می‌دهند. فنوکریست‌های این سنگ‌ها پلازیوکلاز و بیوتیت بوده و علاوه بر اینها در مواردی به صورت نادر فنوکریست‌های کوارتزی نیمه شکلدار تا گرد شده نیز مشاهده می‌شود. در دایک‌های داسیتی نسبت فنوکریست به زمینه تقریباً ۳۰ به ۷۰ است و مشابه داسیت‌های موجود در سیستم کانی‌سازی به ترتیب فراوانی شامل فنوکریست‌های پلازیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز هستند. کانی‌های زمینه‌ی این سنگ‌ها غالباً پلازیوکلاز بوده که به مقدار کمی بیوتیت نیز آن را همراهی می‌کند.

ژئوشیمی سنگ‌های آذرین

به منظور بررسی رُؤوژیمی سنگ‌های آذرین کانسال پورفیری کهنه‌گ، از نتایج آنالیز ۱۰ نمونه از سنگ‌های نفوذی و خروجی استفاده شد. جدول ۱ نتایج آنالیز کلی سنگ را نمایش می‌دهد. با توجه به گستردگی دگرسانی در سنگ‌های این گستره، یافتن نمونه‌های سالم و دگرسان نشده در مرکز کانی‌سازی ناممکن است. نمونه‌های وابسته به سنگ‌های خروجی درونگیر کانسال در محلهای دورتر از مرکز کانی‌سازی برداشت شده‌اند ولی به مقدار جزیی تحت تاثیر دگرسانی پروپیلیتیک واقع شده‌اند. در برداشت نمونه‌های وابسته به سنگ‌های کنترل کننده‌ی کانی-سازی نیز تا حد امکان سعی بر آن بوده است تا از نمونه‌های کمتر دگرسان شده در اعمق بسیار بالا برداشت شوند، هر چند این نمونه‌ها نیز به مقدار جزیی تحت تاثیر دگرسانی فیلیک و کمتر بتاسه، قرار گرفته‌اند.

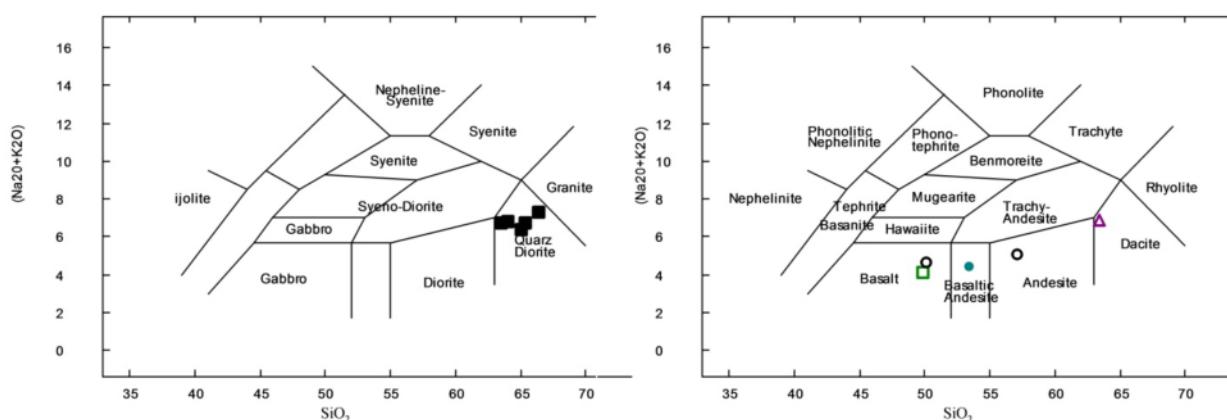
ژئوشیمی عناصر اصلی

رده‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه بر اساس بررسی‌های کاکس و همکاران^۱ [۱۰] نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین کانسار

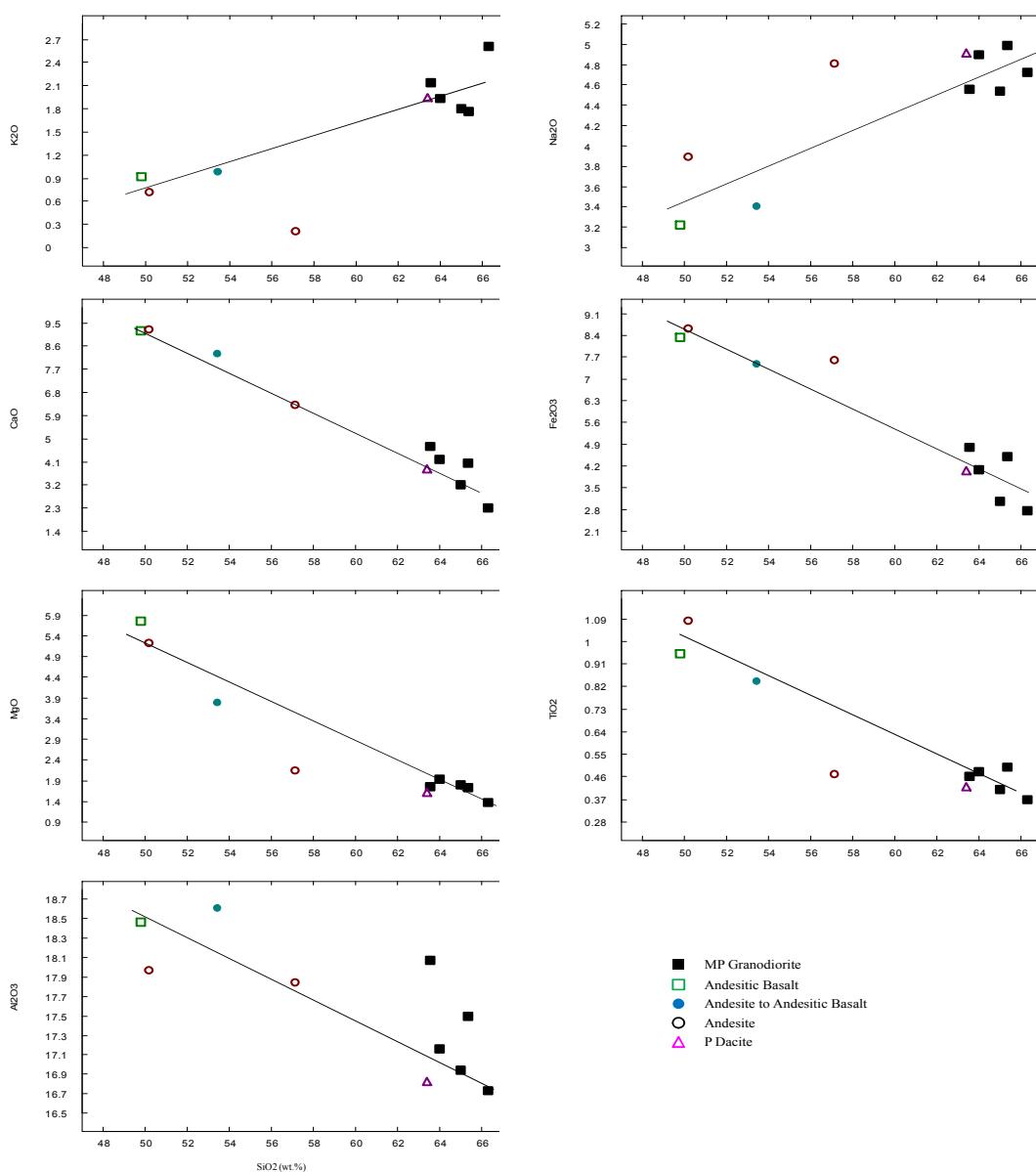
جدول ۱ نتایج آنالیز ICP و XRF سنگ‌های درونگیر کانسار.

| نمونه واحد سنگی | KAF-022 | KAF-042 | KAF-143 | KAF-188 | KAF-206 | KAF-157 | KAF-116 | KAF-094 | KAF-129 | KAF-047 |
|----------------------------------|-----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | M P GD | M P GD | M P GD | M P GD | M P GD | AB | A to AB | A | A | PD |
| SiO ₂ | wt% ۶۶,۳۳ | ۸۴,۰۱ | ۸۵,۲۳ | ۸۲,۵۳ | ۸۵,۰۲ | ۴۹,۸۲ | ۵۳,۶۴ | ۵۷,۱۵ | ۵۰,۱۹ | ۶۳,۴۰ |
| Al ₂ O ₃ | wt% ۱۶,۷۳ | ۱۷,۱۶ | ۱۷,۵۰ | ۱۸,۰۷ | ۱۸,۹۴ | ۱۸,۴۸ | ۱۸,۶۱ | ۱۷,۸۴ | ۱۷,۹۷ | ۱۶,۸۳ |
| Na ₂ O | wt% ۴,۷۲ | ۴,۹ | ۴,۹۹ | ۴,۵۶ | ۴,۵۴ | ۳,۲۲ | ۳,۴ | ۴,۸۱ | ۳,۸۹ | ۴,۹۲ |
| T.Fe ₂ O ₃ | wt% ۲,۷۷ | ۴,۰۷ | ۴,۴۹ | ۴,۸ | ۳,۰۶ | ۸,۳۳ | ۷,۴۶ | ۷,۶ | ۸,۶۲ | ۴,۰۵ |
| K ₂ O | wt% ۲,۶۱ | ۱,۹۳ | ۱,۷۶ | ۲,۱۴ | ۱,۸ | ۰,۹۲ | ۰,۹۸ | ۰,۲ | ۰,۷۱ | ۱,۹۵ |
| CaO | wt% ۲,۳۱ | ۴,۱۹ | ۴,۰۴ | ۴,۶۹ | ۳,۲ | ۹,۲۱ | ۸,۳ | ۶,۲۸ | ۹,۲۴ | ۳,۸۲ |
| MgO | wt% ۱,۳۷ | ۱,۹۳ | ۱,۷۴ | ۱,۷۶ | ۱,۸۱ | ۵,۷۶ | ۳,۷۹ | ۲,۱۳ | ۵,۲۱ | ۱,۶۱ |
| MnO | wt% ۰,۰۳ | ۰,۰۹ | ۰,۰۶ | ۰,۰۷ | ۰,۰۴ | ۰,۱۵ | ۰,۲ | ۰,۱۹ | ۰,۱۵ | ۰,۰۵ |
| P ₂ O ₅ | wt% ۰,۱۵ | ۰,۲۷ | ۰,۳۳ | ۰,۲۳ | ۰,۱۹ | ۰,۳۳ | ۰,۵ | ۰,۲۲ | ۰,۳۹ | ۰,۲۱ |
| SO ₃ | wt% ۰,۰۸ | ۰,۰۸ | ۰,۰۴ | ۰,۰۴ | ۰,۰۴ | ۰,۰۷ | ۰,۰۸ | ۰,۰۷ | ۰,۰۴ | ۰,۰۵ |
| TiO ₂ | wt% ۰,۳۷ | ۰,۴۸ | ۰,۵ | ۰,۴۶ | ۰,۴۱ | ۰,۹۵ | ۰,۸۴ | ۰,۴۷ | ۱,۰۸ | ۰,۴۲ |
| LOI | wt% ۲,۷۳ | ۱,۶۹ | ۱,۲۶ | ۱,۱۸ | ۲,۴۲ | ۲,۸۸ | ۲,۱۷ | ۲,۸۷ | ۲,۳ | ۲,۳۴ |
| Ba | ppm ۸۴۱ | ۷۶۴ | ۶۸۲ | ۷۶۱ | ۱۰۱۵ | ۵۴۳ | ۶۰۰ | ۱۴۶ | ۶۰۴ | ۷۷۹ |
| Cd | ppm ۰,۲۶ | ۰,۲۶ | ۰,۲۵ | ۰,۲۵ | ۰,۲۶ | ۰,۲۴ | ۰,۲۵ | ۰,۲۶ | ۰,۲۵ | ۰,۲۴ |
| Ce | ppm ۴۰ | ۵۵ | ۵۹ | ۴۷ | ۵۸ | ۵۸ | ۷۵ | ۲۴ | ۸۶ | ۳۹ |
| Co | ppm ۸ | ۱۰ | ۱۳ | ۱۵ | ۸ | ۲۲ | ۲۳ | ۱۸ | ۲۹ | ۱۰ |
| Cr | ppm ۸ | ۱۵ | ۲۲ | ۱۲ | ۱۴ | ۱۷۱ | ۷۰ | ۲۱ | ۱۲۲ | ۱۳ |
| Cs | ppm ۱,۷ | ۱,۸ | ۲ | ۱,۸ | ۱,۹ | ۱,۹ | ۲,۱ | ۱,۸ | ۱,۹ | ۱,۷ |
| La | ppm ۲۶ | ۲۴ | ۲۸ | ۳۰ | ۳۲ | ۱۵ | ۲۹ | ۸ | ۲۰ | ۲۱ |
| Nb | ppm ۱۹ | ۲۱ | ۱۵ | ۱۲ | ۱۶ | ۱۶ | ۱۶ | ۱۹ | ۱۴ | ۱۶ |
| Ni | ppm ۸ | ۱۶ | ۱۴ | ۱۰ | ۱۰ | ۸۴ | ۳۵ | ۴ | ۶۶ | ۱۰ |
| Pb | ppm ۳۳ | ۱۷ | ۹ | ۱۴ | ۸ | ۱۱ | ۸ | ۸ | ۷ | ۸ |
| Rb | ppm ۱,۰۹ | ۸۷ | ۸۹ | ۸۶ | ۸۶ | ۳۹ | ۵۱ | ۳۸ | ۵۳ | ۸۴ |
| Sc | ppm ۴,۹ | ۷ | ۷,۴ | ۷,۹ | ۶,۸ | ۲۲,۹ | ۲۱,۶ | ۱۰,۵ | ۲۳,۱ | ۵,۷ |
| Sr | ppm ۳۳۶ | ۴۹۷ | ۴۹۴ | ۴۹۹ | ۴۶۹ | ۳۳۸ | ۳۹۸ | ۳۶۳ | ۳۶۳ | ۴۲۲ |
| Th | ppm ۱۶,۲ | ۱۵,۸ | ۱۵,۳ | ۱۵,۴۴ | ۱۸,۴ | ۸,۷ | ۹ | ۳,۷ | ۲,۹ | ۱۴,۲ |
| Tl | ppm ۱,۱۷ | ۱,۱۸ | ۱,۲۴ | ۱,۱۳ | ۱,۳۵ | ۰,۹۴ | ۱,۰۲ | ۱,۱ | ۰,۱۹ | ۱,۱۸ |
| U | ppm ۴,۳ | ۴,۴ | ۴,۴ | ۴,۴ | ۴,۲ | ۴ | ۳,۷ | ۴,۵ | ۴,۵ | ۴,۴ |
| V | ppm ۵۰ | ۷۱ | ۸۴ | ۸۱ | ۶۸ | ۱۷۷ | ۱۷۳ | ۵۲ | ۱۹۹ | ۶۰ |
| Y | ppm ۷ | ۸ | ۱۰ | ۱۰ | ۸ | ۲۲ | ۲۷ | ۲۰ | ۲۵ | ۶ |
| Yb | ppm ۰,۸ | ۱ | ۱ | ۱,۱ | ۰,۹ | ۲,۴ | ۲,۴ | ۲,۱ | ۲,۷ | ۰,۸ |
| Zr | ppm ۹۲ | ۱۹ | ۲۵ | ۱۵ | ۲۱ | ۹۹ | ۸۰ | ۵۷ | ۱۱۷ | ۲۶ |

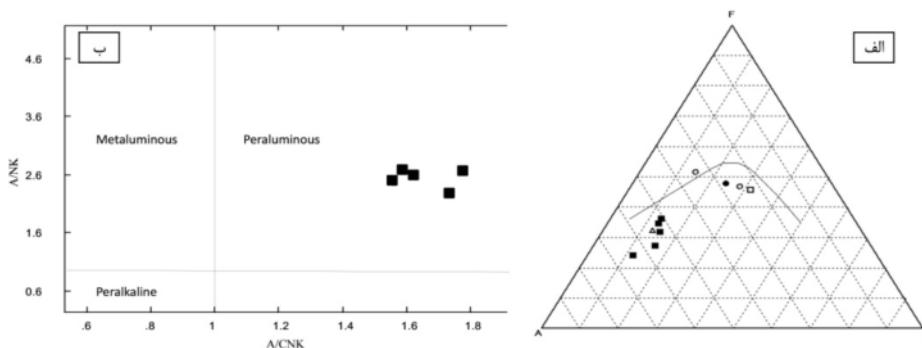
T.Fe₂O₃: Total Iron; MP GD: Micro Porphyritic Granodiorite; A: Andesite; B: Basalt; P: Porphyritic,D: Dacite



شکل ۴ نمودار سیلیس در برابر مجموع قلیابی (TAS) سنگ‌های نفوذی و خروجی کهنه‌گ [۶]. نمادها مشابه شکل ۴ هستند.



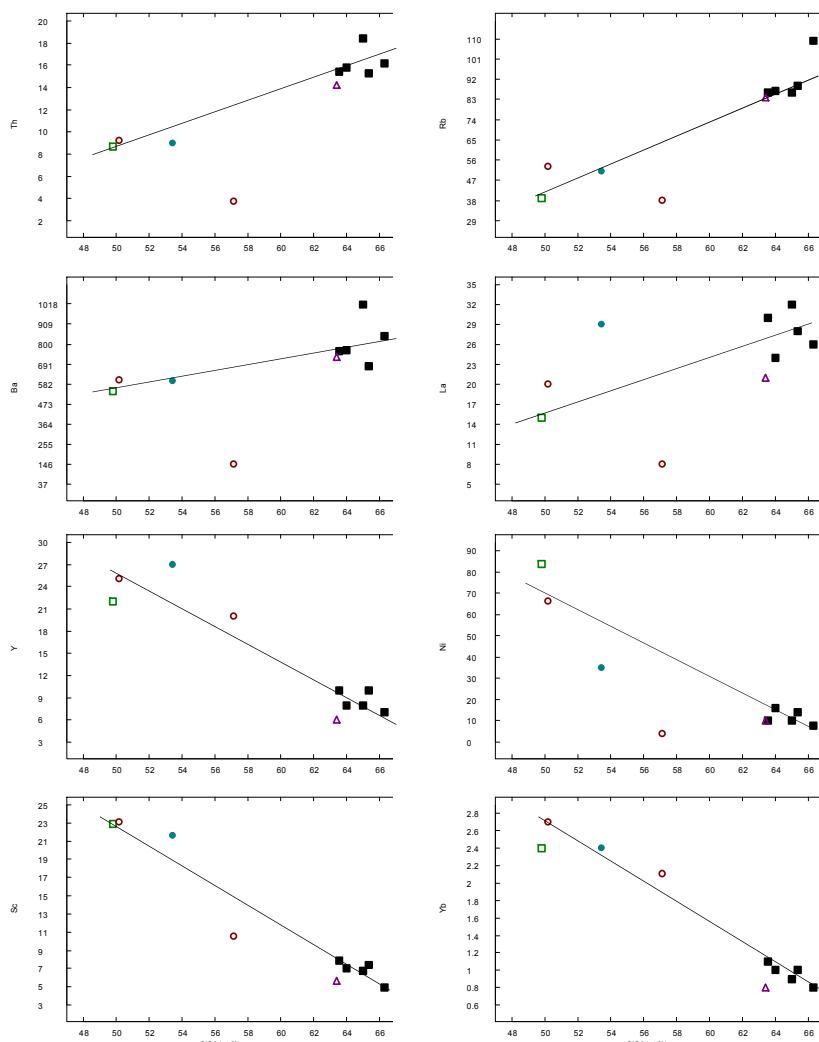
شکل ۵ نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی بر حسب تغییرات اکسید سیلیس در سنگ‌های آذرین کانسار پورفیری کهنه‌گ. فراوانی عناصر در محور قائم بر حسب درصد وزنی است.



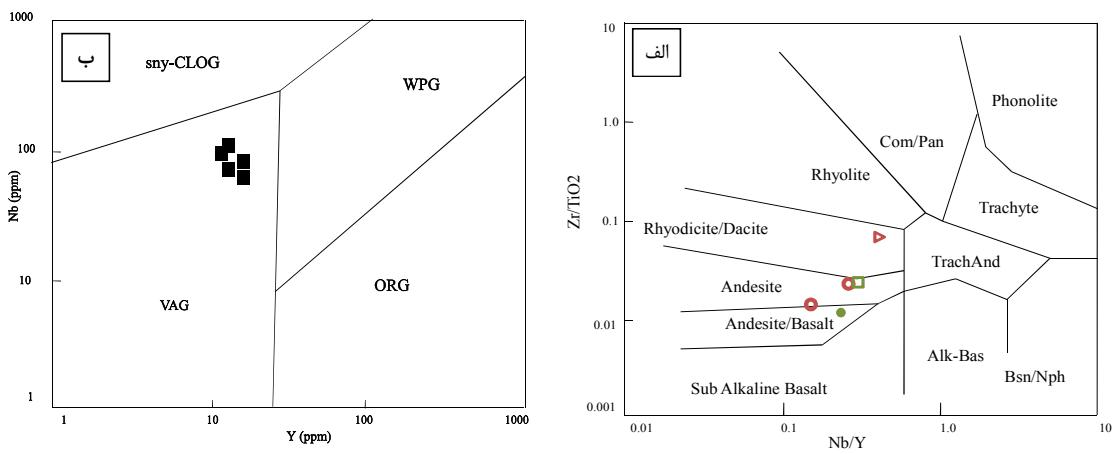
شکل ۶ (ا) نمودار AFM سنگ‌های آذرین کانسار کهنه‌گ [۱۱]. (ب) نمودار دسته‌بندی سنگ‌های آذرین بر اساس درصد اکسیدهای آلومینیوم، کلسیم، سدیم و پتاسیم [۱۲]. نمادها مشابه شکل ۴ هستند.

(شکل ۸، [۱۸]) که مشابه سایر کانسارهای مس پورفیری شناخته شده‌ی دیگر روی کمربند ارومیه – دختر هستند [۱۳,۶]. نمودارهای REE عمود بر به گوشه‌ی اولیه برای سنگ‌های آذرین کهنه (شکل ۹) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها هم در عنصر سازگار و هم در عنصر ناسازگار غنی‌تر از گوشه‌ی اولیه هستند. روندهای کاهشی مشاهده شده در عنصر یاد شده نشانی ذوب بخشی سنگ‌های آذرین پوسته‌ای باشد که بکی از سرشتی‌های مهم سنگ‌های آذرین سری آهکی - قلیایی است [۱۹]. در نمودار عنکبوتی سنگ‌های خروجی و نفوذی، روندی مشابهی پوسته‌ی بالایی دارد (شکل ۹، [۲۰]). به طور خلاصه پدیده‌های یاد شده در مورد توده‌های آذرین کهنه شواهد تشکیل ماقما در مناطق فرورانش و تاثیر آلایش پوسته‌ای را تایید می‌کند.

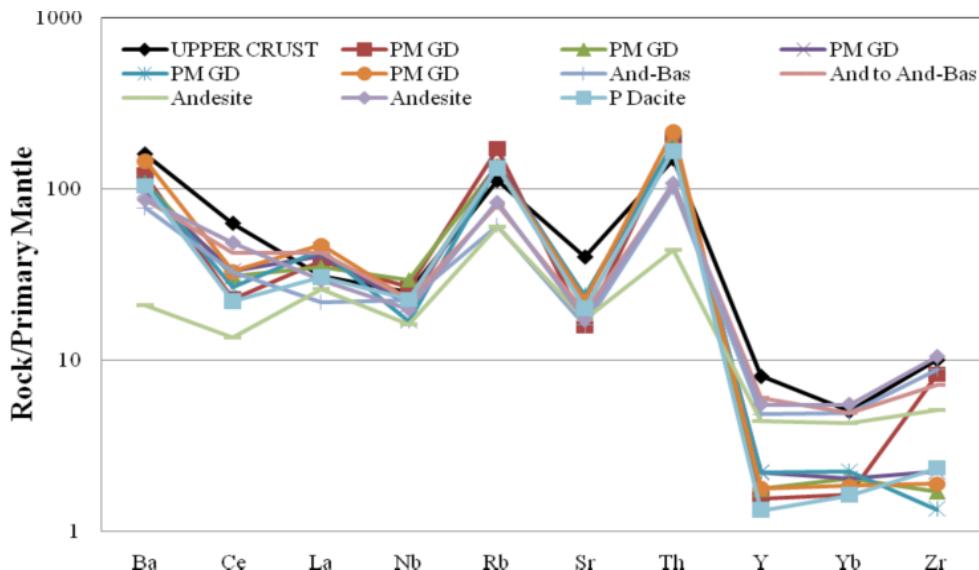
ژئوشیمی عناصر جزیی و نادر
مشابه عناصر اصلی، عناصر La, Th, Rb و Ba به صورت خطی افزایش SiO_2 و عنصر Ce روند ثابتی از خود نشان می‌دهد (شکل ۷). این بدین معنی است که تبلور جدایشی نقش مهمی در تکامل ماقما و به وجود آوردن گونه‌های مختلف سنگی در کانسار شده است. روندهای تقریباً هم شبی مشاهده شده در تغییرات عناصر اصلی و جزیی بر حسب میزان SiO_2 ثابت می‌کند که خاستگاه این دو دسته یک ماقمای مادر (یا ماقمای بسیار مشابه) بوده است. در رده‌بندی سنگ‌ها در مجموعه نمودارهای Nb بر اساس عناصر فرعی، این سنگ‌ها در مجموعه نمودارهای Y بر حسب Y نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین کهنه در گستره‌ی سنگ‌های فلزیک در قوس‌های آتشفشاری قرار می‌گیرند



شکل ۷ نمودارهای تغییر عناصر فرعی و نادر بر حسب تغییر اکسید سیلیس در سنگ‌های آذرین کانسار پورفیری کهنه. فراوانی عناصر در محور قائم بر حسب ppm است. نمادها مشابه شکل ۴ هستند.



شکل ۸ الف) نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y برای دسته‌بندی سنگ‌های آذرین کانسار مس پورفیری کهنگ [۱۷]. ب) نمودار تمایز محیط‌های زمین ساختی [۱۸]. در این نمودار VAG گرانیتوئیدهای قوس آتشفسانی، syn-COLG گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد، WPG گرانیتوئیدهای پشتی اقیانوسی هستند. نمادها مشابه شکل ۴ هستند.



شکل ۹ نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفسانی و درونی گستره که نسبت به گوشه‌ی اولیه بهنجار شده‌اند [۱۸] و در عین حال مورد مقایسه با پوسته‌ی بالایی [۱۹] قرار گرفته‌اند.

دگرسانی پتاسی

اولین مرحله دگرسانی در کانسار مس پورفیری کهنگ زون دگرسانی پتاسی است. مهم‌ترین کانی‌های محصول دگرسانی در این زون عبارتند از: بیوتیت، انیدریت و مگنتیت. در این کانسار، زون دگرسانی پتاسی بیشتر به واسطه حضور کانی بیوتیت مشخص می‌شود و شاهد اندکی مبنی بر حضور فلدسپار قلیایی گرمابی تنها در اعماق بسیار بالا وجود دارد (در اعماق ۷۳۰-۱۰۰ متری در تنها دو گمانه‌ی عمیق ۵۰ و ۶۶ کانسار، شکل ۱- overprint

دگرسانی و کانی‌سازی

بررسی‌های دقیق میکروسکوپی و زمین‌شناسی سطحی در بخش‌های مختلف کانسار مس پورفیری کهنگ ثابت کرد که مهم‌ترین منطقه‌های دگرسانی در کهنگ به ترتیب عبارتند از: فیلیک (کوارتز- سریسیتی)، پتاسیک (بیوتیت)، پروپیلیتیک (کلسیتی و کلریتی) و آرژیلیک. این منطقه‌های دگرسان گاه روی یکدیگر بازنهشت^۲ شده‌اند.

انتخابی پلازیوکلازهای کلسیک موجود در آندزیت‌ها را تحت تاثیر قرار داده و جانشین آن‌ها می‌شود. کانی سولفیدی این زون پیریت است و کانه‌های مس در آن به ندرت حضور داشته و یا مشاهده نمی‌شوند.

دگرسانی فیلیک

شاخص‌ترین و گسترده‌ترین زون دگرسانی موجود در کانسار کهنه‌گ زون دگرسانی فیلیک و کوارتز - سریسیت است که بخش‌های زیادی از این کانسار (غالباً داسیت‌های کنترل‌کننده کانی‌سازی) را از اعمق بسیار زیاد تا سطح زمین با شدت‌های متفاوت تحت تاثیر قرار داده است. بیش‌ترین کانی‌های شاخص دگرسانی فیلیک حاضر در کانسار به ترتیب فراوانی عبارتند از: کوارتز، سریسیت، تورمالین، موسکوویت، پیریت و انیدریت (شکل ۱۰-پ). در بخش‌هایی از کانسار، دگرسانی فیلیک مشتمل بر مجموعه کانی‌ای کوارتز و سریسیت (و تقریباً فاقد پیریت) است، که در این حالت می‌توان از آن به عنوان دگرسانی کوارتز - سریسیت یاد کرد. در این دگرسانی کانی‌های مافیک و پلازیوکلازها به‌طور جزیی تا کامل توسط سریسیت و کوارتز جانشین می‌شوند. تورمالین با نسل‌های مختلف به مقدار قابل ملاحظه‌ای در این زون حضور دارد (زون کوارتز - تورمالین) که غالباً به صورت رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی و به صورت هاله در اطراف رگه‌های کوارتزی - انیدریتی در سنگ مشاهده می‌شود. پیریت بیش‌ترین سولفیدی است که زون فیلیک را همراهی می‌کند.

دگرسانی آرژیلیک

گسترش این زون در کانسار مس پوفیری کهنه‌گ ناچیز بوده و از اعمق کمتر از ۱۵۰ متر تا سطح زمین حضور دارد. کانی‌های محصول این دگرسانی کائولینیت و در مواردی مونتموریلونیت هستند. کائولینیت در اثر دگرسانی ریزلولرهای زمینه و فنوکریست‌های پلازیوکلازی سنگ به وجود می‌آید. در بخش‌های سطحی و کم عمق کانسار (کمتر از ۳۰ متر) پوشش نازکی از ژاروسیت سنگ‌ها را تحت تاثیر قرار داده است که احتمالاً طی فرایندهای بروزنایی تشکیل شده است و با افزایش عمق، حضور کانی‌های رسی ناشی از دگرسانی آرژیلیک درونزا بیشتر می‌شود (شکل ۱۰-ت).

الف). این دگرسانی غالباً به سنگ‌های آتشفسانی میزبان کانی - سازی محدود می‌شود. ظاهراً بیوتیتی شدن آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌های میزبان کانی‌سازی اغلب در مراحل اولیه صورت گرفته و به نوعی با فرایند هورنفلسی شدن معادل است. به عبارتی، توسعه‌ی بیوتیتی شدن به شدت تابع سنگ شناسی سنگ‌های تاثیر پذیرفته است. این پدیده در سنگ‌های کنترل - کننده‌ی کانی‌سازی به مراتب کمتر مشاهده می‌شود. این زون با شدت‌های مختلف از سطح زمین تا اعمق بسیار بالا قابل تعقیب است. بیوتیت‌های گرمابی به دو صورت ریزدانه‌ی پراکننده یا انباستی، و رگچه‌های بیوتیتی دیده می‌شوند و دارای رنگ قهوه‌ای روشن و سبز روشن هستند. تفاوت ترکیبی این بیوتیت‌ها شاهدی بر این است که دگرسانی پتانسی در کانسار پورفیری کهنه‌گ دارای حداقل دو تپ بوده است. حضور این دگرسانی در سطوح مختلفی از کانسار (از اعمق زیاد تا حتی سطح زمین) نیز می‌تواند مovid این مطلب باشد. علاوه بر بیوتیت، کانی‌های سولفیدی - سولفات‌هه نیز در این زون به فراوانی حضور دارند که می‌توان به انیدریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، پیریت و به ندرت ژپس اشاره کرد. زون پتانسی در مراحل بعدی در اثر دگرسانی‌های فیلیک، کلریتی و آرژیلیک تحت تاثیر واقع شده و در مواردی تقریباً از بین رفته است و تنها آثار جزیی از بیوتیت‌های گرمابی آن دیده می‌شود.

دگرسانی پروپیلیتیک

گسترش این دگرسانی اغلب در سنگ‌های دورتر از گستره‌ی حفاری دیده می‌شود و از مرکز سیستم به حاشیه یا سقف کانسار به شدت آن افزوده می‌شود. بیشترین کانی‌های شاخص دگرسانی پروپیلیتیک حاضر در کانسار به ترتیب فراوانی عبارتند از: کلریت، کلسیت، سریسیت، کمی اکتینولیت و به طور جزیی اپیدوت (شکل ۱۰-ب). در اعمق زیاد دگرسانی پروپیلیتیک بیشتر از نوع کلریتی - سریسیتی است که در نزدیکی دگرسانی فیلیک واقع شده است. نسل‌های مختلفی از کلریت اغلب به‌طور انتخابی جانشین بیوتیت‌های اولیه و ثانویه و سایر کانی‌های دیگر مافیک همچون پیروکسن و آمفیبول می‌شود. در سطوح بالاتر کانسار، دگرسانی پروپیلیتیک به سریسیتی - کلسیتی متمایل شده و در مواردی سنگ کاملاً توسط سریسیت و کلسیت جانشین می‌شود. کلسیت به طور

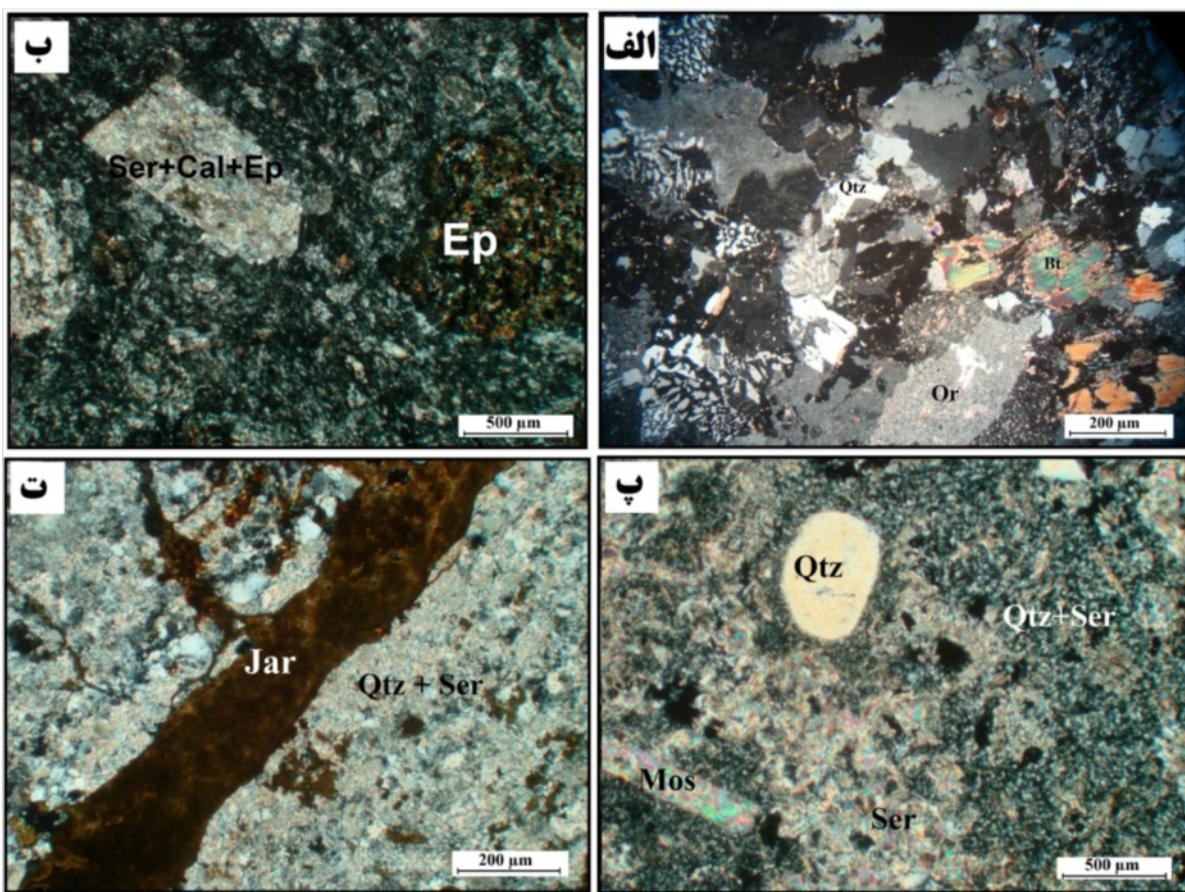
مولیبدن و طلا با عیار و گسترش پایین وجود دارند که می‌توان کانسار را در گروه کانسارهای مس پورفیری غیر کلاسیک جای داد.

رده‌بندی رگه – رگچه‌ها و برش‌ها

نفوذ پی‌درپی توده‌های آذرین باعث تشکیل نسل‌های مختلفی از رگه‌های کوارتز می‌شود که سرنشی شاری کانی‌ساز و دگرسانی هستند [۲۱]. از ۷۹ گمانه حفر شده در کانسار مس پورفیری کهنگ، بیش از ۱۰۰ نمونه برای بررسی رگه – رگچه‌ها و برش‌ها برداشت شدند. مراحل متعدد فعالیت ماغما در این کانسار موجب تشکیل ۶ خانواده اصلی رگه – رگچه و برشی متعدد شده است که خلاصه‌ی ویژگی‌های آن‌ها در جدول ۲ آرائه شده است.

کانی‌سازی

برخلاف بسیاری از کانسارهای پورفیری شناخته شده در جهان، کانی‌سازی در کانسار کهنگ به شکل پراکنده (افشان) و داربستی از حجم کمی برخوردار بوده و بیشتر در زون‌های برشی و رگه – رگچه‌های پراکنده و در عین حال پر شیب دیده می‌شود. گاه زون‌های کانی‌سازی پرشیب و پیوستگی به شکل تنوره‌های برشی دیده می‌شود. گسترش و پیوستگی جانبی این زون‌های پرعیار برخلاف گسترش عمقی آن‌ها عموماً محدود و نامنظم است و به همین دلیل عیار میانگین کاهش می‌یابد. در این کانسار زون شسته شده (لیچ) و بروونزا بسیار کم ضخامت بوده و به شکل پوششی نازک تا عمق حداقل ۳۰ متری و تنها در تعداد کمی از گمانه‌ها قابل مشاهده است. در کانسار مس پورفیری کهنگ، کانی‌سازی



شکل ۱۰ (الف) تصویر میکروسکوپی رگه‌ی کوارتز – اورتوز (دگرسانی پتانسی نوعی) در یک نمونه بسیار عمیق (KAG66-734); (ب) دگرسانی پروپیلیتیک و تخریب پلاژیوکلازها به اپیدوت، سریسیت و کلسیت. (پ) دگرسانی فیلیک شدید. ملاحظه می‌شود که پلاژیوکلازهای زمینه و فنوکریستها به سریسیت دگرسان شده‌اند. بیوتیت نیز به موسکویت شبه ریخت شده است. (ت) رگه ژاروسیتی که در عمق ۲۴ متری سطح زمین روی دگرسانی کوارتز – سریسیت بازنهشت شده است. (Qtz: کوارتز؛ Ser: سریسیت؛ Cal: اپیدوت؛ Ep: کلسیت؛ Or: اورتوز؛ Bt: بیوتیت؛ Mos: موسکویت).

جدول ۲ ویژگی‌های اصلی انواع رگه‌رگچه‌ها و برش‌های موجود در کانسار مس پورفیری کهنگ.

| نوع رگچه | ساختمار | ضخامت | کانی باطله | پرشدگی رگچه | حاله رگچه | |
|----------|--|-------------------------------------|---|---|--------------------|------------------------|
| | | | | | کانی سولفیدی | کانی باطله |
| EB | رگچه‌های نازک | کمتر از ۱ میلیمتر | بیوتیت | – | – | – |
| M | در برش‌ها | از ۲۰ میلیمتر تا بیش از ۲۰ سانتیمتر | در مواردی کوارتز و غالباً فاقد پرکننده غیر فلزی | گاهی تا توده‌ای و گاه خمیره | از ۱ تا ۳ میلیمتر | کلریت، سریسیت و کوارتز |
| A1 | رگهای با دیواره‌های سینوسی | ۱ تا ۳ میلیمتر | کوارتز | مگنتیت ± کالکوپیریت | ناچیز | کلریت |
| A2 | رگهای با دیواره‌های سینوسی و صاف، گاه ریتمیک | ۲ میلیمتر تا ۵ سانتیمتر | کوارتز | کالکوپیریت ± پیریت | – | – |
| B | رگهای با دیواره‌های نامنظم (عمق زیاد) تا صاف و دانه‌ای آپلیتیک (عمق کم) و غالباً به صورت خمیره در برش‌ها | به طور متوسط ۳ میلیمتر | کوارتز | مولیبدنیت – کالکوپیریت (عمق زیاد)، مولیبدنیت – پیریت (عمق کم) | – | – |
| P | غالباً به صورت خمیره در برش‌ها و گاه رگهای | در رگه‌ها کمتر از ۱ سانتیمتر | انیدریت صورتی | کالکوپیریت ± پیریت | – | – |
| D | رگهای با دیواره‌های صاف | ۱ تا ۳ میلیمتر | کوارتز | پیریت | از ۵ تا ۲۵ میلیمتر | کوارتز و سریسیت |
| T | رگهای با دیواره‌های صاف و گاه خمیره برش‌ها | ۳ تا ۱۰ میلیمتر | تورمالین | ± کالکوپیریت ± پیریت | – | – |
| L | رگهای با دیواره‌های صاف | کمتر از ۱۰ میلیمتر | کلسیت | اسفالاریت، گالن ± پیریت | کالکوپیریت | – |

A1, A2, B, D: Quartz Veins Sequences; EB: Early Biotite; M: Magnetite; P: Pinkish Anhydrite; T: Tourmaline; L: Late.

ریز دماسنجری میانبارهای شاری

دماهای یوتکتیک میانبارهای LVHS در رگه‌های گروه A₂ و B از -۲۶°C تا -۵۶°C- تغییر می‌کند و بیانگر غلظت بالای کاتیون‌های آهن، منیزیم و کلسیم علاوه بر سدیم و پتانسیم در این نوع میانبارها است. در میانبارهای زیرگروه LVHS₁ و LVHS₂ که در رگه‌های گروه A₂ حضور دارند، دمای یوتکتیک به ترتیب از -۳۹°C تا -۵۰°C (با میانگین -۴۵°C) و -۵۱°C تا -۵۵°C (با میانگین -۵۳°C) تغییر می‌کند. این دماها به ترتیب معدّل ۴۱/۳°C تا ۴۷/۱°C (با میانگین ۴۴/۴°C) و ۴۱/۴°C تا ۴۲/۱°C (با میانگین ۴۶/۷°C) درصد نمک طعام معدّل است. میانگین شوری محاسبه شده بر اساس دمای انحلال آخرین جامد در رگه‌های B به ترتیب برای میانبارهای VL، LVHS₁، LVHS₂ و LVHS₃ برابر با ۶/۲، ۴/۳، ۵/۳ و ۳۵/۵ درصد نمک طعام

بررسی میانبارهای شاره

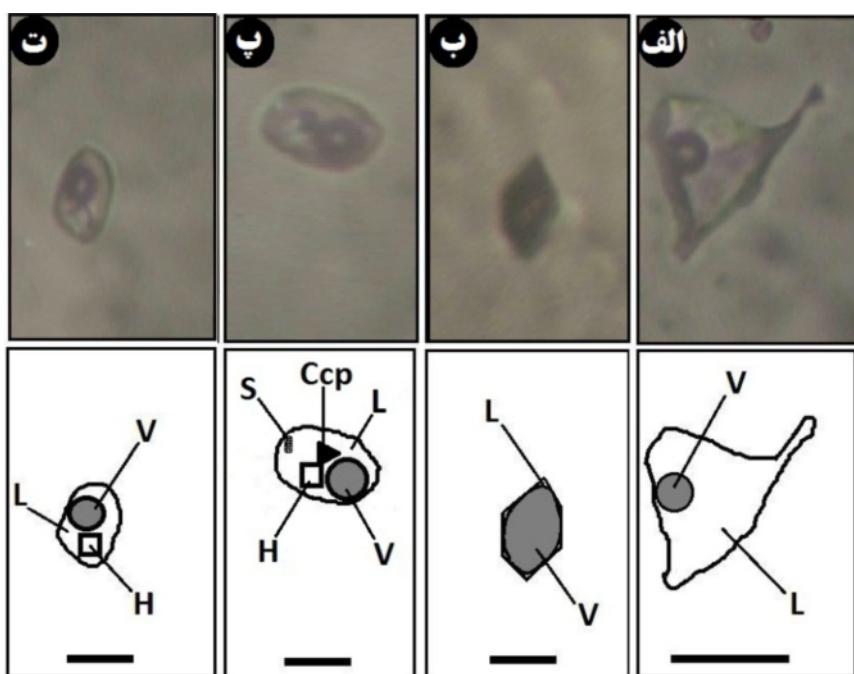
نمونه‌برداری و دسته‌بندی میانبارها

به منظور بررسی میانبارهای شاری تعداد ۴ نمونه از رگه‌های کوارتزدار نوع A₂، و B موجود در زون دگرسانی پتانسی انتخاب شدند. در تمامی رگه‌های انتخاب شده، میانبارهای شاری به فراوانی حضور دارند. اندازه میانبارها از ۳ تا ۲۰ میکرومتر تغییر می‌کند و برای سهولت در اندازه‌گیری‌ها، غالباً میانبارهای شاری نوع اولیه و ثانویه‌ی کاذبی که با اندازه‌ی میانگین بیش از ۶ میکرومتر انتخاب و مورد استفاده قرار گرفتند. سه دسته‌ی اصلی میانبار شاری بر اساس تعداد، طبیعت و نسبت فازها در دمای اتاق تعیین شدند (شکل ۱۱) که ویژگی‌های آن‌ها در جدول ۳ آمده‌اند. در جدول ۴ نتایج بررسی میانبارهای شاری در کانسار مس پورفیری کهنگ ارائه شده‌اند.

برخی با اتحال هالیت و برخی دیگر با ناپدید شدن تقریباً همزمان بخار و بلور هالیت همگن می‌شوند. میانگین دمای ناپدید شدن بخار و اتحال هالیت در میانبارهای LVHS₂ رگه‌های گروه A₂ به ترتیب ۳۸۹°C و ۳۹۸°C است. دمای اتحال هالیت در میانبارهای LVHS₁ و LVHS₃ در رگه‌های گروه A₂ بیشتر از دمای همگن شدن مایع - بخار است. این دما بین ۴۷/۱°C تا ۴۱۰°C است که متناظر با شوری بین ۴۱/۳°C تا ۳۵۴°C درصد وزنی نمک طعام معادل با میانگین ۴۴/۶ درصد است. میانبارهای LVHS₃ در رگه‌های B در دمایی بین ۲۱۳°C تا ۳۳۷°C با ناپدید شدن بخار همگن می‌شوند. میانگین دمای همگن شدن و شوری رگه‌های A₂ از رگه‌های B بیشتر است.

معادل است. دمایی یوتکتیک برای سیستم‌های MgCl₂-H₂O و FeCl₂-H₂O با ترتیب برابرد ۳۳/۸°C و ۳۵°C - ۵۵°C می‌توانند دمایی پایین مشاهده شده اولین ذوب برای میانبارهای LVHS را توضیح دهد.

تمامی میانبارهای VL در رگه‌های گروه A₂ در دمایی بین ۳۷۱°C تا ۵۸۶°C به بخار همگن می‌شوند. این دما در رگه‌های گروه B بین ۲۸۹°C تا ۳۴۲°C تغییر می‌کند. در برخی از خوش‌های این میانبارها به همراه میانبارهای LVHS₁ و LVHS₃ مشاهده می‌شوند که بیانگر پدیده جوشش‌اند. میانبارهای LVHS از نظر همگن شدن رفتارهای متفاوتی از خود نشان می‌دهند. برخی از میانبارها با ناپدید شدن بخار،



شکل ۱۱ انواع مختلف میانبارهای شاره‌ی مشاهده شده در کانسار. الف) میانبارهای ثانویه غنی از مایع و بی شکل؛ ب) میانبارهای اولیه غنی از بخار با شکل منفی؛ پ) و ت) میانبارهای اولیه چند فازی. اختصارها: V: بخار، L: مایع، S: سیلویت، H: هالیت، Ccp: کالکوپیریت.

جدول ۳ ردیابی میانبارهای مشاهده شده در کانسار مس پورفیری کهنگ.

| نوع دسته | فازهای مشاهده شده |
|-------------|---|
| غنی از بخار | بخار + مایع ± فازهای جامد |
| غنی از مایع | مایع + بخار |
| LVHS1 | مایع + بخار + هالیت + کالکوپیریت ± جامد نامشخص |
| LVHS2 | مایع + بخار + هالیت + سیلویت + کالکوپیریت ± آنیدریت ± جامد نامشخص |
| LVHS3 | مایع + بخار + هالیت + جامد نامشخص |

جدول ۴ نتایج ریزدماسنگی میانبارهای شاره در کانسار مس پورفیری کهنه‌گ.

| نمونه | منشاء | نوع | نوع رگه و شماره نمونه | | | | | | | | | | |
|-------|--------------|-------|-----------------------|------------|---------------|------------|--------|----------|---------|-----------|---------|-------|-------|
| | | | شوري | Th(°C) L-V | Th(°C) Halite | Tm(°C) ice | Te(°C) | گستره | میانگین | گستره | میانگین | گستره | |
| ۱۲ | ۱۴/۱ تا ۲/۱ | VL | p | 50-464 | A2 | ۵۸۶,۲ | ۴۵۴,۴ | تا ۳۷۱ | -۹,۹ | -۲۵,۵ | -۲۹,۳ | -۲۳,۵ | |
| ۶/۱ | ۸/۷ تا ۳/۵ | LV | s | 50-464 | A3 | ۲۹۸,۳ | ۲۷۰,۹ | تا ۲۴۹,۶ | -۳,۹ | -۲۴,۴ | -۲۶,۳ | -۲۳,۱ | |
| ۵۰,۶ | ۵۱,۴ تا ۴۹,۶ | LVHS2 | p | 50-464 | A2 | ۴۰,۶ | ۳۹۶,۳ | تا ۳۸۴,۶ | ۴۲۴,۱ | ۵۴۱۵/۲ | -۱۷,۸ | -۵۲,۴ | -۵۱ |
| ۴۴,۴ | ۴۷,۱ تا ۴۱,۳ | LVHS1 | p | 50-464 | A2 | ۳۸۱ | ۳۵۲,۱ | تا ۲۹۷ | ۳۸۸,۶ | ۴۱۰,۶ ۳۶۹ | -۱۶,۷ | -۴۳,۳ | -۳۹ |
| ۱۰,۱ | ۱۲,۸ تا ۴,۸ | VL | p | 41-425.42 | A2 | ۵۷۳,۷ | ۴۹۱ | تا ۴۰۳ | -۵,۸ | -۲۵,۸ | -۲۸,۱ | -۲۱,۴ | |
| ۴۶,۹ | ۴۶,۹ | LVHS3 | p | 41-425.42 | A2 | ۴۰,۸ | ۴۰۱,۸ | ۳۹۸,۱ | ۳۹۸,۱ | -۱۳,۱ | -۵۳,۱ | -۵۳,۱ | |
| ۴۲,۹ | ۴۳,۷ تا ۴۲,۱ | LVHS2 | p | 41-425.42 | A2 | ۴۲۲,۷ | ۳۷۸,۵ | ۶۳۳۲,۳ | ۳۶۰ | ۶۳۴۲,۸ | -۱۴,۵ | -۵۴,۵ | -۵۴ |
| ۴۳,۵ | ۴۵,۵ تا ۴۲ | LVHS1 | p | 41-425.42 | A2 | ۳۲۶,۲ | ۳۲۶,۲ | تا ۳۰۱,۲ | ۳۶۸,۷ | ۶۳۵۳,۶ | -۷,۱۰ | -۴۶ | -۵۰,۱ |
| ۵,۵ | ۶ تا ۴,۹ | VL | p | 78-313 | B | ۳۴۲ | ۳۳۲ | تا ۳۲۳ | -۴,۴ | -۲۴,۵ | -۲۹,۷ | -۲۱,۹ | |
| ۴۳,۱ | ۴۵ تا ۴۱,۲ | LVHS2 | p | 78-313 | B | ۴۰,۷ | ۳۶۴,۱ | ۶۳۲۷,۶ | ۳۵۴ | ۶۳۴۴,۹ | -۱۵,۳ | -۵۰,۶ | -۴۷,۱ |
| ۳۴,۸ | ۴۰,۲ تا ۳۲,۴ | LVHS3 | p | 78-313 | B | ۳۳۷ | ۲۸۱,۷ | تا ۲۱۵ | ۲۴۴,۲ | ۶۲۱۱ | -۱۵,۳ | -۳۶,۹ | -۴۷,۱ |
| ۷,۸ | ۱۱,۲ تا ۵ | VL | p | 27-381.70 | B | ۳۵۶,۹ | ۳۱۶,۷ | تا ۲۸۹,۱ | -۵,۰ | -۲۴,۰ | -۲۶,۴ | -۲۱,۳ | |
| ۴۳,۱ | ۴۸,۷ تا ۳۸,۲ | LVHS1 | p | 27-381.70 | B | ۳۲۸,۹ | ۳۲۵ | ۶۳۱۱,۴ | ۳۴۴,۶ | ۶۲۶۵,۷ | -۱۴,۰ | -۴۳,۸ | -۳۷,۵ |
| ۴۴,۳ | ۴۴,۴ تا ۴۴,۱ | LVHS2 | p | 27-381.70 | B | ۳۴۱,۶ | ۳۲۱,۵ | تا ۳۰۱,۵ | ۳۵۹,۶ | ۶۲۴۸,۹ | -۹,۴ | -۴۳,۶ | -۳۴,۸ |
| ۳۶,۳ | ۵۱,۸ تا ۳۰,۱ | LVHS3 | p | 27-381.70 | B | ۲۹۳ | ۲۴۹,۶ | تا ۲۱۳ | ۲۸۷ | ۶۲۱۱ | -۸,۰ | -۳۷,۷ | -۲۹ |

گرفته شده‌اند. بنابراین، حضور کانی‌های نوزاد سیلولیت و کالکوپیریت در میانبارهای LVHS₂ مؤید آن است که این میانبارها اولین شاره‌های کانه‌ساز در کانسار مس پورفیری کهنه‌گ هستند. به اعتقاد بکر^۳ در یک خوش از میانبارهای شاری کهنه‌گ هستند. به اعتقاد بکر^۳ در یک خوش از میانبارهای شاری که با انحلال هالیت همگن می‌شوند و دمای ناپدید شدن بخار در آن‌ها تقریباً یکسان است، میانبارهایی که کمترین دمای انحلال هالیت را دارند معرف شرایط واقعی به دام افتادن شاره هستند [۲۲,۱۳]. در یک خوش از میانبارهای LVHS₂ دمای همگن شدن مایع - بخار تقریباً C ۳۹۶^۰ و کمترین دمای

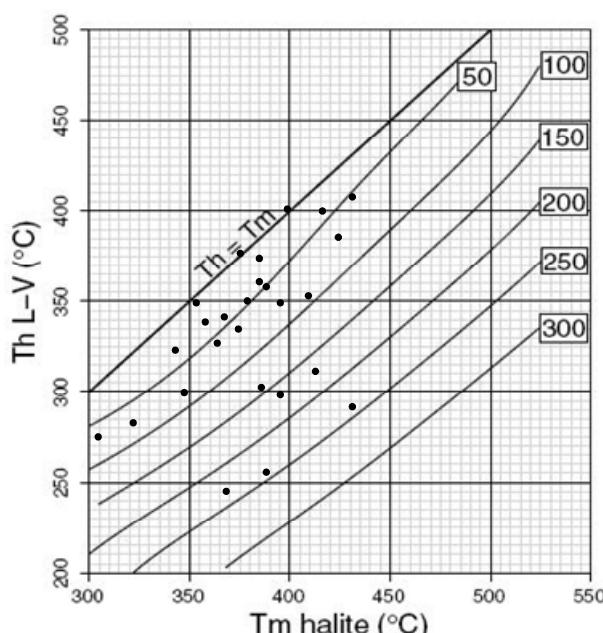
برآورد فشار شاره‌ها با شوري بالا مشابه کانسارهای دیگر پورفیری کشف شده در کمریند ماگمایی ارومیه - دختر، شاره‌های بسیار شور LVHS در عمیق‌ترین بخش‌های استوک و در رگه‌های A₂ و B حضور دارند [۲۲,۱۳]. شاره‌های اولیه‌ای که در فشار پایین تا متوسط از مگما جدا می‌شوند، شوری پایینی دارند و با افزایش فرایند تبلور شورتر می‌شوند. این پدیده در برخی از کانسارهای مس پورفیری مشاهده شده است (e.g., Bajo de la Alumbrera, Argentina) و شاره‌های با شوري نسبتاً بالا (۵۰ تا ۶۰٪ وزنی نمک طعام معادل) به عنوان شاره‌های کانه‌ساز مادر در نظر

شده است، عدم آمیخته شدن آبگو - بخار و نیز ابر اشباع شدگی شاره‌های گرمابی در حجم محدودی از سنگ است.

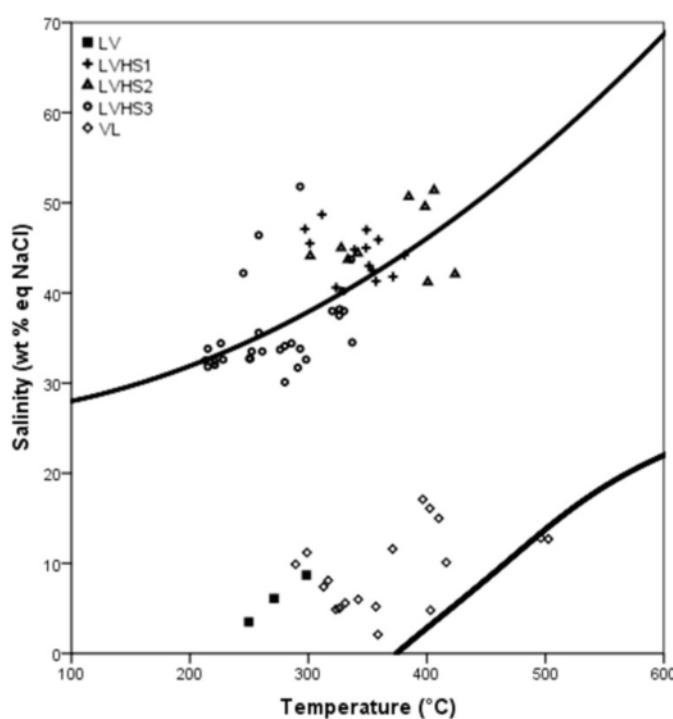
تکامل سیستم گرمابی

دماهای بالایی به دام افتادن شاره‌های غنی از گاز، حضور کانی کالکوپیریت نوزاد در میانبارهای هالیت‌دار و حضور انیدریت در رگه‌ها و برش‌های موجود در توده‌های کنترل‌کننده‌ی کانی-سازی، شاهدی بر حضور یک شاره‌ی کانه‌ساز داغ با گریزندگی بالای O_2 و SO_2 است. خاستگاه این شاره که مسئول اصلی حمل فلز مس در کانسار است، ماقمای کوارتزدیوریتی - داسیتی بوده که در دمایی کمتر از 600°C درجه‌ی سانتیگراد شروع به تبلور نموده و حداقل $2/7$ درصد آب داشته است [۲۵]. کاهش دما و فشار به ترتیب تا 415°C و 340 بار منجر به جدا شدن اولین شاره‌های ماقمایی شور و تشکیل رگه‌های A_2 و زون دگرسانی پتسای شده است. مشاهده مقادیر پراکنده و جزیی مولبیدنیت در حاشیه‌ی رگه‌های B بیانگر آن است که به علت پایین بودن فراوانی مولبیدن در محلول گرمابی، این عنصر تا پیش از این به صورت عنصری ناسازگار عمل کرده و با کاهش دما از 415°C به 340°C و فشار از 340 به حدود 100 بار در بخش‌های بالایی کانسار نهشته شده است.

انحلال هالیت $C\ 415^{\circ}$ است که فشار به دام افتادن این شاره‌ها در حدود 336 بار است. با در نظر گرفتن چگالی متوسط $2/7 \text{ gr/cm}^3$ برای سنگ‌های منطقه، این فشار معادل عمق $1/3$ کیلومتر است (شکل ۱۲). بررسی‌های سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی وجود پدیده‌ی جوشش را نیز ثابت می‌کند. میانبارهای شاری LV و هالیت‌دار نوع LVHS₃ در بخش‌های مختلف کانسار به همراه هم مشاهده شدند که در دمایی تقریباً برابر همگن می‌شوند. بنابراین دما و فشار همگن شدن این میانبارها برابر با دما و فشار به دام افتادن شاره‌ها و عمق تشکیل رگه‌ها مختلف است. با استفاده از روش بادر و ویتاک و برنامه‌های SoWat فشار به دام افتادن شاره‌هایی که با از بین رفتن حباب بخار همگن می‌شوند به دست آمد [۲۴]. شکل ۱۳ (نمودار شوری نسبت به دمای همگن شدن مایع - بخار) بیانگر آن است که شاره‌هایی که موجب تشکیل رگه‌های کوارتز - سولفید شده‌اند، در نتیجه کاهش فشار سیستم در دمای تقریبی $C\ 430^{\circ}$ شروع به جوشش کرده‌اند. در نتیجه یک فاز بخار از شاره‌های آبگون با شوری تقریبی 45 wt\% جدا شده است. این فرایند به صورت نامتناوب تا کاهش دما به حدود $C\ 230^{\circ}$ رخ داده است. بر همین اساس، اصلی‌ترین فرایندی که نهایتاً باعث کانی‌سازی در کانسار پورفیری کهنه‌گ



شکل ۱۲ بروارد فشار میانبارهای شاری که با انحلال هالیت همگن می‌شوند از روی منحنی‌های هم‌فشار بکر. مشاهده می‌شود که فشار غالب در کانسار در اطراف منحنی 50 مگاپاسکال (500 بار) واقع شده است. میانگین فشار اندازه‌گیری شده بنا بر این منحنی 1150 بار است که با کانسار شناخته شده سونگون (1000 بار) همخوانی خوبی دارد [۲۲].



شکل ۱۳ دمای همگن شدن مایع - بخار نسبت به شوری برای میانارهای LV، LVHS1، LVHS2، LVHS3 و LV

نتیجه نوسانهای محلی دما - فشار حین تکامل سیستم گرمابی کهنه رخ داده است. میانبارهای LVHS₂ شاره‌های بسیار شور و داغی را که مستقیماً از مagma در حال تبلور جدا شده‌اند، را در فشار نسبتاً پایینی به دام انداخته‌اند. این امر باعث اشباع شدگی شاره‌ها از هالیت و منجر به تهی شدگی مس در magma در حال تبلور و انتقال آن به سیستم گرمابی شده است. سرد شدن شاره‌ها علاوه بر فرایند جوشش که در رگه‌های A₂ و B مشاهده می‌شود، عوامل اصلی کنترل کننده تهنشست کالکوپیریت در کانسار مس پورفیری کهنه هستند. بررسی مجموعه میانبارهایی که بیانگر رخداد پدیده جوشش آند، نشان می‌دهد که حداقل عمق تشکیل کانی‌سازی در حدود ۱۳ کیلومتر است که مشابه کانسارهای دیگر مس پورفیری ایران روی کمربند magma ارومیه - دختر است [۲۸، ۲۲، ۳].

مراجع

- [۱] فرمهینی فراهانی م، "مطالعات زمین‌شناسی، ژئوشیمی و کانی‌شناسی محدوده اکتشافی کهنه". رساله دکتری رشته زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات تهران، (۱۳۸۷) ۲۴۹ ص.
- [۲] هراتی ح، "بررسی زمین‌شناسی اقتصادی، آلتراسیون، کانی‌شناسی و ژئوشیمی توده کانسار مس پورفیری کهنه

برداشت کوارتزدیوریت‌ها بیش از ۷۰ درصد از بدنه اصلی توده‌ی آذرین کنترل کننده کانی‌سازی را تشکیل داده و پس از آن داسیت‌ها مهم‌ترین واحدهای آذرین همزمان با کانی‌سازی محسوب می‌شوند. ژئوشیمی سنگ‌های آذرین نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از یک magma آهکی - قلیابی در اثر تبلور جداشی تشکیل شده و طی چند مرحله تقریباً نزدیک به هم به بالا صعود کرده‌اند. تشکیل رگه‌های نوع A که بیشتر دارای دیواره‌هایی با ظاهر ناصاف و سینوسی هستند در دمایی بالاتر از ۴۰۰°C رخ داده است [۲۶]. رگه‌های نوع A₂ در نتیجه عملکرد واحد داسیتی تشکیل شده‌اند. حضور کوارتزهای گردشده و خلیجی موجود در واحد داسیتی که در نتیجه تاثیر شاره‌های داغ تشکیل می‌شوند نیز بیانگر این است که کنترل کننده اصلی کانی‌سازی مس پورفیری در کهنه، همین واحد بوده است. این واحد اندکی پس از صعود واحدهای کوارتزدیوریتی - گرانودیوریتی به نزدیکی سطح زمین، به درون آن‌ها نفوذ کرده است. تکامل دما، ترکیب شیمیایی و فشار شاره‌های کانسار مس پورفیری کهنه مشابه کانسارهای دیگر گزارش شده، روی کمربند magma ارومیه دختر است [۲۷-۲۵، ۱۳، ۲۲]. با این وجود، تفاوت‌هایی نیز در رفتارهای همگن شدن میانبارهای ملاحظه می‌شود که در

- from fluid inclusions and stable isotopes*", Eco. Geol., 93 (1998) 651–670.
- [15] Mason D. R., "Compositional variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the Western Highlands, Papua New Guinea", Eco. Geol. 73 (1978) 878–890.
- [16] Mason D. R., McDonald J. A., "Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea-Solomon Islands region", Eco. Geol. 73 (1978) 857–877.
- [17] Dilles J. H., "Petrology of the Yerington Batholith", Nevada: evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. Eco. Geol. Vol. 82, No. 7, (1987) pp. 1750–1789.
- [18] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325–343.
- [19] Sun S. S., 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., Magmatism in the ocean basins: Geological Society Special Publication 42: Oxford, Blackwell Scientific Publications (1989) 313–345.
- [20] Rollinson H. R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman, UK (1993) 352 p.
- [21] Gruen G., Heirich C. A., Schroeder K., "The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. II. Vein Geometry and Ore Shell Formation by Pressure-Driven Rock Extension", Eco. Geol. 105 (2010) 69–90.
- [22] Hezarkhani A., "Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu–Mo deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions", Journal of Asian Earth Sciences 28 (2006) 409–422.
- [23] Becker S. P., Fall A., Bodnar R. J., "Synthetic fluid inclusions. XVII. PVTX properties of high salinity H₂O–NaCl solutions (>30 wt% NaCl): application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits", Econ. Geol. 103 (2008) 539–554.
- [24] Bodnar R. J., Vityke M., O., "Interpretation of microthermometry data for H₂O–NaCl fluid inclusions", in Fluid inclusions in Minerals, Methods and Applications, B. De Vivo and M. L. Frezzotti, eds., pub. By Virginia Tech, Blacksburg, VA, (1994) 117–130.
- (شمال شرق اصفهان)، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، (۱۳۹۰) ۲۱۱ ص.
- [۳] خدابرست م., "بررسی پترولوزی و ژئوشیمی سنگ‌های پلوتونیکی محدوده اکتشافی کهنه‌گ (شمال شرق اصفهان)", پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته پترولوزی، دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، (۱۳۸۹) ۱۵۲ ص.
- [4] Berberian M., King G.C., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210–265.
- [5] Pourhosseini F., "Petrogenesis of Iranian plutons: a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes", PhD Thesis, University of Cambridge, (1982) 315 p.
- [6] Hezarkhani A., "Petrology of the intrusive rocks within the Sungun Porphyry Copper Deposit, Azerbaijan, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 27 (2006) 326–340.
- [7] Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", Journal of Asian Earth Sciences 24 (2005) 405–417.
- [۸] مهرداد آ., "بررسی پترولوزی و ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیکی میزبان کانسار مس پورفیری کهنه‌گ (شمال شرق اصفهان)", پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته پترولوزی، دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، (۱۳۹۰) ۱۲۷ ص.
- [۹] شرکت ملی صنایع مس ایران، "گزارش مطالعات زمین‌شناسی و آلتراسون محدوده کهنه‌گ شرقی در مقیاس ۱:۱۰۰۰". مهندسین مشاور زرناپ اکتشاف (۱۳۹۰).
- [10] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "The Interpretation of Igneous Rocks", George Allen & Unwin, London (1979) 450 p.
- [11] Rickwood P. C., "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements", Lithos 22 (1989) 247–263.
- [12] Irvine, T. N., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523–548.
- [13] Shand S. J., "Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits", 3rd edition, J. Wiley & Sons, New York, (1947) 488 p.
- [14] Hezarkhani A., Williams-Jones A. E., "Controls of alteration and mineralization in the Sungun Porphyry Copper Deposit, Iran": evidence

- [27] Etminan E., “*Le porphyre cuprifère de Sarcheshmeh (Iran): Role des phases fluides dans les mécanismes d'alteration et demineralization GSI*”, Rept. No. 48 (1977)249p.
- [28] Hezarkhani A., “*Hydrothermal fluid geochemistry at the Chah-Firuzeh porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions*”, JGE 101 (2009) 254-264.
- [25] Burnham C., W., “*Magma and hydrothermal fluids*”, in Barnes, H., L., ed.,*Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd edition: WileyInterscience, New York, (1979) 71-136.
- [26] Fournier R. O., “*Hydrothermal Processes Related to Movement of Fluid From Plastic into Brittle Rock in the Magmatic-Epithermal Environment*”, Eco. Geol. 94 (1999) 1193-1211.