

کانی‌شناسی و دگرسانی گرمابی سامانه رگه‌ای اپی‌ترمال در منطقه اکتشافی مطر آباد، شمال خاور ایران

محمدحسن احمدی^۱، غلامحسین شمعانیان^۲ و حسن عزمی^۳

^۱ کارشناس ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

^۳ کارشناس ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، منطقه شمال شرق کشور، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۱/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۹/۰۷

چکیده

سامانه رگه‌ای مطر آباد در ۳۰ کیلومتری جنوب باختری بجنستان و در بخش شمالی بلوک لوت قرار گرفته است. سنگ‌های میزبان رگه‌ها شامل سنگ‌های آتشفشانی میانه تا اسیدی است. کانی‌سازی به صورت رگه‌ها، رگچه‌های نامنظم و برش‌های گرمابی نمود دارد. بر پایه ویژگی‌های صحرایی و بافتی چهار نوع رگه کوآرتز (A, B, C, D) تشخیص داده شد. دگرسانی گرمابی در پیرامون رگه‌ها گسترش یافته است و در نزدیکی رگه‌ها شدت بیشتری دارد. دگرسانی گرمابی از مجموعه‌های سیلیسی، سریستی، پروپلیتی و رسی تشکیل یافته است. رسم شاخص دگرسانی ایشیکاوا (AI) در برابر شاخص کلریت-کربنات-پیریت (CCPI)، موسوم به نمودار جعبه‌ای دگرسانی، روندهای اصلی دگرسانی را نشان می‌دهند. مجموعه دگرسانی گرمابی کوآرتز، آدولاریا، کلریت، ایلیت، کلسیت و پیریت که سامانه رگه‌ای مطر آباد را فرا گرفته از صعود آب‌های کلریدی با pH نزدیک به خنثی تا کمی قلیایی تشکیل شده است. ویژگی‌های کانی‌شناسی، دگرسانی و زمین‌شیمیایی منطقه مورد مطالعه و مقایسه آن با کانسارهای اپی‌ترمال نشانگر سامانه اپی‌ترمال از نوع سولفیدی شدن پایین است.

کلیدواژه‌ها: اپی‌ترمال، دگرسانی گرمابی، شاخص دگرسانی، سولفیدی شدن پایین، مطر آباد

***نویسنده مسئول:** غلامحسین شمعانیان

E-mail: gh.shamaniaan@gu.ac.ir

۱- مقدمه

کانسارهای فلزات پایه و گرانبه‌های اپی‌ترمال یکی از مهم‌ترین انواع کانسارها هستند که منابع ارزشمندی از این فلزات را در اختیار قرار می‌دهند. یکی از موضوعات جالب توجه در این کانسارها دگرسانی گرمابی مرتبط با کانی‌سازی است که به طور معمول دارای منطقه‌بندی است و به عنوان ابزاری سودمند برای اکتشاف این کانسارها به کار می‌رود (Silberman & Berger, 1985). اگرچه کانسارهای اپی‌ترمال توسط پژوهشگران مختلف در سراسر دنیا مورد بررسی قرار گرفته و در مقالات بسیار به توصیف مجموعه‌های دگرسانی آن پرداخته شده (Cooke & Simmons, 2000; Hedenquist et al., 2000; Simmons & Browne, 2000) ولی مقالات محدودی در مورد ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کل سنگ و منطقه‌بندی دگرسانی انتشار یافته است (Mauk & Simpson, 2007; Gemmel, 2007). دگرسانی گرمابی که با تغییرات کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی سنگ دیواره مشخص می‌شود، با تشکیل کانی‌های گرمابی گوناگونی همراه است که بیشتر آنها به تغییرات دما و pH حساس هستند (White & Hedenquist, 1995) و اطلاعات مفیدی را درباره ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی محلول‌های گرمابی ارائه می‌کنند (Warren et al., 2007).

سامانه رگه‌ای مطر آباد با موقعیت جغرافیایی ۵۸° ۵۷' طول خاوری و ۲۳° ۳۴' عرض شمالی در ۳۰ کیلومتری جنوب باختری شهرستان بجنستان، در استان خراسان رضوی قرار دارد (شکل ۱). مطالعات پیشین در این منطقه شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ طاهرآباد (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۴)، اکتشافات زمین‌شیمیایی ناحیه‌ای به روش رسوب رودخانه‌ای (عزمی و صفری، ۱۳۸۳) و اکتشافات نیمه‌تفصیلی (عزمی و صفری، ۱۳۸۵) است که به شناسایی یک سامانه رگه‌ای انجامیده است. در مقاله حاضر ویژگی‌های کانی‌سازی و دگرسانی گرمابی بر پایه مشاهدات صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و زمین‌شیمی کل سنگ مورد بررسی قرار گرفته و درباره الگوی کانی‌سازی اظهار نظر شده است.

۲- روش بررسی

برای بررسی ماهیت کانی‌سازی و دگرسانی گرمابی در منطقه مورد مطالعه، مطالعات در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در بخش صحرایی، تغییرات ریخت‌شناسی و کانی‌شناختی رگه‌ها و دگرسانی گرمابی سنگ دیواره در طول نیمرخ‌های عمود بر امتداد رگه‌ها بررسی و از رگه‌ها و سنگ دیواره نمونه‌برداری شد. مطالعات آزمایشگاهی شامل مطالعات بافتی و کانی‌شناختی کانسنگ و سنگ دیواره، مجموعه‌های دگرسانی و تجزیه‌شیمیایی نمونه‌ها بوده است. مطالعات بافتی و کانی‌شناسی به روش‌های مرسوم میکروسکوپی روی ۵۷ مقطع نازک و ۱۸ مقطع نازک صیقلی انجام شد. برای شناسایی آدولاریا ۵ عدد از مقاطع با استفاده از نیتريت سدیم-کبالت (Edgar & Rollin, 1960) رنگ‌آمیزی شد. شناسایی کانی‌های مجهول و جدایش کانی‌های رسی به روش پراش پرتو ایکس (XRD) در ۱۲ نمونه توسط شرکت کانساران بینالود انجام شد (جدول ۱). با تلفیق نتایج حاصل از این مطالعات توالی همبود کانی‌سازی و مجموعه‌های دگرسانی گرمابی تعیین شد. تعیین غلظت اکسیدهای اصلی در ۱۶ نمونه از سنگ دیواره و اندازه‌گیری غلظت عناصر کمیاب (Au, Ag, As, Hg, Cu, Pb, Zn) در ۳۴ نمونه از رگه‌های کانه‌دار به روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) توسط سازمان زمین‌شناسی کشور انجام شد (جدول ۲).

۳- بحث

۳-۱. زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه بخشی از برگه زمین‌شناسی یک صد هزار طاهرآباد (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۴) در بخش شمالی بلوک لوت است. بلوک لوت فعالیت‌های ماگمایی گوناگونی دارد که از زمان ژوراسیک آغاز شده و در تشریری به اوج خود رسیده است (امامی، ۱۳۷۹). اولین فعالیت ماگمایی شناخته‌شده در این بلوک در ژوراسیک میانی و بر اثر رخداد کوهزایی کیمیرین پسین روی داده (خسروی، ۱۳۸۵) و با رخداد فاز کوهزایی لارامید در کرتاسه پایانی-پالئوسن زیرین در بخش مرکزی

برخی از نقاط، رگه‌های کوارتز و سنگ دیواره آنها دچار خردشدگی هیدرولیکی شده‌اند که با نمود برش‌های گرمایی مشخص می‌شود (شکل‌های ۳-ه و و).

۳-۳. کانی‌شناسی کانسنگ

کانی‌شناسی کانسنگ شامل کانی‌های سولفیدی و کوارتز همراه با کانی‌های برونزاد است. در میان کانی‌های سولفیدی، پیریت و گالن فراوانی بیشتری دارند و اسفالریت و کالکوپیریت فراوانی ناچیزی دارند. بر پایه مطالعات صحرایی و همراهی‌های کانی‌شناسی و بافتی چهار مرحله کانی‌سازی در توالی همبود این کانسار شناسایی شد (جدول ۳). مرحله اول (I) با کانی‌سازی کوارتز و به مقدار ناچیز آدولاریا و پیریت در رگه‌های A و تشکیل کانی‌های گرمایی همچون کوارتز، آدولاریا، کلریت و اپیدوت در سنگ دیواره مشخص می‌شود. در مرحله دوم (II) تشکیل کوارتز ادامه یافته و به تشکیل رگه‌های B انجامیده است. این مرحله از دید کانی‌سازی سولفیدها اهمیت دارد که به ترتیب فراوانی با حضور پیریت، گالن، اسفالریت و کالکوپیریت مشخص می‌شود. آدولاریا، کلسیت، کلریت و اپیدوت از مهم‌ترین کانی‌های دگرسانی گرمایی در این مرحله هستند. مرحله سوم (III) با کانی‌سازی آمیتیست به همراه مقادیر ناچیزی پیریت و آدولاریا در رگه‌های نوع C مشخص می‌شود. کانی‌های دگرسانی در این مرحله به طور عمده شامل آدولاریا، سرسیست و ایلیت است. سرانجام، مرحله چهارم شامل رگه‌های نازک کوارتز همراه با کانی‌های دگرسانی ایلیت و کلسیت است. پیریت به طور عمده به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در رگه‌های نوع A، B و C و نیز افشان در سنگ دیواره دگرسان یافت می‌شود (شکل ۳-ز). این کانی دارای بیشترین فراوانی در رگه‌های نوع B است. در بخش‌های سطحی بلورهای پیریت تحت تأثیر فرایندهای برونزاد به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. گالن در رگه‌های نوع B بیشترین فراوانی را داشته و با اندازه ۰/۱ تا ۲۰ میلی‌متر نمود رگچه‌ای و افشان دارد. گالن بیشتر همراه با پیریت (شکل ۳-ح)، اسفالریت و کالکوپیریت (شکل ۳-ط) و گاه به صورت دانه‌های مستقل یافت می‌شود. با توجه به تغییر شکل نیافتن رخ‌های گالن و نیز خاصیت شکل‌پذیری (Plasticity) بسیار بالای این کانی که در برابر عوامل زمین‌ساختی به آسانی تغییر شکل می‌یابد، به نظر می‌رسد این کانی پس از تشکیل تحت تأثیر عوامل زمین‌ساختی قرار نداشته است. این کانی در بخش‌های سطحی به دلیل فرایندهای برونزاد به سروزیت ($PbCO_3$) دگرسان شده است (شکل ۳-ی).

اسفالریت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با اندازه ۰/۵ تا ۴ میلی‌متر همراه با گالن، کالکوپیریت و پیریت کانی‌سازی کرده است و فراوانی کمی دارد. ویژگی‌های میکروسکوپی این کانی مانند رنگ قهوه‌ای متمایل به سیاه و بازتاب درونی قهوه‌ای پیشنهادکننده اسفالریت‌های غنی از آهن است (شکل ۳-ط).

کالکوپیریت در نمونه‌های مورد مطالعه فراوانی کمی دارد. این کانی به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با اندازه ۳۰ تا ۲۰۰ میکرون همراه با پیریت (شکل ۳-ک) و گاه به صورت میانبارهایی در اسفالریت مشاهده شد (شکل ۳-ط). از آنجا که برون‌رانش کالکوپیریت از اسفالریت در دمای حدود ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد آغاز می‌شود (Hutchison & Scott, 1981) و این دما با ویژگی‌های کانی‌سازی منطقه مورد مطالعه همخوانی ندارد، به نظر می‌رسد میانبارهای کالکوپیریت در نتیجه واکنش محلول‌های غنی از مس با اسفالریت تشکیل شده است.

کولیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، سروزیت و مالاکیت مهم‌ترین محصولات فرایندهای برونزاد هستند. کولیت در پیرامون بلورهای گالن، پیریت و گاه به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار مشاهده شد که نشانگر اثر محلول‌های دارای مس در طی فرایندهای برونزاد است (شکل‌های ۳-ح و ک). اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن مانند گوتیت، لیمونیت و هماتیت از کانی‌هایی هستند که به فراوانی در بخش اکسیدی جانشین پیریت شده‌اند و گاه در فضای خالی کانسنگ و سنگ دیواره یافت می‌شوند. هماتیت بیشتر در پیرامون بلورهای

این بلوک ادامه یافته است (Berberian, 1977) سرانجام، رخداد کوهزایی پاسادین در پلیوسن که جوان‌ترین فاز کوهزایی در بلوک لوت است با گسترش گسل‌ها و شکستگی‌ها زمینه مناسبی را برای فوران‌های آتشفشانی در نقاط مختلف این بلوک فراهم آورده است (آقناباتی، ۱۳۸۳).

فعالیت‌های ماگمایی در برگه طاهرآباد به طور بیشتر شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی میانه تا فلسیک شامل سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی تراکیتی و تراکی‌آندزیتی، توده‌های نیمه‌آتشفشانی داسیتی و ریوداسیتی و توده‌های نفوذی دیوریتی تا گرانیتی است. این سنگ‌ها ماهیت آهکی-قلیایی دارند و بر اثر فرورانش نامتقارن پوسته اقیانوسی به زیر بلوک‌های لوت و افغان تشکیل شده‌اند (ارجمندزاده و همکاران، ۱۳۸۹).

کهن‌ترین سنگ‌های رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های آهکی کرتاسه (KI) است (شکل ۱). گدازه‌های آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری (Eat) و هورنبلند آندزیت (Eoa) بیشترین رخنمون را دارند که توسط توده‌های نیمه‌آتشفشانی داسیتی و ریوداسیتی (Edt) و ریولیت‌ها و توف‌های داسیتی (Ea) قطع شده‌اند. بر پایه عزمی و صفری (۱۳۸۵) این واحدها سن ائوسن پایینی تا الیگوسن دارند. از میان واحدهای رخنمون‌یافته در منطقه، واحدهای Eoa، Edt و Ea توسط رگه‌های کوارتزی قطع شده‌اند و میزبان کانی‌سازی هستند. آندزیت‌ها و هورنبلند آندزیت‌ها همراه با توف‌های سبز به طور عمده از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند در زمینه ریزدانه‌ای از این کانی‌ها تشکیل یافته‌اند (شکل ۲-ب و ب). پلاژیوکلازها با فراوانی ۷۰ درصد حجمی به طور ضعیف توسط سرسیست و کانی‌های رسی جانشین شده‌اند و پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. سنگ‌های داسیتی و ریوداسیتی به طور عمده از درشت‌بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار و به مقدار کمتر بیوتیت و هورنبلند تشکیل یافته‌اند (شکل‌های ۲-ج و د). پلاژیوکلازها گاه به طور متوسط تا شدید توسط سرسیست، کوارتز، کلسیت و کلریت جانشین شده‌اند. فلدسپار، بیوتیت و هورنبلند دگرسانی ضعیف تا متوسط به کانی‌های رسی و کلریت دارند. ریولیت‌ها و توف‌های داسیتی (Ea) از درشت‌بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار در زمینه ریزدانه و شیشه‌ای تشکیل یافته‌اند (شکل‌های ۲-ه و و). در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز توسط کوارتزهای ریزدانه و گاه کلریت و بلورهای فلدسپار توسط کانی‌های رسی جانشین شده‌اند.

۳-۲. ریخت‌شناسی کانسار

کانی‌سازی در منطقه مورد مطالعه از نوع شکافه پرکن است و به صورت برش‌های گرمایی و رگه‌های کوارتز با گسترش طولی حدود ۱۵۰۰ متر و روند عمومی شمال خاوری-جنوب باختری در سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی داسیتی تا ریوداسیتی (Edt)، ریولیت‌ها و توف‌های داسیتی (Ea) و گدازه‌های میانه (Eoa) تظاهر دارد. بررسی‌های صحرایی و همخوانی امتداد رگه‌ها با گسل‌ها نشان‌دهنده نقش کنترل‌کننده‌های ساختاری در توزیع مکانی رگه‌ها است.

رگه‌های کوارتزی بر پایه ویژگی‌های صحرایی، بافتی و کانی‌شناسی به ۴ نوع مختلف شامل A، B، C و D قابل تقسیم است. رگه‌های نوع A با ستبرای ۰/۵ تا ۲ متر در منطقه‌ای به طول حدود ۱۰۰۰ متر به صورت منقطع رخنمون داشته و بیشتر در حاشیه رگه‌های نوع B قرار گرفته‌اند (شکل ۳-الف). رگه‌های نوع B ستبرایی ۰/۵ تا ۲/۵ متر و گسترش طولی حدود ۱۵۰۰ متر دارند که به دلیل رخداد فرایندهای برونزاد و تشکیل کانی‌های جاروسیت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن به رنگ ظاهری سرخ تا قهوه‌ای تظاهر دارند (شکل ۳-ب). رگه‌های نوع C دارای رگه‌های نازک کوارتز به ستبرای ۱ تا ۵ سانتی‌متر و به طور عمده دارای آمیتیست است که رگه‌های B و سنگ دیواره را قطع کرده‌اند و گسترش محدودی دارند (شکل ۳-ج). رگه‌های نوع D نیز دارای رگه‌های نازک کوارتز بدون کانی‌سازی سولفیدی هستند که دیگر رگه‌ها را قطع کرده و گاه در فضای خالی میان آنها تشکیل شده‌اند (شکل ۳-د). در

کلسیت به صورت بلورهای شکل دار صفحه‌ای همراه با برش‌های گرمایی (شکل‌های ۳-ج و ۴-و) و نیز به عنوان محصول دگرسانی گرمایی یافت می‌شود. فراوانی کلسیت‌های حاصل از دگرسانی گرمایی با دور شدن از رگه‌ها افزایش می‌یابد و تا ۲۰ درصد حجمی سنگ را در بر می‌گیرد. این کانی به صورت جانشینی در پلاژیوکلاز (شکل ۲-ج)، زمینه سنگ (شکل ۴-ز) و پرکننده فضای خالی (شکل ۴-ح) دیده می‌شود. حضور کلسیت در سامانه‌های گرمایی به غلظت بالای CO_2 که برای انتقال طلا به صورت کمپلکس‌های سولفیدی بسیار اهمیت دارد، نسبت داده می‌شود. غلظت بالای CO_2 موجب گسترش قلمرو پایداری کلسیت در راستای کاهش نسبت $a_{Ca^{+2}}/a_{H^+}$ و کم شدن فازهای کالک‌سیلیکاتی می‌شود که امروزه اثر آن در سامانه‌های زمین گرمایی به خوبی شناخته شده است (Mauk & Simpson, 2007). اپیدوت به عنوان یک کانی کالک‌سیلیکاتی در هاله‌های دگرسانی پروپلیتی به دو صورت جانشینی (شکل ۴-ط) و پرکننده فضاها خالی (شکل ۴-ز) مشاهده شد. فراوانی این کانی با دور شدن از رگه‌ها افزایش می‌یابد و تا ۲۰ درصد حجمی سنگ را در بر می‌گیرد. بر پایه Cooke et al. (1996) پلاژیوکلازهای اولیه در طی واکنش محلول‌های گرمایی با سنگ دیواره توسط کوارتز + میکای پتاسیم‌دار + کلسیت جانشین می‌شوند. این رویداد سبب مصرف CO_2 و کاهش غلظت آن با دور شدن از رگه می‌شود که تشکیل و پایداری اپیدوت را در بخش‌های بیرونی سامانه گرمایی در پی خواهد داشت. اپیدوت همچنین در بخش‌های ژرف‌تر سامانه‌های اپی‌ترمال در دمای بالاتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود (White & Hedenquist, 1995; Browne & Ellis, 1970).

کلریت در نزدیکی رگه‌های کوارتز فراوانی کم دارد (به‌ندرت بیش از ۵ درصد حجمی) و با دور شدن از رگه‌ها و به‌ویژه در سنگ‌های میانه بر فراوانی آن افزوده می‌شود. این کانی به صورت جانشینی به‌جای بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز (شکل ۴-ی) و گاه به صورت پرکننده فضای خالی (شکل ۴-ک) مشاهده شد. حضور کائولینیت و مونت‌موریلونیت در مجموعه‌های دگرسانی منطقه مورد مطالعه به روش پراش پرتو ایکس تعیین شد. این کانی‌ها بیشتر درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار را جانشین کرده‌اند (شکل ۴-ل). اگرچه در برخی از نیمرخ‌های مورد مطالعه، کائولینیت در هاله‌های چند سانتی‌متری در کنار رگه‌ها مشاهده شد، اما این کانی بیشتر در بخش‌های سطحی منطقه مورد مطالعه گسترش داشته و جانشین سنگ‌های آتشفشانی فلسیک به‌ویژه توف‌های داسیتی شده است. بر پایه White & Hedenquist (1995)، تشکیل کائولینیت در کانسارهای اپی‌ترمال نیازمند شرایط اسیدی و وجود مقادیر کمی از کاتیون‌های بازی است که ممکن است در ارتباط با محلول‌های گرمایی حاصل از ماگما با دمای ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و $pH=4-5$ تشکیل شوند. این نوع کائولینیت در نزدیکی رگه‌های کانی‌سازی تشکیل شده‌اند و وابسته به سامانه‌های اپی‌ترمال گروه سولفیدی شدن بالا است (Hedenquist et al., 1998). از سوی دیگر، این کانی می‌تواند بر اثر میعان بخارات داغ در نواحی کم ژرفا و بخش‌های حاشیه‌ای سامانه گرمایی (White & Hedenquist, 1995) و یا در ارتباط با فرایندهای برون‌زاد و تشکیل آب‌های اسیدی حاصل از اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی تشکیل شود (Hedenquist et al., 2000). با توجه به گسترش سطحی دگرسانی رسی در منطقه مورد مطالعه و نبود شواهدی از وجود سامانه گرمایی نوع سولفیدی شدن بالا، به نظر می‌رسد تشکیل کائولینیت و گسترش دگرسانی رسی در این منطقه بیشتر در ارتباط با میعان بخارات داغ و دگرسانی برون‌زاد کانی‌های سولفیدی رخ داده است. مونت‌موریلونیت در برخی از نمونه‌های مورد مطالعه شناسایی شد که می‌توان آن را به تغییر در شرایط pH از اسیدی به خنثی، تغییر در ترکیب شیمیایی محلول گرمایی یا نسبت واکنش آب به سنگ در سامانه گرمایی نسبت داد (Simpson et al., 2001).

پیریت دیده می‌شود و در نمونه‌های سطحی تر به‌طور کامل جانشین پیریت شده است (شکل ۳-ل).

۳-۴. زمین‌شیمی کانسنگ

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب در ۳۴ نمونه از رگه‌های کوارتز نشان می‌دهد که مقدار میانگین غلظت عناصر Ag و Cu ، Zn ، Pb به ترتیب ۱۰۷۳، ۹۰۰، ۲۸۳ و ۷ بخش در میلیون (ppm) و میانگین غلظت طلا ۱۸۰ بخش در بیلیون (ppb) است. بررسی همبستگی پیرسون میان این عناصر نشان‌دهنده بیشترین همبستگی مثبت عناصر $Au-Cu$ ، $Hg-Ag$ ، $As-Cu$ ، $Cu-Pb$ ، $Hg-Sb$ ، $0/۸۳$ ، $۰/۶۹$ ، $۰/۱۶۲$ ، $۰/۵۶$ است (جدول ۴). پایین بودن غلظت فلزات پایه و گرانبها با نتایج حاصل از مطالعات کانی‌شناسی کانسنگ همخوانی دارد و پیشنهاد کننده شوری پایین محلول‌های گرمایی است (Albinson et al., 2001).

۳-۵. دگرسانی گرمایی

بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی، دگرسانی گرمایی در منطقه مورد مطالعه به دو صورت جانشینی کانی‌های پیشین و نهشت مستقیم در فضاها خالی و شکستگی‌ها رخ داده است. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان‌دهنده حضور کانی‌های کوارتز، آدولاریا، سریسیت، ایلیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت و کائولینیت در مجموعه‌های دگرسانی منطقه مورد مطالعه است (جدول ۵). رخداد و پراکندگی زمانی و مکانی این کانی‌ها نشانگر افزایش شدت دگرسانی در پیرامون رگه‌های کوارتز است که با حضور کوارتز، آدولاریا، ایلیت و سریسیت مشخص می‌شود. با دور شدن رگه‌ها شدت دگرسانی کاهش یافته و در فاصله ۳۰ تا ۵۰ متری از رگه‌ها کانی‌های اپیدوت، کلریت و گاه کلسیت جانشین کانی‌های اولیه شده است. بررسی مجموعه‌های دگرسانی دلالت بر دگرسانی‌های سیلیسی، سریسیتی، پروپلیتی و رسی در منطقه مورد مطالعه دارد.

کوارتز رایج‌ترین کانی گرمایی در سنگ دیواره نزدیک رگه‌های کانی‌سازی است. این کانی بیشتر به‌صورت ریزبلور درون کانی‌های اولیه (شکل ۴-الف) و زمینه سنگ دیده می‌شود که تشکیل آن را در طی فرایندهای جانشینی نشان می‌دهد. از سوی دیگر، بلورهای نیمه‌شکل دار این کانی در شکستگی‌ها و فضاها خالی سنگ مشاهده شد (شکل ۴-ب) که نشان‌دهنده نهشت مستقیم آن است. فراوانی کوارتز در نمونه‌های مورد مطالعه متغیر است و گاه تا بیش از ۶۰ درصد حجمی سنگ را به‌ویژه در نزدیکی پهنه‌های کانی‌سازی به خود اختصاص می‌دهد. به نظر می‌رسد فراوانی کوارتز در نزدیکی مجراهای عبور محلول‌های گرمایی افزایش می‌یابد که منطبق بر افزایش نفوذپذیری ثانویه ناشی از عملکرد نیروهای زمین‌ساختی است.

آدولاریا تنها فلدسپار گرمایی است که حدود ۵ تا ۱۵ درصد حجمی از رگه‌های کوارتز نوع B، برش‌های گرمایی و سنگ دیواره دگرسان شده در بر می‌گیرد. این کانی بر پایه مطالعات میکروسکوپی شناسایی شد (شکل ۴-ج) و حضور آن توسط رنگ‌آمیزی به وسیله نیتريت سدیم - کبالت (شکل ۴-د) و پراش پرتو ایکس مورد تأیید قرار گرفت. این کانی به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه‌شکل دار و به طور معمول همراه با کوارتزهای ریز بلور گرمایی یافت می‌شود. آدولاریا در شرایط pH نزدیک به خنثی تا قلیایی تشکیل می‌شود (Cooke et al., 1996) و از کانی‌های شاخص کانسارهای اپی‌ترمال گروه سولفیدی شدن پایین است (Simmons et al., 2005). حضور این کانی نشان‌دهنده پدیده جوش در ژرفای کم و میعان بخارات داغ اسیدی است (Hedenquist et al., 2000; Camprubi et al., 2001).

سریسیت و ایلیت از محصولات دگرسانی گرمایی هستند که به‌طور عمده جانشین درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار و گاه زمینه سنگ شده‌اند (شکل ۴-ه). این کانی‌ها به‌طور عمده در توف‌های داسیتی دگرسان شده و قطعات برش گرمایی دیده می‌شوند و بیشترین فراوانی را در پیرامون رگه‌ها دارند.

۳-۶. شاخص‌های دگرسانی

برای درک بهتر دگرسانی گرمایی و تغییرات زمین‌شیمیایی ایجاد شده در سامانه‌های اپیترمال می‌توان از داده‌های سنگ‌زمین‌شیمیایی سنگ دیواره و نمودارهای جعبه‌ای دگرسانی که به نمایش گرافیکی دگرسانی با استفاده از شاخص دگرسانی ایشیکاوا (AI) و شاخص دگرسانی کلریت-کربنات-پیریت (CCPI) می‌پردازد، استفاده کرد (Gemmell, 2007). شاخص AI اولین بار توسط (Ishikawa et al., 1976) برای کانسارهای سولفید توده‌ای مطرح شد و سپس همراه با شاخص دگرسانی CCPI توسط (Gemmell & Large (1992) و Large et al. (2001) برای دگرسانی این دسته از کانسارها مورد استفاده قرار گرفت. شاخص ایشیکاوا $(AI = \frac{100(K_2O + MgO)}{(K_2O + MgO + Na_2O + CaO)})$ به بیان کمی شدت دگرسانی‌های سریستی و کلریتی با استفاده از نسبت عناصر سنگ‌ساز افزوده‌شده به مجموع عناصر کاسته و افزوده شده در طی این نوع دگرسانی‌ها می‌پردازد (Large et al., 2001). این شاخص از ۲۰ تا ۶۰ در سنگ‌های دگرسان‌نشده، ۵۰ تا ۹۹ برای سنگ‌های دگرسان‌شده و ۱۰۰ در سنگ‌های کامل دگرسان‌شده تغییر می‌کند (Gemmell, 2007). از آنجا که شاخص دگرسانی ایشیکاوا در محاسبه دگرسانی کربناتی و جداسازی دگرسانی‌های کلریتی و سریستی از یکدیگر ناتوان است، از شاخص دگرسانی کلریت-کربنات-پیریت $(CCPI = \frac{100(MgO + FeO)}{(MgO + FeO + Na_2O + K_2O)})$ برای تعیین شدت دگرسانی‌های کلریتی، کربناتی و پیریتی استفاده می‌شود (Large et al., 2001). این شاخص می‌تواند MgO و FeO افزوده‌شده به سنگ را در طی جانمایی کلریت به جای آلینت، فلدسپار و سریست تعیین کند.

محاسبه شاخص‌های دگرسانی در ۱۶ نمونه از سنگ‌های دگرسان شده شامل داسیت (۵ عدد)، ریوداسیت تا ریولیت (۶ نمونه)، توف داسیتی (۵ نمونه)، و پیاده‌کردن آنها روی نمودار جعبه‌ای دگرسانی نشان‌دهنده قرارگیری سنگ‌های با کمترین شدت دگرسانی، در قلمرو مستطیلی شکل مرکز نمودار با $AI = 45-75$ و $CCPI = 40-100$ است (شکل ۵). این سنگ‌ها از دید سنگ‌نگاری، فلدسپار و پلاژیوکلازهایی با کمترین شدت دگرسانی دارند. با توجه به موقعیت کانی‌های آلینت، سریست، فلدسپار، کلریت، پیریت، دولومیت، آنکرت و اپیدوت بر روی نمودار جعبه‌ای دگرسانی (Large et al., 2001)، نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش پیش‌رونده دگرسانی گرمایی به سوی دگرسانی‌های سریستی و فلدسپار پتاسیمی و در گوشه راست نمودار متمایل شده‌اند که با شواهد سنگ‌نگاری نشان‌دهنده پیدایش و فراوانی کانی‌های گرمایی سریست، آدولاریا و کلریت همخوانی دارد. بررسی روندهای دگرسانی در این نمودار نشان‌دهنده سه روند اصلی دگرسانی شامل دگرسانی سریستی (روند I)، دگرسانی سریستی-فلدسپارپتاسیک (روند II) و دگرسانی سریستی-کلریتی-پیریتی (روند III) است که با نتایج مطالعات میکروسکوپی و کانی‌شناسی نیز همخوانی دارد. برای کنترل این نتایج، تغییرات اکسیدهای CaO ، Na_2O ، K_2O و SiO_2 در برابر AI بررسی شد. بررسی تغییرات Na_2O و CaO در برابر AI نشان‌دهنده همبستگی منفی میان مقدار Na_2O و CaO با AI است (شکل‌های ۶-الف و ب) که نشان از تهی‌شدگی سدیم و کلسیم با پیشرفت دگرسانی گرمایی دارد. برعکس، تغییرات K_2O در برابر AI همبستگی مثبت معنی‌داری را میان این دو متغیر نشان می‌دهد (شکل ۶-ج) و بیانگر غنی‌شدگی پتاسیم با پیشرفت دگرسانی و تشکیل کانی‌های آلینت، سریست و آدولاریا است. کاهش مقادیر Na_2O و CaO و افزایش K_2O از سنگ‌های دگرسان‌نشده به سوی سنگ‌های دگرسان‌شده از ویژگی‌های آتشفشانی دگرسان‌شده در سامانه‌های اپیترمال به شمار می‌آید (Gemmell, 2007; Simmons, & Browne, 1990). بررسی تغییرات SiO_2 در

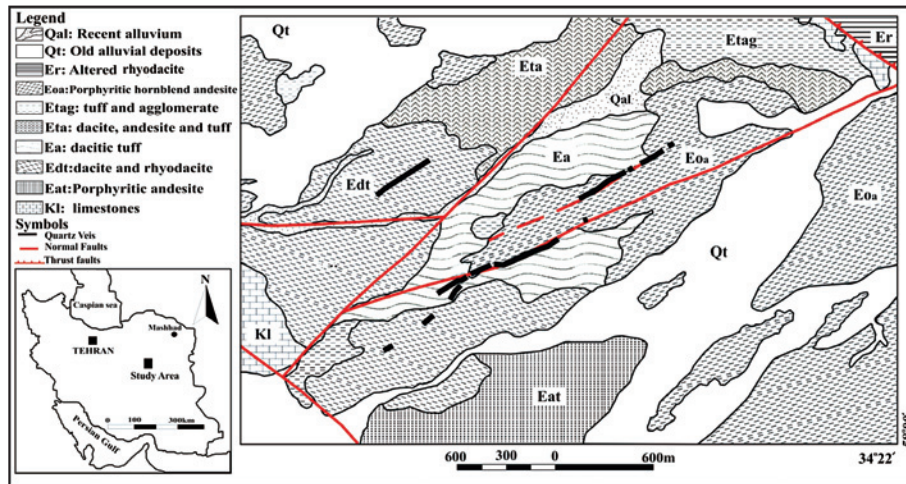
برابر AI (شکل ۶-د) بیانگر افزایش مقدار SiO_2 با پیشرفت دگرسانی گرمایی است که با سیلیسی شدن سنگ دیواره به‌ویژه در پیرامون رگه‌های کوارتزی مشخص می‌شود.

۴- نتیجه‌گیری

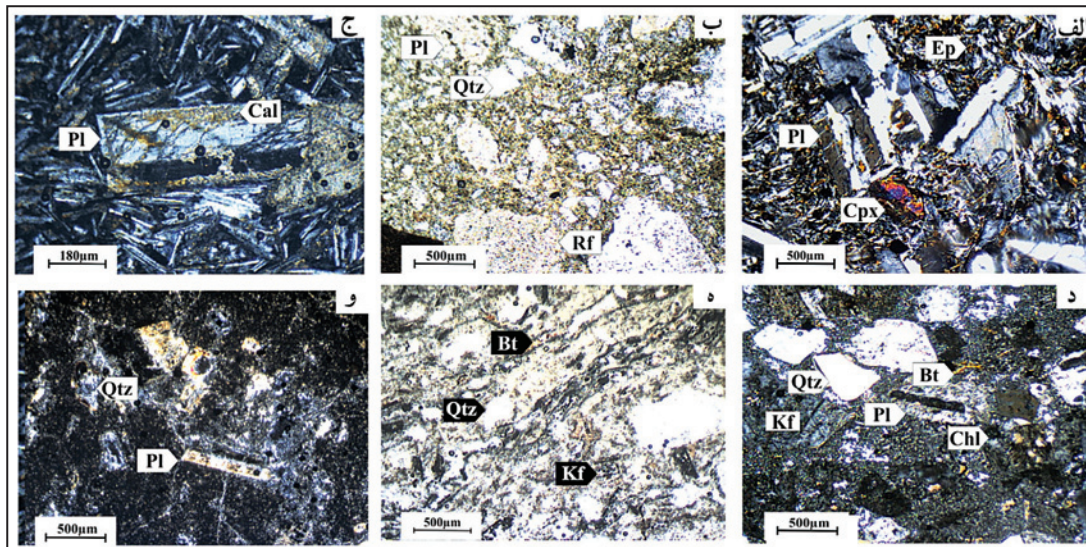
سامانه رگه‌ای منطقه اکتشافی مطرباد در مجموعه‌ای از سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی داسیتی تا ریولیتی و گدازه‌های آتدزیتی تشکیل شده است. یافته‌های صحرایی و میکروسکوپی که به شناسایی و جدایش ۴ نوع رگه کوارتزی در این سامانه انجامید، پیشنهاد می‌کند که فعالیت‌های گرمایی با رگه‌های کوارتزی نوع A شروع شده و با تشکیل رگه‌های نوع B ادامه یافته است. ارتباط مکانی رگه‌های نوع A و B با گسل‌ها بیانگر نقش کنترل‌کننده‌های ساختمانی در پراکندگی مکانی این رگه‌هاست. عملکرد گسل‌ها و شکستگی‌های ناشی از آن، مجراهای مناسبی را برای عبور محلول‌های گرمایی و نهشت رگه‌های نوع C و سرانجام رگه‌های نازک کوارتزی نوع D فراهم آورده است.

برپایه بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، سامانه رگه‌ای مطرباد مجموعه‌های دگرسانی آشکاری چون دگرسانی‌های سیلیسی، سریستی، پروپیلیتی و رسی در پیرامون رگه‌ها دارد که معیارهای اکتشافی مفیدی را در اختیار قرار می‌دهد. کانی‌های مشخص‌کننده هر یک از این دگرسانی‌ها عبارتند از: ۱) کوارتزی، کلسدونی، آدولاریا و پیریت برای دگرسانی سیلیسی (< 5 متری رگه‌ها)، ۲) سریست، آلینت و کوارتزی برای دگرسانی سریستی (< 10 متری رگه‌ها)، ۳) اپیدوت، کلریت، کلسیت و پیریت برای دگرسانی پروپیلیتی ($50-30$ متری رگه‌ها) و ۴) کانولینیت، آلینت و کلسیت برای دگرسانی رسی که به‌صورت پوشش نازک و گسترده در بخش بالایی سامانه گرمایی نمود دارد. دگرسانی گرمایی در نزدیکی رگه‌ها شدت بیشتری دارد و کانی‌های اولیه سنگ‌های دیواره توسط کانی‌های گرمایی جانشین شده‌اند که می‌تواند نشانگر نفوذپذیری بالای سنگ‌ها باشد.

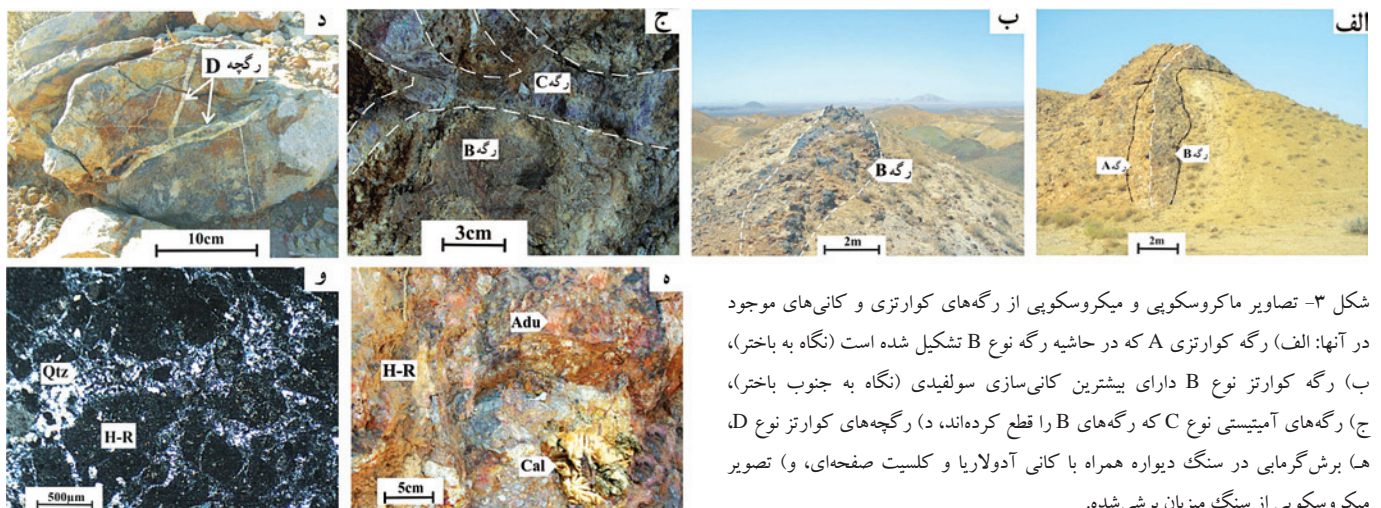
مجموعه دگرسانی گرمایی کوارتزی، آدولاریا، کلریت، آلینت، کلسیت و پیریت در منطقه مورد مطالعه، بیانگر تشکیل این کانی‌ها از آب‌های کلریدی با pH نزدیک به خنثی تا کمی قلیایی است. این آب‌ها، محلول گرمایی چیره در بیشتر سامانه‌های گرمایی فعال هستند که از گردش ژرف آب‌های جوی به دست می‌آیند (Henley & Ellis, 1983). در منطقه مورد مطالعه، رخداد پدیده جوشش که با حضور برش‌های گرمایی، کلسیت صفحه‌ای و آدولاریا قابل تأیید است، از عوامل مؤثر در نهشت کانسنگ به‌شمار می‌آید که سبب خروج گازها و سرانجام نهشت مستقیم کلسیت صفحه‌ای و آدولاریا در رگه‌ها و فضاهای خالی میان قطعات برشی شده است. میعان بخارات داغ و ورود گازها به آب‌های سرد زیرزمینی در نواحی کم ژرفا و بخش‌های کناری سامانه گرمایی مورد مطالعه، تشکیل آب‌های اسیدی (Hedenquist & Stewart, 1985) را در پی داشته‌است که بر اثر واکنش با سنگ‌های دیواره، پوشش نازک و گسترده‌ای از کانولینیت را در بخش بالایی سامانه گرمایی پدید آورده‌است. تلفیق یافته‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده تشکیل سامانه رگه‌ای مطرباد در یک محیط اپیترمال نوع سولفیدی شدن پایین است. این یافته‌ها حضور آب‌های کلریدی با pH نزدیک به خنثی تا کمی قلیایی را به‌عنوان محلول گرمایی چیره و آب‌های اسیدی ناشی از میعان بخارات داغ در سامانه گرمایی منطقه مورد مطالعه را پیشنهاد می‌کند که بر اثر خردشدگی هیدرولیکی و رخداد پدیده جوشش از محلول گرمایی اصلی جدا شده‌اند. حضور برش‌های گرمایی، کلسیت صفحه‌ای و آدولاریا (Browne & Ellis, 1970) از شواهد رخداد جوشش در این منطقه است.



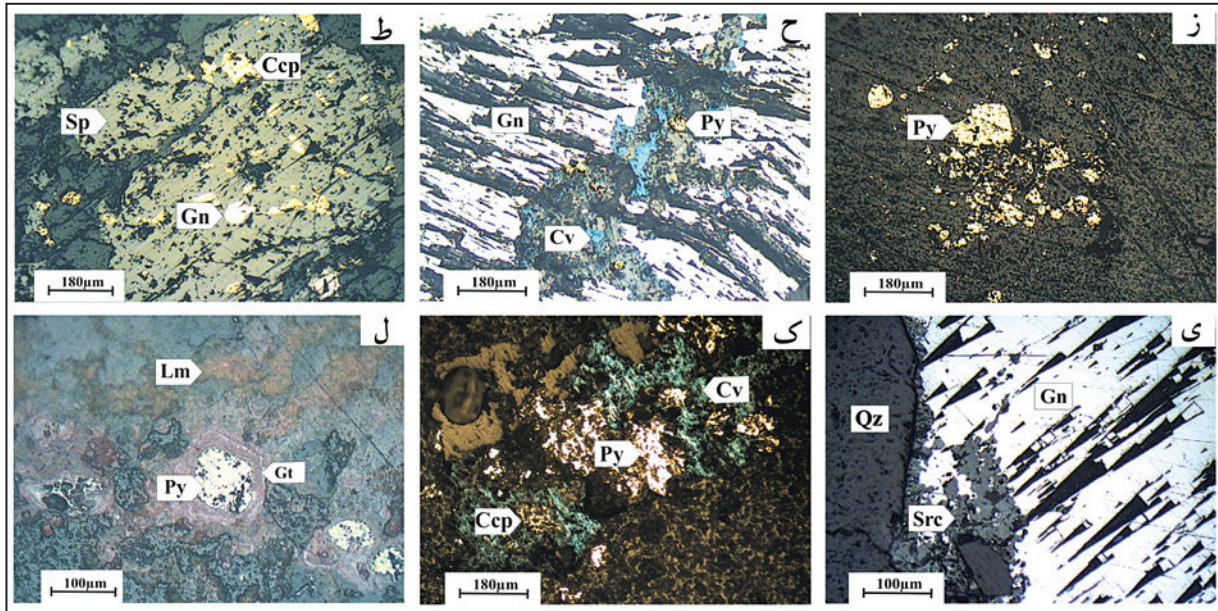
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (با تغییرات از عزمی و هادی‌زاده، ۱۳۸۸).



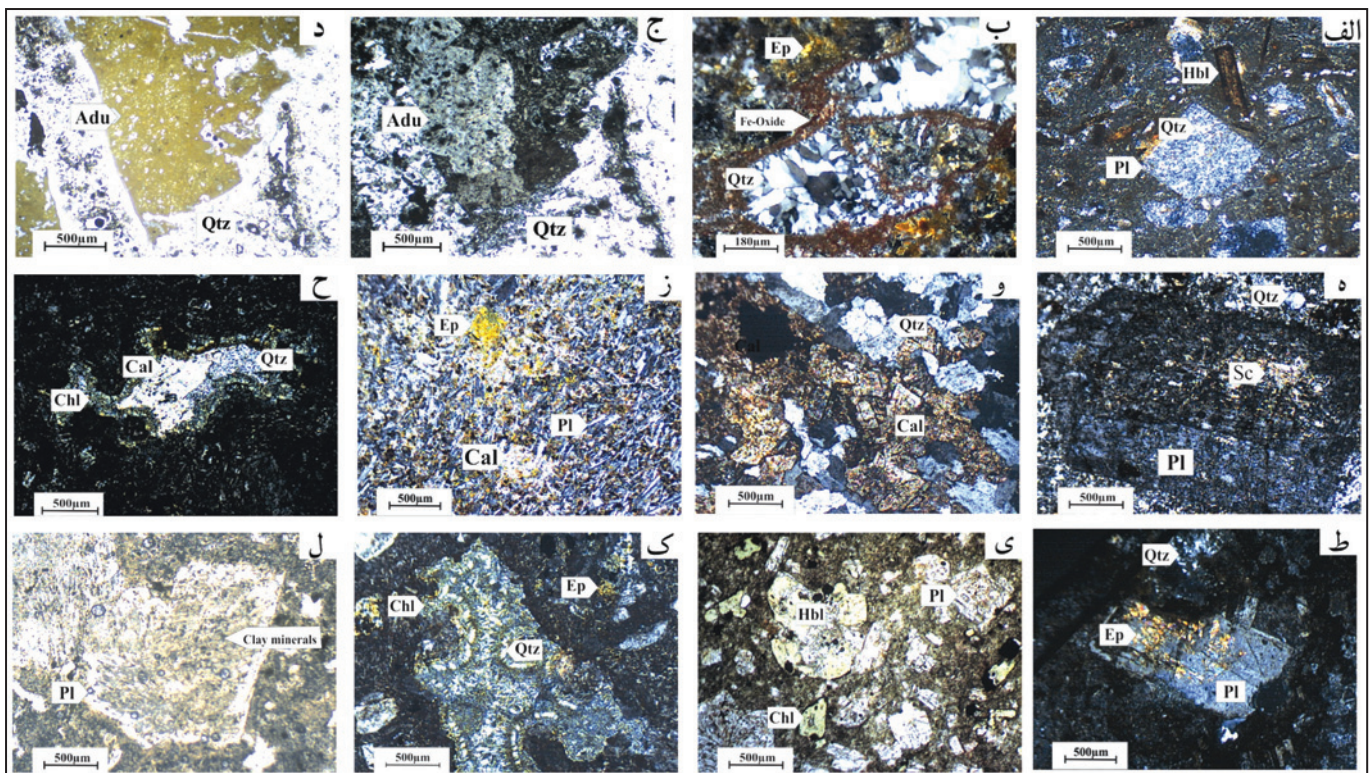
شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از سنگ دیواره رگه‌های کوارتزی در منطقه مورد مطالعه. الف) آندزیت پورفیری با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه ریزدانه از این کانی‌ها، ب) توف سبز همراه با قطعات خرده‌سنگی و کانی‌های مختلف، ج) داسیت با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه ریزدانه از این کانی‌ها، د) ریوداسیت شامل کوارتز، فلدسپار و پلاژیوکلاز در زمینه ریزدانه و شیشه‌ای، ه) ریولیت با بافت جریان‌ی، و) توف داسیتی با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای. اختصارات: Pl=پلاژیوکلاز، Qtz=کوارتز، Kf=فلدسپار پتاسیک، Cpx=کلینوپیروکسن، Ep=اپیدوت، Bt=بیوتیت، Chl=کلریت، Cal=کلسیت، Rf=خرده‌سنگ. تصاویر "ب" و "ه" در نور عبوری عادی و دیگر تصاویر در نور عبوری پلاریزه گرفته شده‌اند.



شکل ۳- تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از رگه‌های کوارتزی و کانی‌های موجود در آنها: الف) رگه کوارتزی A که در حاشیه رگه نوع B تشکیل شده است (نگاه به باختر)، ب) رگه کوارتز نوع B دارای بیشترین کانی‌سازی سولفیدی (نگاه به جنوب باختر)، ج) رگه‌های آمیبیستی نوع C که رگه‌های A را قطع کرده‌اند، د) رگچه‌های کوارتز نوع D، ه) برش گرمایی در سنگ دیواره همراه با کانی آدولاریا و کلسیت صفحه‌ای، و) تصویر میکروسکوپی از سنگ میزبان برشی شده.

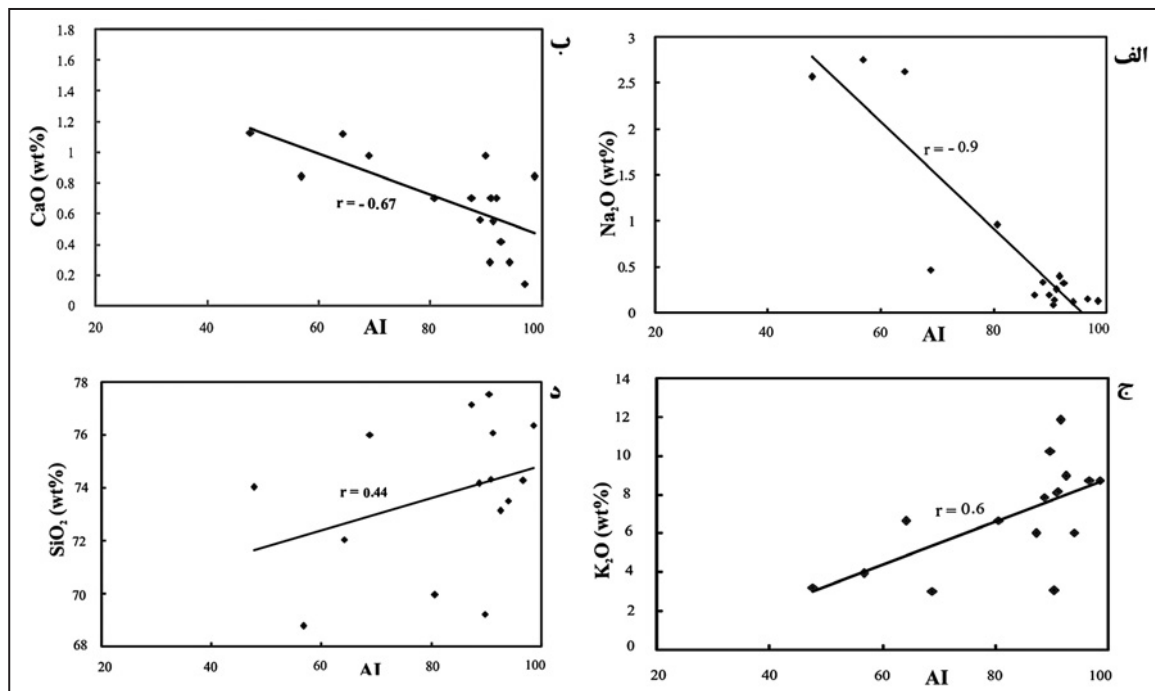
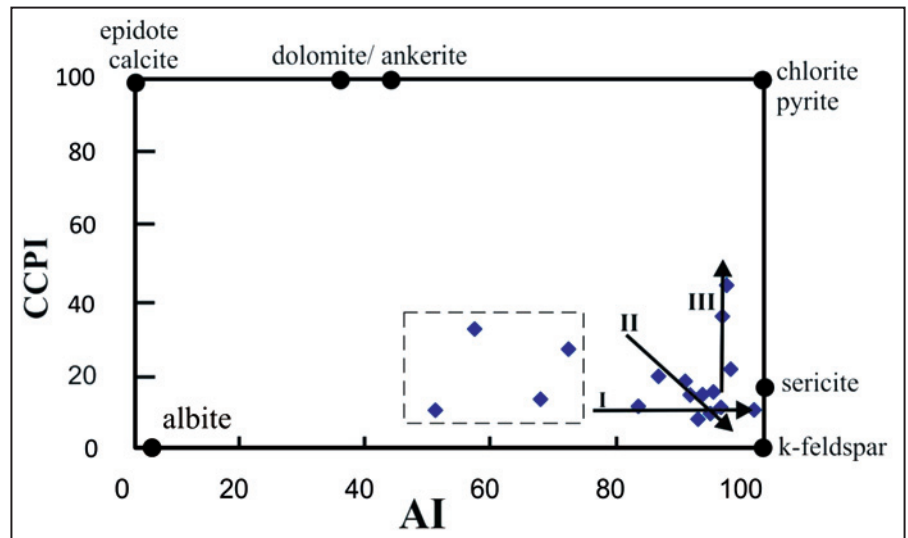


شکل ۳- (ز) بلورهای نیمه‌شکل‌دار پیریت در رگه کوارتز نوع B، (ح) همراهی گالن و پیریت و جانشینی گالن توسط کولیت، (ط) هم‌نشینی اسفالریت، گالن و کالکوپیریت، (ی) گالن با رخ مثلی که از کناره در حال تبدیل به سروسیت است، (ک) بلورهای پیریت و کالکوپیریت؛ بلورهای کالکوپیریت بر اثر فرایندهای برون‌زاد به کولیت تبدیل شده‌اند، (ل) جانشینی گوتیت به جای پیریت. اختصارات: H-R = سنگ میزبان، Qtz = کوارتز، Py = پیریت، Cv = کولیت، Ccp = کالکوپیریت، Gn = گالن، Sre = سروسیت، Sp = اسفالریت، Gt = گوتیت، Lm = لیمونیت. تصویر "و" در نور عبوری پلاریزه و دیگر تصاویر میکروسکوپی در نور بازتابی عادی گرفته شده‌اند.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از رویدادهای دگرسانی گرمایی و محصولات آن. الف) جانشینی کوارتزهای ریزدانه درون پلاژیوکلازهای اولیه، ب) نهشت کوارتزهای گرمایی در فضاهای خالی، ج) آدولاریا و کوارتز گرمایی، د) آدولاریای رنگ‌آمیزی شده، ه) دگرسانی گرمایی پلاژیوکلاز به سروسیت، و) کلسیت صفحه‌ای در برش‌های گرمایی، ز) جانشینی کلسیت در زمینه سنگ و پرشدگی حفرات توسط اپیدوت، ح) پرشدگی فضاهای خالی توسط کوارتز، کلسیت و کلریت گرمایی، ط) جانشینی پلاژیوکلاز توسط اپیدوت، ی) دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند به کلریت، ک) کلریت گرمایی به صورت پرکننده فضاهای خالی و ل) جانشینی کانی‌های رسی درون پلاژیوکلاز. اختصارات: Pl = پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز، Adu = آدولاریا، Hbl = هورنبلند، Ep = اپیدوت، Sc = سروسیت، Cal = کلسیت. تصاویر "د" و "ل" در نور عبوری عادی و دیگر تصاویر در نور عبوری پلاریزه گرفته شده‌اند.

شکل ۵- نمودار جعبه‌ای دگرسانی (شاخص دگرسانی ایشیکاوا (AI) در برابر شاخص دگرسانی کلریت- کربنات- پیریت (CCPI)) برای داده‌های تجزیه شیمیایی منطقه مورد مطالعه. محدوده سنگ‌های دگرسان‌نشده توسط مستطیل خط‌چین و روندهای اصلی دگرسانی توسط روندهای I (دگرسانی سرسیتی)، II (دگرسانی سرسیتی- فلدسپار پتاسیک) و III (دگرسانی سرسیتی- کلریتی- پیریتی) نشان داده شده است.



شکل ۶- نمودار تغییرات الف (Na₂O، ب CaO، ج K₂O و د SiO₂ در برابر شاخص دگرسانی ایشیکاوا.

جدول ۱- شناسایی کانی‌های مجهول و جدایش کانی‌های رسی به روش پراش پرتو ایکس (XRD).

ردیف	شماره نمونه	کانی‌ها اصلی	کانی‌ها فرعی
۱	N-6	کوارتز- کانولینیت- کلسیت	آدولاریا- ژیس
۲	N-11	کوارتز- آدولاریا - کانولینیت- مونت موریلونیت	-
۳	N-26	کوارتز- جاروسیت- آدولاریا	کلسیت- ایلیت
۴	N-27	کوارتز- آدولاریا- ایلیت	کانولینیت- آلینت
۵	N-44	کوارتز- سرسیت- ایلیت	کانولینیت- آاناتاز
۶	N-49	کوارتز- سرسیت- ایلیت	آاناتاز
۷	N-64-1	کوارتز- آلینت - آدولاریا	مسکویت- ژیس
۸	BH6-6	آدولاریا - آلینت- پیریت- کوارتز	کانولینیت
۹	N-16	کوارتز- آدولاریا	کانولینیت- آلینت
۱۰	N-18	کوارتز- آدولاریا	کانولینیت- جاروسیت
۱۱	N-26-1	کوارتز- جاروسیت	-
۱۲	N-40	کوارتز- آدولاریا	جاروسیت

جدول ۲- تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی دگرسان‌شده (مقادیر برحسب درصد وزنی)

شماره نمونه نام سنگ	N-4 ریوداسیت	N-7 داسیت	N-8 ریوداسیت	N-10 ریوداسیت	N-16 ریولیت	N-19 داسیت	N-22 داسیت	N-27 داسیت
SiO ₂	۷۴/۲۸	۷۳/۸۴	۷۶/۳۸	۷۴/۳۴	۷۴/۱۷	۷۳/۵۱	۷۲/۰۶	۶۹/۹۶
Al ₂ O ₃	۱۲/۶۷	۱۰/۳۸	۱۰/۹۹	۱۲/۴۲	۱۳/۴۳	۱۱/۵	۱۴/۲۷	۱۶/۸۵
Fe ₂ O ₃ (T)	۱/۴۹	۱/۸۴	۰/۸۲	۱/۲۷	۱/۲۹	۴/۵۶	۱/۴۴	۰/۶۵
MnO	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱
MgO	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۱	۰/۳۲	۰/۱	۰/۳
CaO	۰/۱۴	۱/۵۴	۰/۸۴	۰/۷	۰/۵۶	۰/۲۸	۰/۱۲	۰/۷
Na ₂ O	۰/۱۶	۰/۲۷	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۳۴	۰/۱۲	۲/۶۳	۰/۹۶
K ₂ O	۸/۴۷	۸/۳	۸/۷۳	۸/۱۱	۷/۸۳	۶/۰۲	۶/۶۲	۶/۶۴
P ₂ O ₅	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۶
L.O.I	۱/۴۴	۲/۵۹	۱/۱۳	۱/۵۲	۱/۳۳	۳/۲۵	۱/۲۹	۲/۹۶

شماره نمونه نام سنگ	N-32 توف داسیتی	N-44 توف داسیتی	N-45 توف داسیتی	N-47 داسیت	N-57 توف داسیتی	N-60 ریولیت	N-61 ریوداسیت	N-64-1 توف داسیتی
SiO ₂	۶۹/۲۲	۷۶/۰۲	۷۷/۱۷	۶۵/۲۹	۷۷/۵۵	۷۶/۰۹	۷۳/۱۴	۷۴/۰۳
Al ₂ O ₃	۱۵/۴۶	۱۳/۰۷	۱۱/۶۲	۱۶/۳۷	۱۳/۰۶	۱۲/۶۷	۱۳/۹۱	۱۶/۳
Fe ₂ O ₃ (T)	۰/۸	۱/۱۵	۱/۱۸	۱/۸۳	۱/۱۵	۰/۶۷	۰/۴۶	۰/۴۶
MnO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
MgO	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۵	۰/۲	۰/۴	۰/۲
CaO	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۷	۰/۷	۰/۲۸	۰/۵۵	۰/۴۲	۱/۱۳
Na ₂ O	۰/۲	۰/۴۷	۰/۲	۰/۴	۰/۰۹	۰/۲۶	۰/۳۳	۲/۵۷
K ₂ O	۱۰/۲۱	۳/۰۱	۵/۹۹	۱۱/۸۳	۳/۰۵	۸/۱۵	۸/۹۴	۳/۱۸
P ₂ O ₅	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۲	۰/۰۱
L.O.I	۲/۰۶	۴/۶۷	۲/۲۵	۳/۱۹	۳/۶۶	۱/۲۱	۱/۱۴	۲/۰۴

جدول ۳- توالی همبود کانی‌سازی و کانی‌های دگرسانی در منطقه مورد مطالعه. ستبرای خطوط بیانگر اهمیت و فراوانی کانی‌ها است.

Stage Minerals	Early				Late
	Hypogene				Supergene
	Stage I	Stage II	Stage III	Stage IV	
Quartz	[Solid line]				
Amythist	[Solid line]				
Pyrite	[Dashed line]				
Chalcopyrite	[Dashed line]				
Galena	[Dashed line]				
Sphalerite	[Dashed line]				
Adularia	[Dashed line]				
Calcite	[Dashed line]				
Epidote	[Dashed line]				
Chlorite	[Dashed line]				
Illite	[Dashed line]				
Kaolinite	[Dashed line]				
Jarosite				[Dashed line]	
Montmorillonite				[Dashed line]	
Fe oxide				[Dashed line]	
Covelite				[Dashed line]	
Malachite				[Dashed line]	

جدول ۴- ماتریس همبستگی پیرسون میان عناصر جزئی اندازه گیری شده در رگه های کوارتزی منطقه مورد مطالعه. همبستگی های مثبت در سطح اطمینان ۹۵ درصد برجسته شده اند.

Sb	Hg	As	Zn	Pb	Cu	Ag	Au	
							۱	Au
						۱	۰/۴۴	Ag
					۱	۰/۰۲	۰/۵۶	Cu
				۱	۰/۷۳	-۰/۰۱	۰/۳۵	Pb
			۱	۰/۰۸	۰/۱	۰/۲	۰/۰۸	Zn
		۱	۰/۱	۰/۴۷	۰/۶۹	۰/۱۲	۰/۴۹	As
	۱	۰/۳۷	۰/۰۸	۰/۲	۰/۴۲	۰/۶۲	۰/۳۸	Hg
۱	۰/۸۳	۰/۰۴	-۰/۰۳	-۰/۰۲	-۰/۰۲	۰/۵۰	۰/۰۷	Sb

جدول ۵- کانی های موجود در رگه های کوارتزی و هاله های دگرسانی منطقه مورد مطالعه

کانی ها	فراوانی	منشأ	محل تشکیل	کانی ها	فراوانی	منشأ	محل تشکیل
سیلیکات ها				سولفیدها			
آدولاریا	A	H	V-Hr	گالن	M	H	V
کلریت	M	H	Hr	اسفالریت	R	H	V
کلسدونی	R	H	V	پیریت	M	H	V-Hr
ایلیت	R	H	V-Hr	کالکوپیریت	R	H	V
کانولینیت	A	H		کولویت	R	S	V
کوارتز	A	H	V-Hr	سولفات ها			
اپیدوت	M	H	V-Hr	جاروسیت	R	S	V-Hr
کربنات ها				اکسیدها			
کلسیت	M	H	V-Hr	اکسید- هیدروکسیدهای آهن	M	S	V-Hr0
مالاکیت	R	S	V				

اختصارات: A = فراوانی بالا (> ۱۰٪)، M = فراوانی متوسط (۱۰-۱٪)، S = فراوانی کم (< ۱٪)، H = منشأ درون زاد، S = منشأ برون زاد، Hr = سنگ میزبان، V = رگه سیلیسی.

کتابنگاری

- ارجمندزاده، ر.، کریم پور، م.، مظاهری، ا.، فرانسیسکو سانتوز، ژ.، مدینا، ج. و همام، م.، ۱۳۸۹- فرورانش دوسویه نامتقارن، نظریه جدید در مورد محیط تکتونوماگمایی و متالوژنی بلوک لوت، شرق ایران، نخستین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، ۳۷۷ تا ۳۸۲.
- آقابی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ ص.
- امامی، م. ه.، ۱۳۷۹- ماگماتیسزم در ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۱، ۶۲۲ ص.
- خسروی، م.، ۱۳۸۵- مطالعات پترولوژیکی، آلتراسیون، کانی سازی هاله ژئوشیمیایی در منطقه رحیمی (شمال غرب فردوس)، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۶۵ ص.
- عزمی، ح. و صفری، م.، ۱۳۸۳- گزارش اکتشاف ژئوشیمیایی سیستماتیک در برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ طاهرآباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق کشور، ۲۱۱ ص.
- عزمی، ح. و صفری، م.، ۱۳۸۵- گزارش نقشه ۱/۲۵۰۰۰ زمین شناسی- معدنی مطرآباد (جنوب غربی بجنستان)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق کشور، ۴۱ ص.
- عزمی، ح. و هادی زاده، م.، ۱۳۸۸- نقشه زمین شناسی معدنی منطقه نیان (مقیاس ۱/۵۰۰۰) سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق کشور.
- کریم پور، م.، سعادت، س. و آشوری، آ. ی.، ۱۳۸۴- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ طاهرآباد، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

References

- Albinson, T., Norman, D. I., Cole, D. & Chomiak, B., 2001- Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data, *Society of Economic Geology* 1-32:8.
- Berberian, M., 1977- Against the Rigidity of the Lut Block, a seismotectonic discussion, *Geology Survey of Iran, Report No. 40*.
- Browne, P. R. L. & Ellis, A. J., 1970- The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: Mineralogy and related geochemistry, *American Journal of Science* 97-215:269.
- Camprubi, A., Esteve, C., Rosa, M. P. & Reynaldo, R., 2001- The La Guitarra Ag-Au low sulfidation epithermal deposit, Temascaltepec district, Mexico: Vein structure, mineralogy, and sulfide-sulfosalte chemistry, *Society of Economic Geologists* 133-158: 8.
- Cooke, D. R. & Simmons, S. F., 2000- Characteristics and genesis of epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology* 245-278:13.
- Cooke, D. R., Mcphail, D. C. & Bloom, M. S., 1996- Epithermal gold mineralization, Acupan, Baguio district, Philippines: Geology mineralization, alteration, and thermochemical environment of ore deposition, *Economic Geology* 243-272: 91.
- Edgar, H. B. & Rollin, E. F., 1960- Selective staining of k-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections, *the American Mineralogist* 1020-1025: 45.
- Gemmell, J. B. & Large, R. R., 1992- Stringer system and alteration zones underlying the Hellyer volcanic-hosted massive sulfide deposit, Tasmanian, Australian, *Economic Geology* 620-649:87.
- Gemmell, J. B., 2007- Hydrothermal alteration associated with the Gosongwng epithermal Au-Ag deposit, Halmahera, Indonesia; Mineralogy, geochemistry, and exploration implications, *Economic Geology* 893-922:102.
- Hedenquist, J. F., Arribas, A. & Reynolds, T. J., 1998- Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines, *Economic Geology* 373-404:93.
- Hedenquist, J. W. & Stewart, M. K., 1985- Natural CO₂-rich steam-heated waters at Broadlands, New Zealand: Their chemistry, distribution and corrosive nature, *Geothermal Resources Council Annual Meeting, Transactions*, 245-250:9.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. & Gonzales-Urien, E., 2000- Exploration for epithermal gold deposits, *SEG Reviews* 245-277:13.
- Henley, R. W. & Ellis, A. J., 1983- Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review, *Earth Science Reviews*, 1-50: 19.
- Hutchison, M. N. & Scott, S. D., 1981- Sphalerite Geobarometry in the Cu- Fe- Zn- S system, *Economic Geology* 143- 153:76.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. & Horiuchi, M., 1976- Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos, *Mining Geology* 105-117:26.
- Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H. & Huston, D., 2001- The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with VHMS deposit, *Economic Geology* 957-972:96.
- Mauk, J. L. & Simpson, M., 2007- Geochemistry and stable isotope composition of altered rocks at the Golden Cross epithermal Au-Ag deposit, New Zealand, *Economic Geology* 841-871:102.
- Silberman, M. L. & Berger, B. R., 1985- Relationship of trace-element patterns to alteration and morphology in epithermal precious-metal deposits, *Reviews in Economic Geology* 203-232:296.
- Simmons, S. F. & Browne, P. R. L., 1990- Mineralogic, alteration and fluid inclusion studies of epithermal gold-bearing veins at the Mt. Muro prospect, Central Kalimantan (Borneo), Indonesia, *Journal of Geochemical Exploration* 63-104:35.
- Simmons, S. F. & Browne, P. R. L., 2000- Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadland- Ohaaki Geothermal system; implication for understanding low-sulfidation epithermal environments, *Economic Geology* 971-1000: 95.
- Simmons, S. F., White, N. C. & John, D. A., 2005- Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. in: Hedenquist J. W., Thompson J. F. H., Goldfarb, R. J. & Richards, J. P.(eds.), *Economic Geology 100th Anniversary, Society of Economic Geologist*, pp 485-522.
- Simpson, M., Mauk, J. L. & Simmons, S. F., 2001- Hydrothermal alteration and hydrologic evolution of the Golden Cross epithermal Au-Ag deposit, New- zealand; *Economic Geology* 773-796.
- Warren, I., Simmons, S. F. & Mauk, J. L., 2007- Whole- rock geochemical techniques for evaluating hydrothermal alteration, mass changes, and compositional with epithermal Au-Ag mineralization, *Economic Geology* 923-948:102.
- White, N. C. & Hedenquist, J. W., 1995- Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration, *Society of Economic Geologists, Newsletter* 9-13: 23.

Mineralogy and Hydrothermal Alteration of the Epithermal Vein System at the Motrabad Prospect, NE Iran

M. H. Ahmadi ¹, G. H. Shamanian ^{2*} & H. Azmi ³

¹ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran.

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

³ M.Sc., Geological Survey of Iran, Northeast Territory, Mashhad, Iran

Received: 2011 April 18

Accepted: 2011 November 28

Abstract

The Motrabad vein system is located 30 Km southwest of Bajestan in the northern part of the Lut Block. The vein host rocks consist of intermediate to silicic volcanic rocks. The mineralization occurs as irregular veins, veinlets and hydrothermal breccias. Based on field geology and textural evidences four types of quartz veins (A, B, C and D) were identified. Hydrothermal alteration is developed around the veins and tends to be more intense in the vicinity of the veins. Hydrothermal alteration consists of silicic, sericitic, propylitic and argillic assemblages. The plot of the Ishikawa alteration index (AI) Vs. chlorite-carbonate-pyrite index (CCPI), known as alteration box plot, display the main alteration trends. The hydrothermal alteration assemblage of quartz, adularia, chlorite, illite, calcite, and pyrite that envelopes the Motrabad vein system formed from the upwelling of near-neutral to weakly alkaline chloride waters. The mineralogic, alteration and geochemical characteristics of the studied area and their comparison with epithermal ore deposits represent an epithermal system of the low-sulfidation type.

Keywords: Epithermal, Hydrothermal alteration, Alteration index, Low-sulfidation, Motrabad

For Persian Version see pages 155 to 164

*Corresponding author: G. H. Shamanian; E-mail: gh.shamanian@gu.ac.ir