

بررسی زون‌های دگرسان نوع پورفیری و رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و نادر خاکی در آنها در منطقه کیقال (شمال ورزقان، آذربایجان شرقی)

وارطان سیمونز^{۱*}، علی اصغر کلاگری^۲، محسن موید^۲، احمد جهانگیری^۲

۱- مرکز تحقیقات علوم پایه، دانشگاه تبریز، تبریز

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

(دریافت مقاله: ۸۹/۶/۹، نسخه نهایی: ۸۹/۱۰/۳)

چکیده: استوک پورفیری کوارتز مونزونیتی کیقال در ۱۲ کیلومتری شمال شهرستان ورزقان، واقع در شمال غربی ایران (استان آذربایجان شرقی) قرار دارد. این توode طی فعالیت‌های ماقمایی نفوذی فاز پیرینه به درون واحدهای آتشفسانی قدیمی‌تر نفوذ کرده و موجب کانی‌سازی مس - مولیبدن و گسترش زون‌های دگرسان گرمابی در منطقه شده است. پس از جایگیری این توode، دایک‌های تاخیری متعددی با ترکیب عمده دیوریتی - کوارتز دیوریتی در این منطقه به داخل استوک کوارتز مونزونیتی نفوذ کرده‌اند. رخداد شکستگی‌های هیدرولیکی موجب ایجاد زون‌های خرد شده‌ی نفوذپذیر در داخل استوک پورفیری و سنگ‌های پیرامونی و تسهیل گردش سیالات گرمابی شده که منجر به گسترش زون‌های دگرسان پتانسی، فیلیک، آرژیلیک پیشرفت و پروپیلیتیک در گستره مورد بررسی شده است. در بررسی رفتار عناصر نادر خاکی در زون‌های دگرسان مختلف، الگوی کلی نمودارهای عنکبوتی، شبیه مشخص از عناصر LREE به سمت عناصر HREE نشان می‌دهد. در زون‌های پتانسی و فیلیک، تهی شدگی عناصر REE قابل مشاهده‌اند که به‌علت فعالیت بالای همبافت‌های سولفاتی و پایین بودن pH و نیز نسبت بالای سنگ/آب بوده است اما در زون آرژیلیک در مقابل تهی شدگی عناصر HREE غنی شدگی نشان می‌دهند که به‌دلیل جذب آنها به‌وسیله‌ی کانی‌های رسی و نیز HREE فعالیت پایین همبافت‌های سولفاتی در شاره‌های تولید کننده‌ی دگرسانی آرژیلیک است. در زون پروپیلیتیک عناصر HREE بی‌تحرک بوده ولی عناصر LREE در مقایسه با نمونه‌ی تقریباً سالم، غنی شدگی نشان می‌دهند و در زون شسته شده، تهی شدگی عناصر LREE و MREE بیشتر از عناصر HREE است. نسبت (Eu/Eu*) در نمونه تقریباً سالم و نمونه‌های دگرسان کوچکتر از ۱ است اما نسبت (Ce/Ce*) بزرگتر از ۱ است. بر این اساس بیهنجاری منفی Eu می‌تواند به‌دلیل جدایش تفریقی پلازیوکلازهای کلسیک از ماقمای مولد استوک پورفیری و یا عدم وجود آنها در مواد خاستگاه ماقمای مادر باشد. بیشترین مقدار (Eu/Eu*) به زون شسته شده وابسته است که به‌علت حاکم بودن شرایط اکسیدی و نامتحرک شدن این عنصر است. مقدار این نسبت در زون آرژیلیک مشابه نمونه‌ی سالم بوده و در زون‌های پتانسی و فیلیک به‌دلیل تمرکز و تهشیسی این عنصر به‌وسیله‌ی اکسیدها و سولفیدهای گرمابی، بیشتر از نمونه سالم است.

واژه‌های کلیدی: ورزقان؛ کیقال؛ کوارتز مونزونیت پورفیری؛ دگرسانی گرمابی؛ عناصر نادر خاکی.

مقدمه

۴۶° ۴۶' شرقی و عرض‌های جغرافیایی " ۳۰° ۳۶' ۳۶" و " ۳۰° ۳۸' ۳۸"

گستره‌ی کیقال در ۱۲ کیلومتری شمال شهرستان ورزقان در

۳۸° ۳۸' شمالی واقع شده است. در این منطقه طی سال‌های

۱۳۸۵-۸۶ پی‌جوئی‌هایی توسط شرکت ملی صنایع مس ایران

۴۶° ۴۶' شرقی و عرض‌های جغرافیایی " ۴۲° ۴۶' ۴۶"

استان آذربایجان شرقی، بین طول‌های جغرافیایی " ۴۱° ۲۲' ۹۴" و " ۴۱° ۲۲' ۹۴"

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۳۰۶۱۴۶۱، نمایر: ۰۴۱۱ (۲۲۹۴۱۱۳)، پست الکترونیکی: simmonds_vartan@yahoo.co.uk

بحث و بررسی زمین شناسی

جایگاه گستره‌ی کیقال در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی [۱]، پهنه‌ی مرکزی ایران با گسترش سنگ‌های آتشفسانی ترشیری است و به عقیده [۲]، این گستره بخشی از زون البرز محسوب می‌شود. گستره‌ی کیقال تماماً با واحدهای آذرین آتشفسانی و نیمه‌آتشفسانی پوشیده شده است، به طوریکه فعالیت آتشفسانی در این ناحیه، حداقل از ائوسن تا کواترنر به طور متناوب ادامه داشته است. فعالیت‌های آتشفسانی ائوسن غالباً به صورت گدازه و مواد آذراواری با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و تراکی بازالت همراه با توف و آگلومرا رخ داده‌اند که قدیمی‌ترین واحد زمین-شناختی منطقه را تشکیل می‌دهند. در الیگوسن فوقانی، فعالیت‌های پلوتونیکی باعث نفوذ استوک کوارتز مونزونیت پورفیری در منطقه شده‌اند که محلول‌های گرمابی حاصل از آن موجب دگرسانی‌های گرمابی گستردۀ و کانی‌زایی سولفیدی در منطقه شده‌اند. فاز سوم فعالیت ماقمایی شامل تزریق توده‌های عقیم گرانودیوریتی، میکرودیوریتی و مونزونیتی و دایک‌های تاخیری منشعب شده از آنها با ترکیب گرانودیوریتی، دیوریتی تا کوارتز دیوریتی و مونزودیوریتی بوده که تودهی کوارتز مونزونیت پورفیری را قطع کرده‌اند. در نهایت فعالیت ماقمایی در گستره مورد بررسی با خروج گدازه‌هایی با ترکیب آندزیتی تا تراکی آندزیتی به سن پلیو-کواترنر، که گبدهای قلعه‌داغی و شبستان را تشکیل داده‌اند و نیز خروج محدود گدازه‌های بازالتی کواترنر به اتمام رسیده است (شکل ۱).

سنگ‌شناسی، کانی‌زایی و دگرسانی استوک پورفیری کیقال سنگ‌شناسی

بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناختی مقاطع نازک، استوک کوارتز مونزونیتی کیقال دارای بافت پورفیری با خمیره‌ی ریزدانه است که در آن بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت یافت می‌شوند. خمیره نیز بیشتر از بلورهای کوارتز و فلدسپار قلیایی ریز بلور تشکیل شده است. چنانکه گفته شد، این توده نقش مهمی در کانی‌زایی و دگرسانی در این گستره داشته است.

پلاژیوکلاز (۴۰٪-۵۰٪) بیشتر به صورت فنوکریسته‌های شکل دار با ماکل پلی سینتیک بوده که تا حدود زیادی

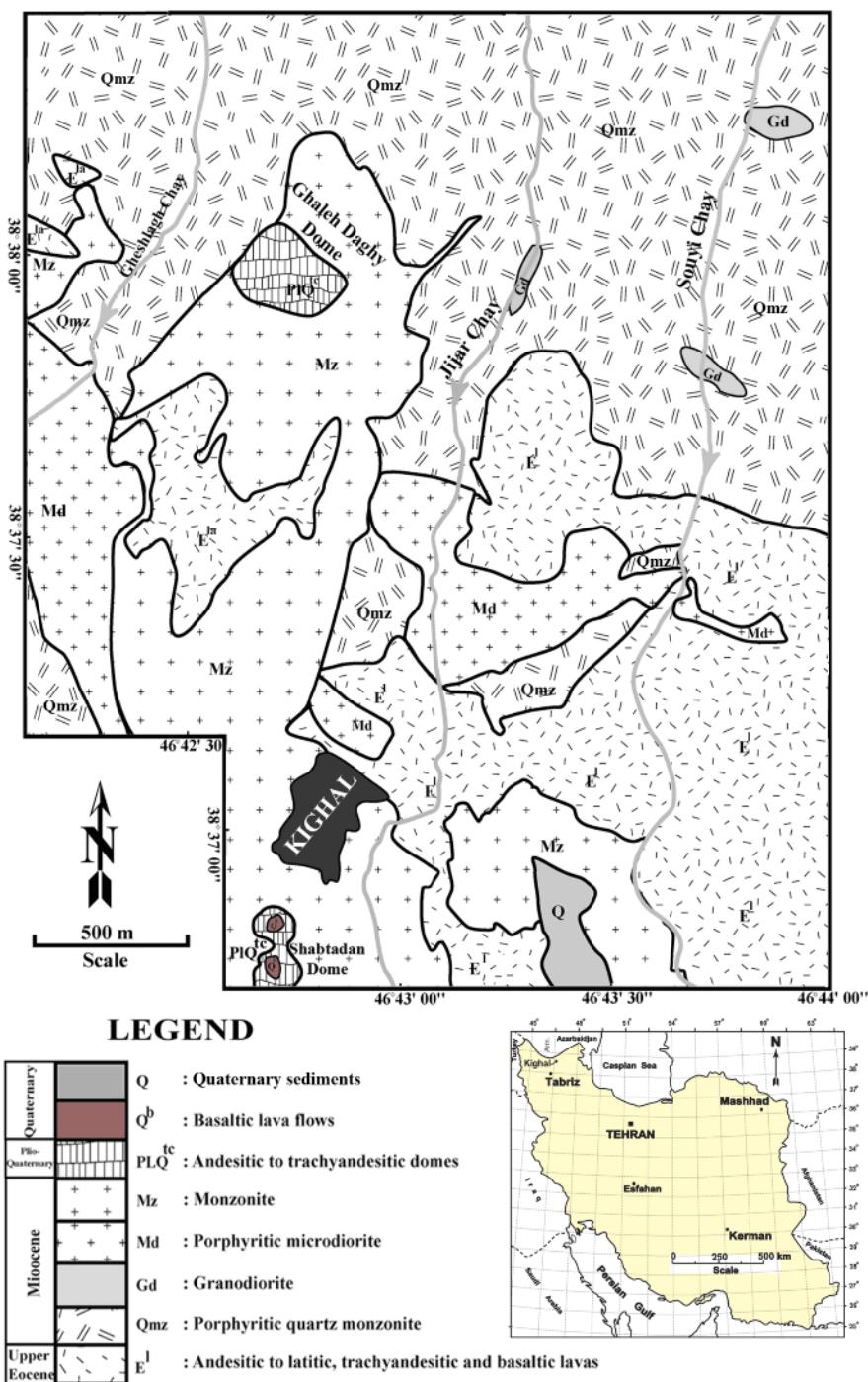
از نظر کانی‌سازی مس انجام گرفته و در این راستا تعداد ۲۰ حلقه گمانه پی‌جوبی در آن حفر شده است. واحدهای سنگی گستره‌ی کیقال از نظر سنی به ائوسن فوقانی تا کواترنر وابسته بوده و شامل سنگ‌های آتشفسانی حدوداً تا بازی با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی بازالت، همراه با میان لایه‌های آذرآواری توف و آگلومرا و تودهای نفوذی با ترکیب کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت، میکرودیوریت و مونزونیت هستند. مهمترین تودهی نفوذی منطقه، استوک پورفیری کوارتز مونزونیتی مرتبط با فاز پیرنه (الیگوسن فوقانی - میوسن زیرین) است که در داخل سنگ‌های آتشفسانی ائوسن فوقانی نفوذ کرده است و شاره‌های گرمابی حاصل از آن موجب دگرسانی‌های گرمابی گستردۀ و کانی‌زایی سولفیدی مس-مولیبدن در منطقه شده‌اند، به طوریکه زون‌های دگرسانی پتانسی، فیلیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفت و پروپیلیتیک در گستره‌ی کیقال گسترش یافته‌اند. کانی‌سازی مس و مولیبدن نیز خصوصاً در زون پتانسی این توده قابل مشاهده است. با توجه به اینکه تاکنون هیچ بررسی از نظر تغییرات عناصر نادر خاکی در زون‌های دگرسان این منطقه انجام نگرفته، لذا در این مقاله سعی شده تا علاوه بر بررسی گسترش زون‌های دگرسان، تغییرات کانی‌شناختی و نیز تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی در این زون‌ها به تفصیل مورد بررسی قرار گیرند.

روش بررسی

این کار پژوهشی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گرفته است. بخش صحرایی شامل پیمایش‌های صحرایی، تعیین واحدهای سنگی و نمونه‌برداری از واحدهای سطحی، شناسایی زون‌های دگرسان و کانی‌زایی بوده است. در بخش آزمایشگاهی، از نمونه‌های سطحی و نیز از مغزهای گمانه‌های حفاری شده توسط شرکت ملی صنایع مس ایران، تعداد ۱۵۰ مقطع نازک، ۴۰ مقطع صیقلی و ۲۰ مقطع نازک - صیقلی تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند و علاوه بر آن، تعداد ۱۰ نمونه از زون‌های دگرسانی مختلف استوک پورفیری منطقه بروش طیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده‌ی القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا از نظر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب تجزیه شدند. علاوه بر این، نتایج آنالیز ۲۷ نمونه از زون‌های دگرسان منطقه به روش پراش پرتو X از سوی شرکت پارس اولنگ مورد استناد قرار گرفتند.

خمیره‌ی سنگ و نیز به صورت رگچه وجود دارد. پتاسیم فلدسبار ($20\%-10\%$) نیز به صورت بلورهای نسبتاً کوچک بی‌شک در زمینه دیده می‌شود. کانی‌های کدر ($5\%-0\%$) به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و پراکنده در متن سنگ و نیز در رگچه‌های کوارتزی وجود دارند.

سریسیتی و کاثولینی شده‌اند. فوکریست‌های بیوتیت (۰٪-۱۰٪) در زون پتانسی سالم و شکل دار هستند، ولی در زون‌های دیگر بیشتر کلریتی شده و یا تنها آثاری از آنها بر جا مانده است. آمفیبول‌ها (۵٪-۰٪) نیز بیشتر دگرسان شده و تنها شبھی از آنها باقی مانده است. کوارتز (۲۰٪-۱۰٪) به صورت ریز بلور در



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده و اصلاح شده منطقه کیقال (پس از [۳]).

کانی زایی

شرقی کیقال شدت و گسترش بیشتری دارند و متعاقباً کانه‌زایی درون‌زاد نیز در این بخش‌ها غنی‌تر است. البته بخش‌هایی از برونزد استوک پورفیری در منطقه با خاک پوشیده بوده و لذا شناسایی دگرسانی‌های آن در سطح زمین امکان‌پذیر نیست. انواع دگرسانی‌های مشاهده شده در این گستره عبارتند از پتاسی، فیلیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته و پروپیلیتیک.

در نمونه‌های برداشته شده از زون پتاسی، بیوتیت‌های ثانویه به صورت پولک‌های ریز و نیز فلدسپار قلیایی ثانویه تشکیل شده‌اند (شکل ۲ الف). در زون فیلیک نیز بیشتر فلدسپارها و زمینه‌ی سنگ به مسکویت و تیغه‌های سریسیت تبدیل شده‌اند و مقدار زیادی پیریت، چه به صورت رگچه‌های ریز تک کانی و چه به صورت رگچه‌های کوارتز - سولفید و نیز ریز تک کانی و چه به صورت رگچه‌های کوارتز - سولفید و نیز به صورت افسان در این زون تشکیل شده است (شکل ۲ ب). در زون آرژیلیک، مقدار زیادی کانی‌های رسی جانشین فلدسپارها و کانی‌های دیگر شده‌اند (شکل ۲ پ) که بر اساس نتایج آنالیز XRD، بیشتر از نوع ایلیت هستند. در نمونه‌های وابسته به زون پروپیلیتیک نیز مقدار زیادی اپیدوت از دگرسانی فلدسپارها و کانی‌های فرومینیزین تشکیل شده است و علاوه بر آن، رگچه‌هایی از کلسیت و اپیدوت در سنگ ایجاد شده‌اند. کلریتی شدن کانی‌های فرومینیزین پدیده‌ی غالب در این زون است (شکل ۲ ت).

در گستره‌ی کیقال، دگرسانی پتاسی برونزد سطحی بسیار محدودی داشته و فقط در شمال روستای کیقال و در دیواره‌ی دره‌ی شرقی گند قلعه داغی (دره‌ی جیجرچای) رخنمون دارد که بر واحد کوارتز مونزونیتی منطبق می‌باشد. بررسی مغزه‌های حفاری نشانگر حضور و تداوم زیر سطحی این زون در عمق است. کانی‌های مشاهده شده در این زون دگرسانی شامل کوارتز، بیوتیت ثانویه، ارتوز ثانویه، سریسیت و کانی‌های کدر همراه با کانی‌های اولیه سنگ مادر (مانند پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز و بیوتیت اولیه و آمفیبول) هستند. دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلیک نیز در اطراف این دگرسانی قرار دارند. در مرز زون‌های پتاسی و فیلیک، جانشینی بخشی سریسیت به جای بیوتیت‌های اولیه و ثانویه سنگ مشاهده می‌شود که به عنوان دگرسانی حدواسط فیلیک - پتاسی در نظر گرفته شده است.

دگرسانی فیلیک خصوصاً در دیواره دره‌های منطقه رخنمون چشمگیری دارد و حاوی رگچه‌های داربستی کوارتز -

کانی زایی در توده‌ی پورفیری کیقال به دو صورت درون‌زاد و برونزد رخ داده است. کانی‌های سولفیدی زون درون‌زاد شامل پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، اسفالریت و گالن هستند. پیریت فراوانترین کانی سولفیدی بوده و به صورت بلورهای شکل دار تا بی‌شکل و نیز به صورت رگه‌ای و افسان حضور دارد. مهمترین کانی سولفیدی مس کالکوپیریت است که به صورت افسان، رگچه‌های کوارتز - سولفید و کربنات - سولفید و پرکننده فضاهای خالی دیده می‌شود و به طور بخشی جانشین بلورهای پیریت شده است. مولیبدنیت به صورت افسان در توده و نیز در رگچه‌های کوارتزی زون‌های دگرسانی پتاسی و پتاسی - فیلیک مشاهده می‌شود. کانی‌سازی اسفالریت و گالن بیشتر در بخش‌های حاشیه‌ای توده‌ی پورفیری و در رگچه‌های کوارتز - سولفید و کربنات - سولفید شکل گرفته که در این رگچه‌ها به طور بخشی یا جانشین کالکوپیریت‌ها و پیریت‌ها از قبل موجود شده و یا فضاهای بین آنها را پر کرده‌اند.

در زون برونزاده‌ی اکسنده، در اثر دگرسانی کانی‌های سولفیدی آهن‌دار، مقادیر زیادی اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن از نوع گوتیت، جاروسیت و هماتیت تشکیل و جانشین آنها شده‌اند به طوریکه در برخی نمونه‌ها، هنوز بقایای کانی‌های اولیه به صورت جزیره‌ای در میان کانی‌های اکسیدی مشاهده می‌شوند. همچنین در کنار رگچه‌های کربناتی، کانی‌سازی مالاکیت در این زون مشاهده می‌شود. در زون غنی‌شده برونزاد نیز کانی‌های کوولیت و بورنیت از حاشیه جانشین بلورهای کالکوپیریت شده‌اند. به دلیل شدت فرسایش به نظر می‌رسد که بخش اعظم زون برونزاد این کانسار از بین رفتہ و بیشتر، زون انتقالی درون‌زاد - برونزاد باقی مانده است به طوریکه حتی در برخی نقاط، زون پتاسی در سطح رخنمون یافته است.

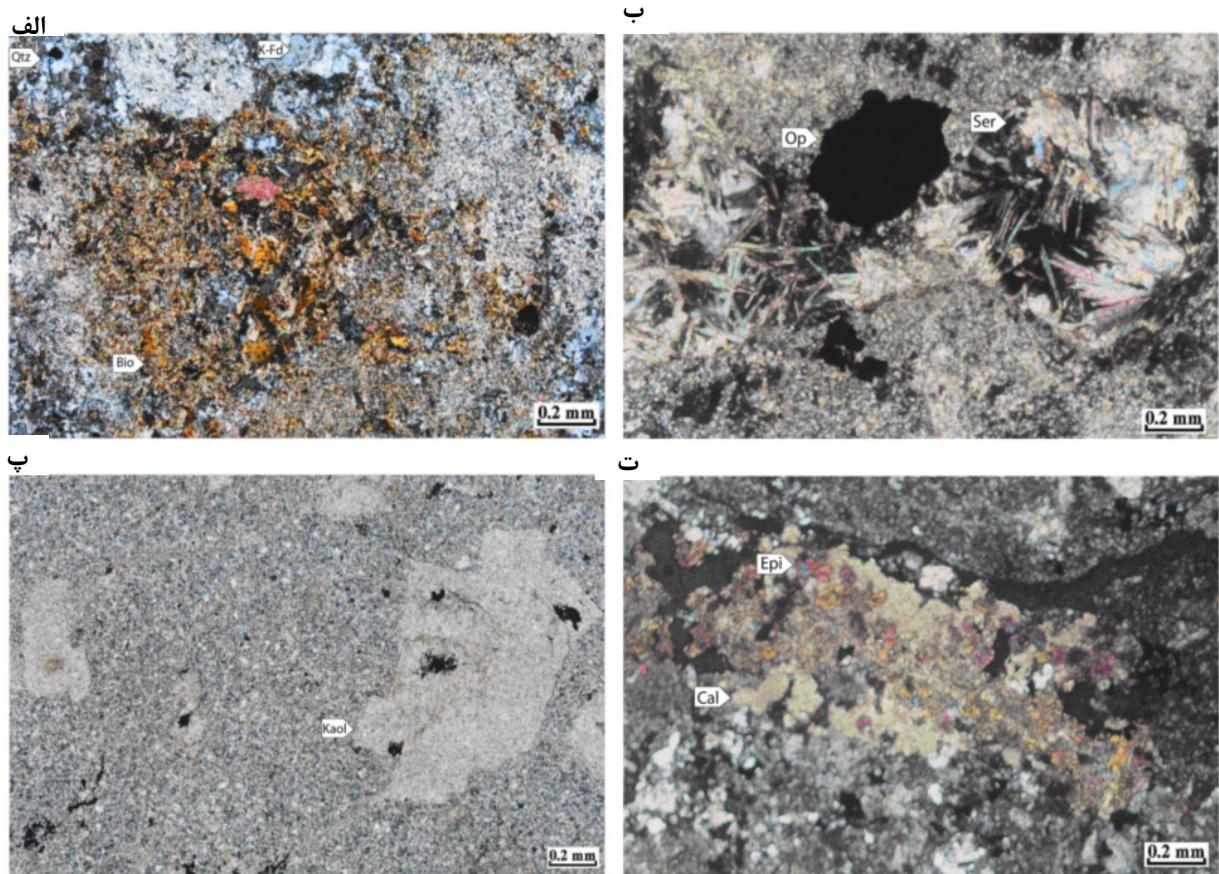
دگرسانی

در گستره‌ی کیقال نفوذ توده‌ی کوارتز مونزونیتی همراه با رخداد شکستگی‌های هیدرولیکی، موجب خردش‌گی شدید منطقه و تسهیل گردش سیالات گرمابی‌ها و گسترش انواع مختلف دگرسانی‌های سرنشی کانسارهای مس پورفیری شده است. منطقه‌بندی‌های جانبی و عمقی نیز در این دگرسانی‌ها مشاهده شده‌اند. دگرسانی‌های گرمابی در بخش‌های شمالی و شمال

شوند که جانشین فلدسپارها شده‌اند. دیگر دگرسانی‌های دما بالا در مرکز هاله‌ی دگرسانی آرژیلیک قرار دارند. نتایج آنالیز کانی‌شناختی نمونه‌های برداشته شده از این زون نمایانگر حضور کانی‌های کائولینیت، مونت‌موریلوبونیت، مسکوویت-ایلیت، کلریت و کوارتزند. در آنالیز کانی‌شناختی برخی نمونه‌های برگرفته از این زون، کانی پیروفیلیت در همراهی با کانی‌های رسی دیگر شناسایی شده که می‌تواند به عنوان دگرسانی آرژیلیک پیشرفت‌ه در نظر گرفته شود. این نوع دگرسانی در شرایط pH خیلی پایین (کمتر از ۳)، گریزندگی بالای اکسیژن و نیز به وسیله‌ی آب‌های سولفاتدار حاصل از گاز‌زادایی حجره‌ی ماقمایی به درون آب‌های زیرزمینی کم‌عمق حاصل می‌شود [۴]. در منطقه‌ی مورد بررسی نیز، آثار این نوع دگرسانی بیشتر در نزدیکی شکستگی‌ها و زون‌های خرد شده مشاهده می‌شود که به احتمال قوی، مسیر گاز‌زادایی حجره‌ی ماقمایی عمقی بوده‌اند و لذا با ساز و کار یاد شده همخوانی دارد.

سولفید است. این دگرسانی در بخش شمال غربی گستره، گسترش بیشتری دارد. اغلب سنگ‌های این زون سرشار از پیریت بوده و در مقاطع نازک نمونه‌های وابسته به این زون، تبدیل شدگی به سریسیت به فراوانی مشاهده می‌شود. بررسی مقاطع نازک و تجزیه کانی‌شناختی نمونه‌های برگرفته از زون فیلیک نمایانگر حضور کانی‌های کوارتز، پیریت، مسکوویت-ایلیت، مونت‌موریلوبونیت و کلریت است. در مقاطع صیقلی نمونه‌های برداشت شده از این زون دگرسانی، حضور فراوان پیریت همراه با مقادیر کمتری کالکوپیریت ریزدانه قابل مشاهده است.

دگرسانی آرژیلیک هم در شمال‌شرقی کیقال و هم در بخش شمال‌غربی گسترش قابل ملاحظه‌ای دارد. از نظر گسترش عمقی، این دگرسانی بیشتر در نزدیکی شکستگی‌ها و گسل‌ها و مناطق با نفوذ پذیری بالا، به دلیل نیاز به شستشوی اسیدی شدیدتر مشاهده می‌شود. در اغلب مقاطع نازک نمونه‌های وابسته به این بخش، کانی‌های رسی به فراوانی دیده می‌شوند.



شکل ۲ مقاطع نازک استوک کوارتز مونزونیت پورفیری با دگرسانی‌های (الف) پتاسی، (ب) فیلیک، (پ) آرژیلیک و (ت) پروپیلیتیک.

دادند که در شرایط خاص، این عناصر پویا می‌شوند، به طوریکه عمولاً در شرایط pH پایین، نسبت سنگ/آب بالا و فراوانی همبافت‌های یونی F⁻, CO₃²⁻, SO₄²⁻ و Cl⁻ به حرکت در می‌آیند [۱۳]. در شرایط اسیدی REE ها عموماً بیشتر با Cl⁻ و SO₄²⁻ تشکیل همبافت داده و حمل می‌شوند [۱۴، ۱۵]. جدایی LREE ها از HREE ها نیز به کانی‌شناسی سنگ مادر بستگی دارد، به طوریکه از کانی‌هایی مانند آپاتیت و فسفات‌ها آزاد شده ولی در کانی‌های مقاوم مانند زیرکن حفظ می‌شوند. در نیز رفتار ژئوشیمیابی متفاوتی نسبت به REE های Ce و Eu دیگر داشته و در شرایط احیایی به صورت Eu²⁺ و Ce³⁺ وجود داشته و در شرایط اسیدی به صورت Eu³⁺ و Ce⁴⁺ در می‌آیند که در این حالت، پتانسیل یونی بیشتر و تحرک کمتری دارند. لذا عناصر REE در اثر برخی فرایندها می‌توانند از یکدیگر جدا شوند [۱۶، ۱۷].

به منظور بررسی ژئوشیمی و تغییرات عناصر کمیاب در نمونه‌های مورد بررسی و ارزیابی رفتار آنها در زون‌های دگرسان مختلف، تعداد ۹ نمونه از زون‌های دگرسان پتاسی، فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک و شسته شده‌ی استوک کوارتز مونزونیتی پورفیری و یک نمونه با کمترین میزان دگرسانی از این استوک انتخاب و آنالیز ICP-MS شدند (جدول ۱). مقادیر عناصر کمیاب به دست آمده از این آنالیزها نسبت به کندریت بهنجار شده [۱۸] و بر اساس آنها، نسبت‌های (Eu/Eu*) و (Ce/Ce*) برای بررسی رفتار این دو عنصر در زون‌های مختلف دگرسانی، با استفاده از فرمول‌های زیر محاسبه و نتایج در جدول ۲ لیست شده‌اند.

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}_n / [((\text{Sm})_n \times (\text{Gd}_n))^{1/2}]$$

$$\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}_n / [((\text{La})_n \times (\text{Pr}_n))^{1/2}]$$

آستانه‌ی نسبت (Eu/Eu*) برای نمونه تقریباً سالم و نمونه‌های دگرسان اندکی کوچکتر از ۱ است که نشانگر ناهنجاری منفی ضعیف است [۱۹]. این مسئله می‌تواند بیانگر فعالیت کم اکسیژن در زمان تبلور، یا فرایند جدایشی پلاژیوکلازهای کلسیک و یا عدم وجود آنها در مواد خاستگاه ماقمای مادر باشد چون به علت تشابه شعاع یونی Eu²⁺ با Ca²⁺، Eu²⁺ می‌تواند به جای Ca، وارد ساختار پلاژیوکلازها شود [۱۹]. این چنین بیهنجاری منفی Eu از توده‌های شدیداً دگرسان دیگر همراه با کانسارهای مس پورفیری نیز گزارش شده است [۲۰، ۲۱].

دگرسانی پروپیلیتیک به صورت پراکنده در سطح منطقه رخمنون داشته و بیشتر در درون سنگ‌های آتشفسانی میزبان گسترش یافته است که از این میان گستردۀ‌ترین هاله‌ی دگرسانی در جنوب‌شرقی گستره قرار دارد. بررسی مقاطع نازک نمونه‌های برداشت شده از این دگرسانی نمایانگر حضور کانی‌های اپیدوت، کلسیت و کلریت و مقداری سریسیت به عنوان کانی‌های ثانویه در سنگ است. این دگرسانی عموماً ارتباط مکانی خوبی با زون‌های دگرسانی آرژیلیک و فیلیک نشان داده و به صورت گستردۀ در خارج این دو زون واقع شده است. در این زون دگرسانی، فلدسپارها بخشی به اپیدوت تبدیل شده و بخشی نیز سریسیتی شده‌اند. تمامی آمفیبول‌ها به کلریت، کلسیت، اپیدوت، مگنتیت و گاهی پیریت دگرسان شده، در حالیکه فنوکریست‌های بیوتیت به کلریت و مگنتیت دگرسان شده‌اند. در این زون بجز پیریت، کانی سولفیدی دیگری وجود ندارد.

علاوه بر این، شاره‌های جوی نیز موجب ایجاد دگرسانی ثانویه برونزاد به صورت زون‌های شسته شده و آرژیلیک شده‌اند. زون شسته شده بیشتر روی بخش‌های سطحی زون فیلیک ایجاد شده است. از آنجا که میزان پیریت و کانی‌های آلومینوسیلیکاتی در زون فیلیک بالا است، در اثر هوازدگی آن‌ها آب‌های اسیدی ایجاد شده که باعث اتحلال عناصر متحرک سنگ میزبان و ایجاد کانی‌های رسی، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن با خاستگاه برونزاد در افق‌های سطحی شده است که شرح آن در بخش کانزایی گذشت.

رخمنون دگرسانی آرژیلیک برونزاد در بخش غربی گستره گستردگی زیادی داشته و خصوصاً در جنوب و جنوب غربی کوه قلعه‌داعی برونزاد دارد. وجه تمایز آن از دگرسانی آرژیلیک درون‌زاد، همراهی کانی‌های اکسیدی - هیدروکسیدی آهن (مانند گوتیت) در همراهی با کانی‌های رسی دیگر نظری کاثولینیت و اسمکتیت‌ها و سیلیسی شدگی کمتر است.

ژئوشیمی عناصر کمیاب

در این بخش رفتار عناصر نادر خاکی (REE) در هر یک از زون‌های دگرسان مورد بررسی قرار خواهد گرفت. در گذشته عناصر REE طی دگرسانی، بی‌تحرک در نظر گرفته می‌شدند [۵]. اما بررسی‌های بعدی در خصوص مرکز REE ها در شاره‌های گرمابی [۱۰-۱۶] و زون‌های دگرسان [۱۱، ۱۲] نشان

جدول ۱ نتایج آنالیز نمونه‌های استوک پورفیری منطقه‌ی کیقال به روش ICP-MS. KPK: زون پتاسی، KPS: زون فیلیک، KPA: زون آرژیلیک، KPL: زون پروپیلیتیک، KPP: زون شسته شده و Fresh: نمونه تقریباً سالم استوک پورفیری.

Sample	KPK1	KPK2	KPK3	KPS1	KPS2	KPS3	KPA1	KPP1	KPL1	Fresh	
SiO ₂	%	65.9	65.6	62.3	66.9	66.5	62.5	42.5	71.8	70.2	61.8
Al ₂ O ₃	%	15.25	12.3	12.95	14.75	14.8	14.7	22.8	15.75	16.5	15.65
CaO	%	0.68	0.29	0.93	0.44	2.57	0.46	2.23	0.12	0.05	1.98
Fe ₂ O ₃	%	2.6	6.82	8.48	6.37	5.38	6.87	10.65	3.33	6.87	4.87
MgO	%	3.31	2.29	2.05	0.97	0.23	2.08	4.59	0.95	0.62	2.65
Na ₂ O	%	4.48	3.32	3.92	0.07	0.13	2.33	0.79	0.14	0.27	0.21
K ₂ O	%	3.66	4.48	3.82	4.55	4.11	3	5.63	1.25	5.08	3.59
Cr ₂ O ₃	%	0.74	0.2	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
TiO ₂	%	0.66	0.52	0.59	0.66	0.57	0.7	1.04	0.68	0.85	0.82
MnO	%	0.37	0.2	0.2	0.03	0.05	0.03	0.21	0.08	0.01	0.09
P ₂ O ₅	%	0.22	0.19	0.24	0.17	0.16	0.27	0.31	0.08	0.11	0.16
SrO	%	0.2	0.2	0.3	<0.1	<0.1	0.1	0.02	0.06	<0.1	0.05
BaO	%	0.17	0.2	0.08	0.08	0.06	0.1	0.32	0.08	0.13	0.16
LOI	%	1.58	3.58	5.55	5.39	4.46	5.44	9.19	4.18	2.97	1.89
Total	%	100.5	99.7	100	100.5	99	99.4	100.5	98.2	99.9	99
Ba	ppm	1445	170.5	965	710	473	876	2720	652	1140	1375
Ag	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	ppm	35.5	25.1	25.9	17.8	16.5	18.8	50.8	9.8	1.6	14.1
Cr	ppm	5.40	17.0	16.0	7.0	11.0	12.0	9.0	22.0	12.0	12.0
Cs	ppm	1.88	1.53	1.7	14.15	4.1	1.29	20.9	4.6	1.54	0.62
Cu	ppm	157.0	927	966	23	8	9	13	7	19	16.3
Ga	ppm	18.6	12.8	16.7	18.5	14.9	16.8	22.3	18.4	17.5	16.8
Hf	ppm	4	3	3.8	3.8	4	5.3	3.5	11.3	4.2	5.6
Mo	ppm	13.4	16.0	9.2	6	3	8	3.6	5	11	6
Nb	ppm	14.6	1.0.6	13.2	5.7	14.4	14.9	5.8	1.0	7	6.7
Ni	ppm	82	33	43	11	46	36	34	14	7	17
Pb	ppm	13	18	28	11	7	7	4.0	14	6	2.5
Rb	ppm	1.0	9.3	73.5	154	97.4	8.9	18.0	3.7	151.5	81.6
Sn	ppm	3	2	3	4	1	2	1	1	5	3
Sr	ppm	22.8	19.0.5	25.3	36.7	47.1	11.7	21.6	53.0	51.6	46.3
Ta	ppm	0.9	0.6	0.8	0.4	0.9	0.9	0.3	0.8	0.5	0.5
Th	ppm	13.75	8.68	7.94	5.39	15.15	15.35	4.0.2	10.4	4.72	5.65
Tl	ppm	0.8	0.6	<0.5	0.9	0.5	0.6	1	<0.5	0.9	<0.5
U	ppm	4.15	2.41	3.19	2.32	6.01	4.9	2.35	2.82	2.4	1.57
V	ppm	1.0	1.0.4	11.8	15.0	11.0	8.9	26.2	5.2	16.2	14.0
W	ppm	9	9	9	4	8	11	8	11	12	6
Y	ppm	16.7	1.0	11.2	2.0.5	15.3	13.4	28.3	25.8	9.7	21
Zn	ppm	82	44	27	351	22	40	267	927	21	82
Zr	ppm	14.6	11.4	14.4	14.3	14.9	21.0	13.9	46.3	16.8	22.2
La	ppm	39.6	22.5	29.9	16.7	43.9	40	24.6	52.9	12.1	29.8
Ce	ppm	71.6	38.1	76.5	32.1	90.1	10.9	61	32.6	19.1	11.8
Pr	ppm	7.66	4.0.8	7.84	3.73	9.16	10.85	6.83	31.6	2.0.6	11.75
Nd	ppm	26.6	14.5	21.3	14.5	27.9	27.9	22.3	46.2	7	25.6
Sm	ppm	4.51	2.49	3.72	2.91	4.17	3.69	4.84	3.42	1.27	3.78
Eu	ppm	1.35	0.77	1.0.5	0.92	1.0.1	1.37	1.38	1.33	0.41	1.14
Gd	ppm	4.74	2.66	3.62	3.54	4.51	4.58	5.73	7.94	1.39	5.11
Tb	ppm	0.58	0.34	0.4	0.54	0.51	0.46	0.84	0.59	0.2	0.6
Dy	ppm	3.22	1.91	2.12	2.52	2.56	2.28	4.87	3.07	1.41	3.41
Ho	ppm	0.62	0.37	0.41	0.73	0.51	0.44	1.01	0.62	0.34	0.7
Er	ppm	1.9	1.17	1.14	2.26	1.54	1.38	2.91	2.17	1.33	2.22
Tm	ppm	0.27	0.17	0.16	0.34	0.21	0.18	0.43	0.37	0.22	0.34
Yb	ppm	1.72	1.0.8	0.98	2.32	1.39	1.16	2.7	2.51	1.8	2.34
Lu	ppm	0.29	0.18	0.15	0.37	0.21	0.17	0.41	0.41	0.31	0.38

جدول ۲ مقادیر متوسط نسبت‌های (Eu/Eu^*) , (Ce/Ce^*) , $(\text{La}/\text{Sm})_n$, $(\text{La}/\text{Yb})_n$ و $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ محاسبه شده برای زون‌های مختلف دگرسان، بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۸].

	Eu/Eu^*	Ce/Ce^*	$(\text{La}/\text{Yb})_n$	$(\text{La}/\text{Sm})_n$	$(\text{Gd}/\text{Yb})_n$
Argillic Zone	۰,۸	۱,۱۴	۶,۱۹	۳,۱۷	۱,۷۲
Potassic Zone	۰,۹	۱,۰۵	۱۶,۸۳	۵,۵۸	۲,۴
Propylitic Zone	۰,۷۷	۱,۹۳	۱۴,۳۲	۹,۶۶	۲,۵۶
Phyllitic Zone	۰,۸۷	۱,۱۱	۱۶,۵۹	۵,۶۴	۲,۳۵
Leached Zone	۰,۹۴	۰,۹۲	۴,۵۷	۵,۹۵	۰,۶۲
Nearly Fresh sample	۰,۷۹	۱,۵۲	۸,۶۵	۴,۹۲	۱,۷۷

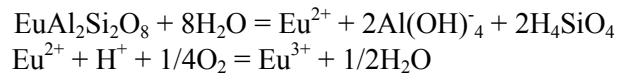
دگرسانی آژیلیک، که عاملی برای حمل عناصر REE هستند، و نیز حضور کانی‌های رسی که می‌توانند عناصر REE را از طریق جذب سطحی در خود جای دهند، قابل توجیه است [۲۷]. این روند در شکل ۴ پ نیز قابل مشاهده است.

مقدار نسبت (Eu/Eu^*) تنها در زون پروپیلیتیک اندکی کمتر از نمونه‌ی تقریباً سالم است، که نشانگر این است که طی دگرسانی پلازیوکلازها و تشکیل آلبیت، مقداری از Eu به جای Ca در ساختار پلازیوکلازهای نسبتاً کلسیک اولیه جایگزین شده بود، به صورت Eu^{2+} آزاد شده و به وسیله‌ی گرمابی‌ها از محیط خارج شده است. از طرف دیگر چون در این زون فراوانی سولفیدهای گرمابی و نیز مقدار کانی‌های رسی بسیار جزئی است لذا Eu آزاد شده امکان تمرکز و باقی ماندن در این زون را نداشته است [۲۷].

نسبت (Ce/Ce^*) برای نمونه سالم و بیشتر نمونه‌های دگرسان (به استثنای زون شسته شده) بزرگتر از ۱ است (شکل ۳ ب) که حاکی از فعالیت نسبتاً بالای اکسیژن در زمان تبلور ماقمای مادر استوک پوروفیری است [۱۹]. لذا بر این اساس، ناهنجاری نسبتاً منفی Eu نیز می‌تواند بیشتر حاصل تبلور جدایشی پلازیوکلازهای کلسیک و یا عدم وجود آنها در مواد خاستگاه ماقمای مادر باشد.

در زون‌های پلاتیسی، فیلیک و آژیلیک نیز مقدار این نسبت کمتر از نمونه‌ی سالم است و حاکی از آن است که مقداری از Ce آزاد شده، به صورت Ce^{3+} با گرمابی‌ها از محیط خارج شده است. دلیل آن این است که پایداری همبافت‌های حمل کننده‌ی عناصر REE با افزایش دما افزایش می‌یابد [۲۸، ۱۴].

بر اساس نمودارهای ستونی (شکل ۳ الف)، مقدار نسبت (Eu/Eu^*) در نمونه‌های دگرسان، به استثنای زون پروپیلیتیک، بالاتر از نمونه تقریباً سالم است. بیشترین مقدار این نسبت در زون شسته شده است که نشانگر آن است که Eu آزاد شده از ساختار فلدسپارها در این زون، در شرایط اکسیدی و دما و فشار پایین، به صورت Eu^{3+} اکسیده و نامتحرك شده و در محیط باقی مانده است [۲۲]. این واکنش به صورت زیر قابل نمایش است [۲۲]:



بررسی‌های انجام گرفته توسط [۲۵-۲۳] در خصوص این مسئله که چه کسری از کل غلظت یک عنصر در یک نمونه سالم، به سهولت می‌تواند وارد یک شاره شود، نشان داده که این کسر، از عناصر LREE به سمت عناصر HREE کاهش می‌یابد و علاوه بر این، کسر کوچکتری از Eu در مقایسه با Sm و GD به سهولت به وسیله‌ی شاره‌ها قابل دسترس است. بر این اساس در زون‌های گرمابی دگرسان مورد بررسی، نسبت (Eu/Eu^*) اندکی بزرگتر از نمونه‌ی سالم است. همچنین به اعتقاد [۲۶] Eu می‌تواند طی فرایندهای گرمابی با اکسیدها و سولفیدهای گرمابی متمرکز یا همزمان با آنها ته‌نشین شود. با توجه به حضور سولفیدهای گرمابی، خصوصاً پیریت در زون‌های پتابی و فیلیک، بالا بودن نسبت (Eu/Eu^*) قابل توجیه است. این نسبت در زون آژیلیک تقریباً همانند نمونه‌ی تقریباً سالم است که حاکی از عدم تحرک این عنصر طی دگرسانی، علیرغم تخریب فلدسپارهاست. این مسئله با توجه به فعالیت پایین یون‌های همبافت کننده‌ی سولفاتی در شاره‌های تولید کننده‌ی

به منظور بررسی رفتار عناصر نادر خاکی در هر یک از زون‌های دگرسان، نمودارهای عنکبوتی برای هر زون، که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند، رسم شد (شکل ۴) [۲۹]. جز در زون شسته شده، الگوی کلی این نمودارها شبیه منفی مشخص از عناصر LREE به سمت عناصر HREE نشان می‌دهد که به سمت HREE شبیه کمتر و مسطح می‌شود. این الگو همراه با بیهنجاری نسبتاً منفی $\text{Eu}^*/\text{Eu} = 0.7-1.0$ (Eu/Eu*)، می‌تواند حاصل تبلور قبلی و جدایش پلازیوکلاز کلسیک و نیز نسبت بالای گریزندگی $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ باشد. البته شدت این بیهنجاری منفی چندان زیاد نیست.

در نمودار عنکبوتی واپسیه به زون پتانسی و فیلیک، روند تغییرات عناصر تقریباً از روند منحنی نمونه‌ی سالم پیروی می‌کند و تهی شدگی عناصر REE (LREE خصوصاً) قابل مشاهده است (شکل ۴ الف-ب) که به علت حضور همبافت‌های سولفاتی و حاکم بودن شرایط اسیدی بوده و نیز میزان تهی شدگی نسبتاً بالا در این دو زون می‌تواند حاکی از نسبت‌های سنگ/آب نسبتاً بالا باشد [۲۷]. در نمودار عنکبوتی واپسیه به زون آرژیلیک (شکل ۴ پ)، تهی شدگی این عناصر بسیار جزئی است و شبیه منفی ملایم از عناصر LREE به سمت HREE دیده می‌شود، به طوریکه عناصر HREE در مقایسه با نمونه تقریباً سالم غنی شدگی نشان می‌دهند. به اعتقاد [۳۰] جدایش و تهی شدگی عناصر REE بیشتر به وسیله‌ی همبافت‌های سولفاتی و در pH پایین رخ می‌دهد. [۳۱] نیز معتقد است که تهی شدگی مهم عناصر HREE در pH اسیدی بالای ۵/۱ رخ می‌دهد. بنابراین عدم تهی شدگی عناصر HREE در این زون می‌تواند نشانگر pH اسیدی کمتر از ۵/۱ باشد. تهی شدگی ناچیز عناصر LREE و عدم تهی شدگی عناصر HREE همچنین با توجه به فعالیت پایین یون‌های همبافت کننده سولفاتی در شاره‌های تولید کننده دگرسانی آرژیلیک، که عاملی برای حمل عناصر REE هستند [۲۷] و نیز حضور کانی‌های رسی که می‌توانند عناصر REE، خصوصاً HREE را از طریق جذب سطحی در خود جای دهند [۳۲] قابل توجیه است.

در نمودار عنکبوتی مربوط به زون پروپیلیتیک (شکل ۴ت) نیز روند منحنی مشابه روند منحنی نمونه‌ی سالم بوده و عناصر HREE قادر تهی شدگی هستند اما در مورد عناصر LREE غنی شدگی مشاهده می‌شود. عامل جایه جایی و تهی-

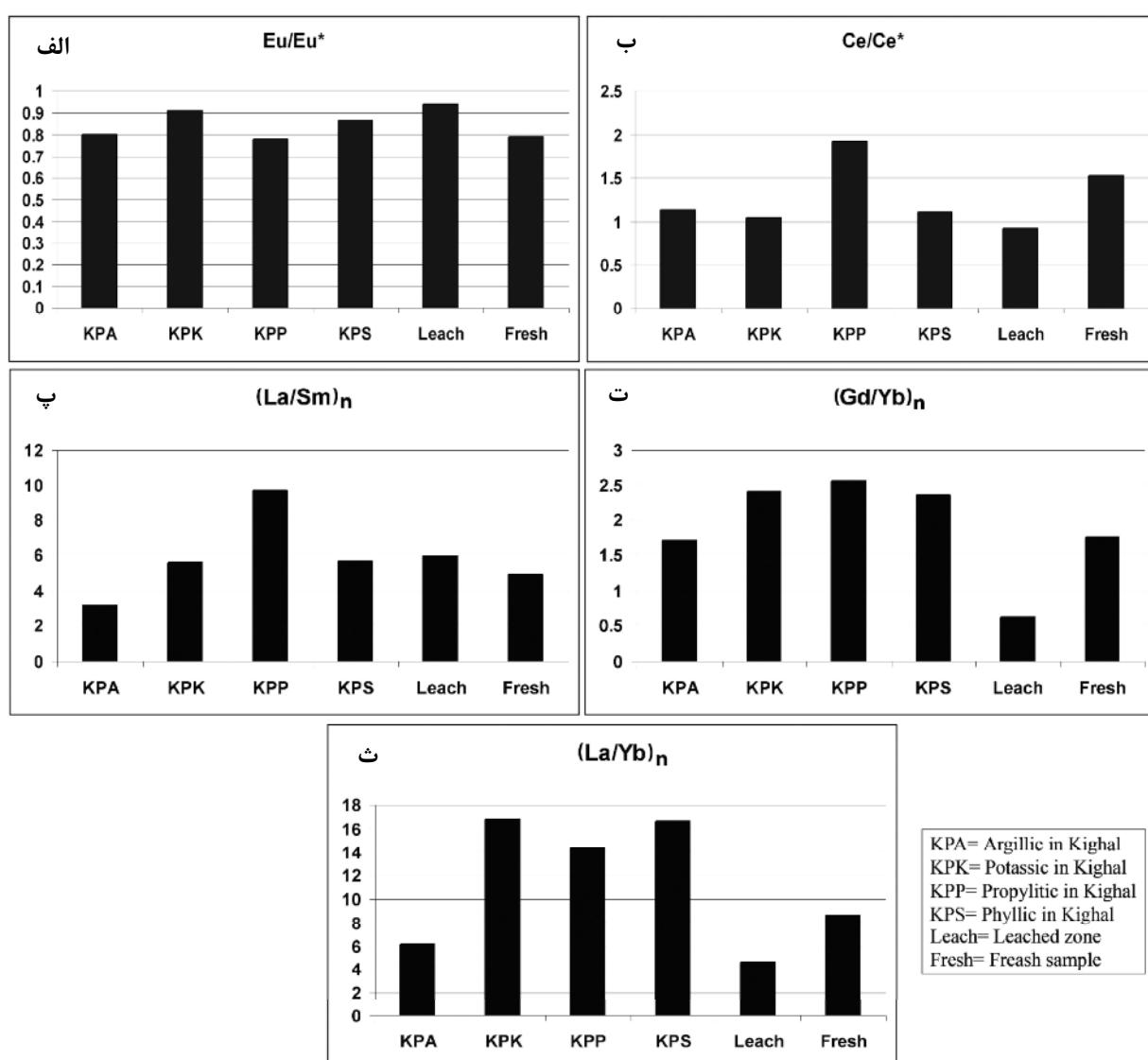
و لذا میزان تهی شدگی این عنصر در زون پتانسی از همه بیشتر بوده و به سمت زون پروپیلیتیک با توجه به پایین آمدن دمای شاره‌های دگرسان کننده، نه تنها Ce از این زون خارج نمی‌شود بلکه به دلیل نایابیار شدن همبافت‌های حمل کننده‌ی آن (نظیر همبافت‌های سولفاتی و کلریدی)، Ce حمل شده از زون‌های دیگر نیز در این زون تهنشین می‌شود. این مسئله در شکل ۴ ت نیز قابل مشاهده است. از آنجا که زون شسته شده بروز زاد در منطقه‌ی مورد بررسی بر روی زون فیلیک تحمل شده، لذا مقدار این نسبت در این زون مشابه با زون فیلیک بوده و به صورت استثنایی، پایین‌تر از نمونه‌ی تقریباً سالم است.

همچنین به منظور بررسی جدایی عناصر نادر خاکی سبک و سنگین، از نمودار ستونی نسبت‌های $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{n}}$ ، $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{n}}$ و $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}}$ که نسبت به کندریت [۱۸] بهنجار شده‌اند (جدول ۲) استفاده شده است (شکل ۳ پ-ث). نسبت $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{n}}$ در زون‌های پتانسی، فیلیک و شسته شده تقریباً یکنواخت و بالاتر از نمونه تقریباً سالم است و حاکی از تهی شدگی بیشتر عناصر MREE نسبت به LREE است. در زون پروپیلیتیک این نسبت از نمونه‌های دیگر بیشتر است (شکل ۳ پ) که با توجه به شکل ۴ ت، به دلیل غنی شدگی عناصر LREE است، در حالیکه در زون آرژیلیک این نسبت کمتر از زون‌های دیگر بوده و لذا تهی شدگی عناصر LREE بیشتر از MREE است. نسبت $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{n}}$ در زون‌های پروپیلیتیک، پتانسی و فیلیک از نمونه سالم و نمونه‌های دیگر بیشتر بوده، و در زون شسته شده از کمتر از نمونه تقریباً سالم است (شکل ۳ ت). لذا تهی شدگی عناصر HREE نسبت به عناصر MREE در زون شسته شده از زون‌های دیگر کمتر و در زون‌های پتانسی، فیلیک و پروپیلیتیک جدایش این دو گروه عناصر از یکدیگر بیشتر است. نسبت $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}}$ در زون‌های پتانسی و فیلیک و شسته شده پروپیلیتیک به مراتب بیشتر از زون‌های آرژیلیک و شسته شده بوده و تقریباً دو برابر مقدار نمونه تقریباً سالم است (شکل ۳ ث). بر این اساس تهی شدگی عناصر HREE در مقایسه با عناصر LREE در زون‌های پتانسی و فیلیک به مراتب شدیدتر از زون‌های آرژیلیک و شسته شده بوده و بیشتر از نمونه سالم است. در زون پروپیلیتیک نیز غنی شدگی عناصر LREE موجب افزایش این نسبت شده است.

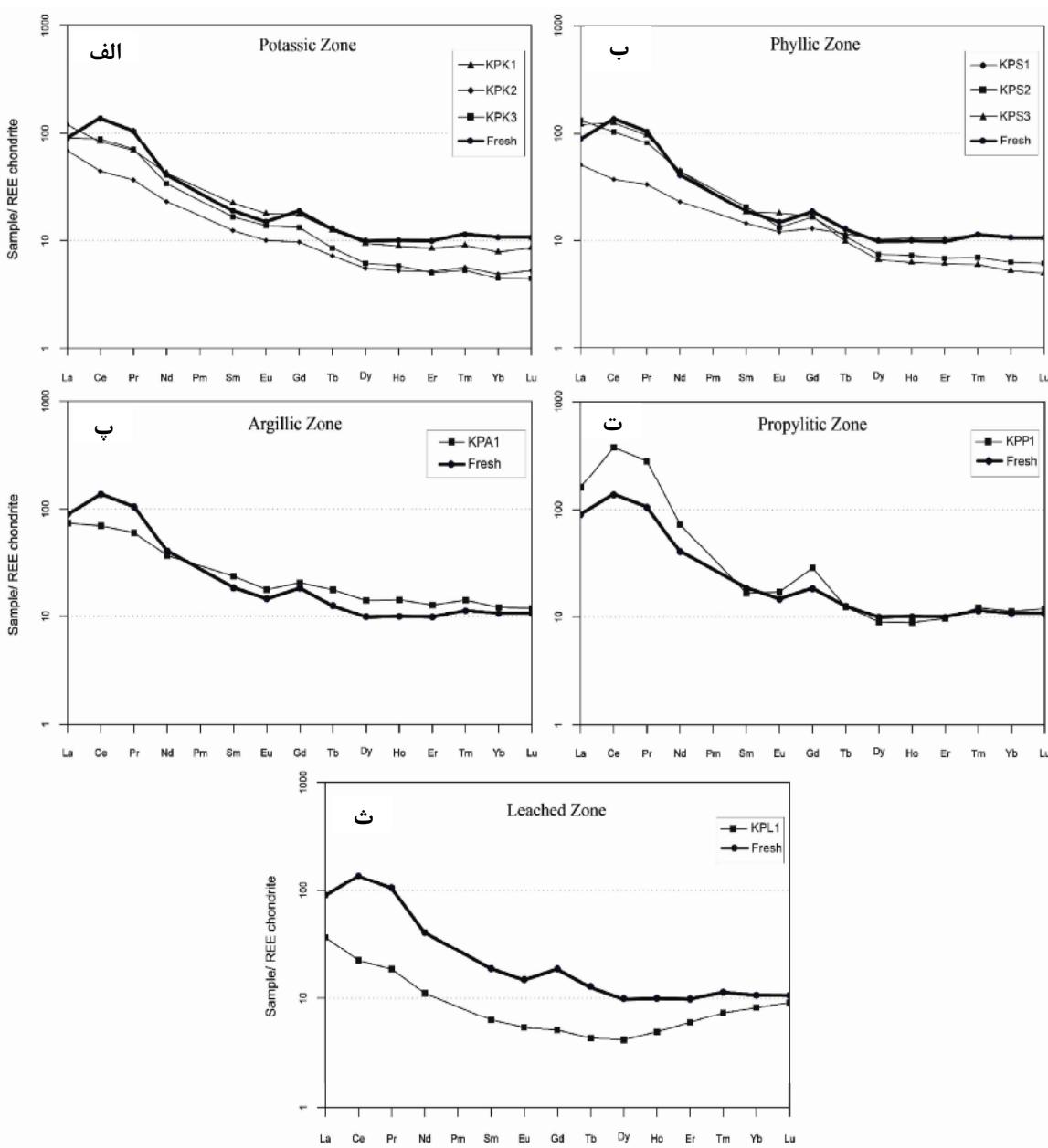
MREE مشاهده می‌شود، ولی شیب از MREE HREE مثبت شده و سیر صعودی ملایم پیدا می‌کند. بر این اساس تهی شدگی عناصر LREE و MREE بیشتر از عناصر HREE بوده و شدیدتر از زون‌های دگرسان دیگر است (شکل ۴). این مسئله حاکی از شکسته شدن کانی‌های اولیه‌ی در بردارنده‌ی آنها در سنگ اصلی است که اساساً در pH پایین ناشی از احلال سولفیدهای موجود در توده‌ی نفوذی رخ داده و موجب خارج شدن این عناصر به وسیله‌ی شاره‌های دگرسان کننده می‌شود و از طرفی، به دلیل فقدان کانی‌های ثانویه‌ای که بتوانند این عناصر را در ساختارشان جای دهند، تشديد می‌شود.

شدگی عناصر REE در این زون معمولاً پویا شدن آنها در حضور آبگون‌های غنی از CO_2 است [۳۳] در حالیکه فراوانی جزئی رگچه‌های کلسیت در زون پروپیلیتیک منطقه‌ی کیقال نشانگر حضور کم این آبگون‌ها و عدم تهی شدگی است. از طرف دیگر با توجه به پایین آمدن دمای گرمابی‌ها در این زون و ناپایدار شدن همبافت‌های حمل کننده‌ی این عناصر [۲۸، ۱۴] احتمالاً LREE‌های حمل شده از زون‌های دیگر در این زون تهشیش شده‌اند.

در نهایت، در زون شسته شده در کنار تهی شدگی کلی، نخست شیب منفی مشخص از عناصر LREE به‌سمت



شکل ۳ نمودارهای ستونی مقدار متوسط (Eu/Eu^* ، Ce/Ce^* ، $(\text{La}/\text{Sm})_n$ ، $(\text{La}/\text{Yb})_n$ و $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$) برای زون‌های مختلف دگرسان، بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۸].



شکل ۴ نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۹] برای زون‌های دگرسان (الف) پاتاسی، (ب) فیلیک، (پ) آرژیلیک، (ت) پروپیلیتیک و (ث) شسته شده استوک کوارتز مونزونیت پورفیری. منحنی پر رنگ معرف نمونه‌ی تقریباً سالم است.

درونزاد و برونزاد رخ داده که کانی‌های سولفیدی زون درون-زاد شامل پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، اسفالریت و گالن بوده و در زون برونزاد نیز کانی‌های کوولیت، بورنیت، مالاکیت و اکسیدها - هیدروکسیدهای آهن تشکیل شده‌اند.
۲- نسبت (Eu/Eu^*) در نمونه‌ی تقریباً سالم و نمونه‌های دگرسان شده‌ی دیگر کوچکتر از ۱ است در حالیکه نسبت (Ce/Ce^*) برای نمونه سالم و نمونه‌های دگرسان (به استثنای

برداشت

- ۱- در گسترده‌ی کیقال، نفوذ تودهی نیمه آتشفسانی و متعاقباً رخداد شکستگی‌های هیدرولیکی همراه با خردشگی شدید منطقه، که هجوم دایک‌های تاخیری متعدد شاهدی بر آن است، باعث تسهیل گردش گرمابی‌ها و گسترش زون‌های دگرسان پاتاسی، فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک و پورفیری شده است. کانی‌زایی در این منطقه به دو صورت

۶- در نمودار عنکبوتی عناصر REE وابسته به زون‌های پتاسی و فیلیک، تهی‌شدگی عناصر REE رخ داده که به علت فعالیت بالای همبافت‌های سولفاتی و پایین بودن pH و نیز نسبت بالای سنگ/آب بوده است اما در زون آرژیلیک، غنی‌شدگی عناصر HREE به دلیل جذب آنها توسط کانی‌های رسی و نیز فعالیت پایین همبافت‌های سولفاتی در شاره‌های ایجاد کننده‌ی دگرسانی آرژیلیک است. در زون پروپیلیتیک عدم تحرک عناصر HREE و غنی‌شدگی عناصر LREE می‌تواند به دلیل عدم فراوانی محلول‌های کربناتی حمل کننده‌ی REE در این زون و نیز افت دمای گرمابی‌ها و ناپایدارشدن همبافت‌های حمل کننده‌ی این عناصر و تمرکز آنها در این زون باشد. تهی‌شدگی این عناصر در زون شسته شده بروزنزاد، به دلیل شکسته شدن کانی‌های اولیه حامل آنها در pH پایین ناشی از انحلال سولفیدهای موجود در توده‌ی نفوذی و فقدان کانی‌های ثانویه‌ای که بتوانند این عناصر را در ساختارشان جای دهنند، بوده است. تهی‌شدگی کمتر عناصر HREE می‌تواند ناشی از جذب سطحی آن‌ها توسط کانی‌های رسی مربوط به دگرسانی آرژیلیک بروزنزاد باشد.

مراجع

- [۱] آقاباتی ع، "زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳) ۵۸۶ صفحه.
- [۲] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geological Society of America Bulletin 103 (1991) 983-992.
- [۳] زرتاب اکتشاف (مهندسین مشاور)، "گزارش مطالعات زمین شناسی و آت拉斯یون محدوده کیقال و بارملک در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰، (۱۳۸۶) ۳۵۰ صفحه.
- [۴] Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds J.R., "Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast- Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines", Economic Geology 93 (1998) 373-404.
- [۵] Palacios C.M., Hein U.F., Dulski P., "Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile", Earth and Planetary Science Letters 80 (1986) 208-216.
- [۶] Lewis A.J., Palmer M.R., Sturchio N.C., Kemp A.J., "The rare earth element geochemistry of

زون شسته شده) بزرگتر از ۱ است. این مسئله می‌تواند حاکی از فعالیت نسبتاً بالای اکسیژن در زمان تبلور ماقمای مادر استوک پورفیری و تبلور جدایشی پلاژیوکلازهای کلسیک و یا عدم وجود آنها در مواد خاستگاه ماقمای مادر باشد.

۳- بالا بودن نسبت (Eu/Eu*) در زون شسته شده به علت آزاد شدن این عنصر از ساختار پلاژیوکلازها و عدم تحرک آن در شرایط اکسیدی، و در زون‌های پتاسی و فیلیک، به علت جذب و تهشینی از سوی اکسیدهای سولفیدهای گرمابی است. این نسبت در زون آرژیلیک مشابه نمونه‌ی تقریباً سالم است که می‌تواند به علت فعالیت پایین همبافت‌های سولفاتی در شاره‌های تولید کننده‌ی زون دگرسان آرژیلیک و نیز جذب سطحی از سوی کانی‌های رسی باشد. کاهش این نسبت در زون پروپیلیتیک می‌تواند به دلیل خارج شدن مقداری از Eu جانشین شده در داخل پلاژیوکلازها طی دگرسانی و نیز عدم فراوانی سولفیدهای گرمابی و کانی‌های رسی در این زون برای تمرکز و ابقاء Eu باشد.

۴- کاهش نسبت (Ce/Ce*) در زون‌های پتاسی، فیلیک و آرژیلیک، به دلیل بالا بودن دمای شاره‌های دگرسان کننده و پایداری همبافت‌های حمل کننده‌ی این عنصر بوده و بالا بودن آن در زون پروپیلیتیک احتمالاً ناشی از ناپایداری همبافت‌های حمل کننده‌ی آن در گرمابی‌ها در نتیجه‌ی دور شدن از مرکز سیستم پورفیری و کاهش دماس است. از آنجا که زون شسته شده بروزنزاد روی زون دگرسان فیلیک ایجاد شده، لذا مقدار این نسبت در این زون، مشابه با زون فیلیک بوده و پایین‌تر از نمونه سالم است.

۵- در زون‌های پتاسی، فیلیک و شسته شده، تهی‌شدگی عناصر MREE نسبت به LREE و در زون پروپیلیتیک غنی‌شدگی عناصر LREE مشاهده می‌شود در حالیکه در زون آرژیلیک تهی‌شدگی عناصر LREE بیشتر است. تهی‌شدگی عناصر HREE نسبت به عناصر MREE در زون شسته شده از زون‌های دیگر کمتر بوده و در زون‌های پتاسیک، فیلیک و پروپیلیتیک جدایش این دو دسته عناصر از یکدیگر بیشتر است. تهی‌شدگی عناصر HREE نسبت به عناصر LREE در زون‌های پتاسی و فیلیک بمراتب شدیدتر از زون‌های آرژیلیک و شسته شده است.

- [16] Maynard J.B., "Geochemistry of sedimentary ore deposits", Springer (1983) 305.
- [17] Panahi A., Young G.M., Rainbird R.H., "Behavior of major and trace elements including REE during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Quebec, Canada", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (2000) 2199–2220.
- [18] McDonough W.F., Sun S.S., "The composition of the Earth", *Chemical Geology* 120 (1995) 223-254.
- [19] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman scientific and technical publication (1993) 352.
- [20] Wang Y., Chung S.L., O'Reilly S.Y., Sun S.S., Shinjo R., Chen C.H., "Geochemical Constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the Northern Taiwan region", *Journal of Petrology* 45 (2004) 975-1011.
- [21] Richards J.P., Boyce A.J., Pringle M.S., "Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization", *Economic Geology* 96 (2001) 271-305.
- [22] Sverjensky D.A., "Europium redox equilibria in aqueous solutions", *Earth and Planetary Science Letters* 67 (1984) 70-78.
- [23] Giese U., Bau M., "Trace element accessibility in mid-ocean ridge and ocean island basalt: an experimental approach", *Mineralogical Magazine* 58A (1994) 329-330.
- [24] Giese U., Bau M., Dulski P., "Trace element availability during experimental leaching of mid-ocean ridge basalt at 70°C", *Terra Nova* 5 (1993) 54.
- [25] Cotten J., Le Dez A., Bau M., Caroff M., Maury R.C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M., Brousse R., "Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in sub-aerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia", *Chemical Geology* 119 (1995) 115-138.
- [26] Peter J.M., Good Fellow W.D., Doherty W., "Hydrothermal sedimentary rocks of the Heath Steel Belt, Bathurst mining camp, New Brunswick: Part 2, In: Good Fellow W.D., McCutcheon, S.R., Peter J.M. (Ed), Massive sulfide deposits of the Bathurst mining camp, New Brunswick and acid-sulfate and acid-sulfate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (1997) 695-706.
- [7] Parsapoor A., Khalili M., Mackizadeh M.A., "The behaviour of trace and rare earth elements (REE) during hydrothermal alteration in the Rangan area (Central Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences* 34 (2009) 123–134.
- [8] Takahashi Y., Tada A., Shimizu H., "Distribution of pattern of rare earth ions between water and montmorillonite and its relation to the sorbed species of the ions", *Analytical Sciences* 20 (2004) 1301–1306.
- [9] Chang-bock I., Sang-Mo K., Ho-Wan Ch., Tetsuichi T., "The geochemical behaviour of altered igneous rocks in the Tertiary Gampo Basin, Kyongsang Province, South Korea", *Geochemical journal* 36 (2002) 391–407.
- [10] Terakado Y., Fujitani T., "Behaviour of the rare earth elements and other trace elements during interactions between acidic hydrothermal solutions and silicic volcanic rocks, southwestern Japan", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (1998) 1903–1917.
- [11] Alderton D.H.M., Pearce J.A., Potts P.J., "Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southwest England", *Earth and Planetary Science Letters* 49 (1980) 149-165.
- [12] Arribas J.A., "Epithermal high-sulfidation deposits review. In: Thompson, J.F.H., (Ed), (1995). Magmas, fluids and ore deposits", Mineralogical association of Canada, Short course 23 (1995) 419-454.
- [13] Michard A., "Rare earth element systematics in hydrothermal fluid", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 (1989) 745-750.
- [14] Wood S.A., "The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturation water vapour pressure", *Chemical Geology* 88 (1990) 99-125.
- [15] Haas J.R., Shock E.L., Sassani D.C., "Rare earth elements in hydrothermal systems: estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (1995) 4329-4350.

fractionation of rare earth elements during supergene weathering and gossan formation and chemical modification of massive sulfide gossan", Geochimica et Cosmochimica Acta 70 (2006) 1069-1112.

[31] Verplank P.L., Nordstrom D.K., Taylor H.E., Kimball B.A., "Rare earth element partitioning between hydrous ferric oxides and acid mine water during oxidation", Applied Geochemistry 19 (2004) 1339-1354.

[32] Eskenazy G.M., "Aspects of the geochemistry of rare elements in coal: an experimental approach", International Journal of Coal Geology 38 (1999) 285-295.

[33] Wedlandt R.F., Harison W.J., "Rare earth partitioning between immiscible carbonate and rare earth enriched rocks", Cotri 6 Mineral. petrology 69 (1979) 409-419.

Northern Main", Economic Geology 11 (2003) 391-415.

[27] Fulignati P., Gioncada A., Sbrana A., "Rare earth element behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Volcano (Aeolian Islands, Italy)", Journal of Volcanology and geothermal research 88 (1999) 325-342.

[28] Haas J.R., Shock E.L., Sassani D.C., "Prediction of high-temperature stability constants for aqueous complexes of the rare earth elements", Geological Society of America Annual Meeting in Boston, Mass. Abs. (1993) A437.

[29] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta 38 (1974) 757-775.

[30] Leybourne M.I., Peter J.M., Layton-Matthews D., Volsky J., Boyle D.R., "Mobility and