

زمین‌شناسی، ژئوشیمی و بررسی رفتار عناصر نادر و نادر خاکی در دگرسانی‌های گرمابی کوهستان کرکس، شمال اصفهان

محمدعلی مکی‌زاده^۱ و بتول تقی‌پور^{۲*}

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی منطقه جنوب کرکس تحت تأثیر فرآیندهای تأخیری و نفوذ سیالات دگرسان‌کننده دچار دگرسانی گرمابی شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در این منطقه ترکیب غالب اسیدی تا حدواسط دارند و ماگمای سازنده آن‌ها نیز ماهیت کالک‌آلکالن دارد. دگرسانی در این منطقه نظم خاصی را دنبال نمی‌کند. پهنه پروپلیتیک به صورت پراکنده بیرونی‌ترین زون دگرسانی را تشکیل می‌دهد. در بیشتر موارد پهنه پروپلیتیک و آرژیلیک مرز واضحی دارند. پهنه آرژیلیک با وفور کائولینیت و رگچه‌هایی از اکسید آهن (پیریت‌های اکسید شده) شاخص است. پهنه آرژیلیک پیشرفته با رخنمون دایک‌مانند در درون پهنه آرژیلیک دیده می‌شود. پهنه آرژیلیک پیشرفته با رخداد کانی آلونیت شاخص است. بر اساس نتایج ژئوشیمیایی EDS، ترکیب کانی‌های دگرسانی نوع اسید-سولفات بر اساس نمودار سه گوش K-Na-Ca، آلونیت تا ناتروآلونیت است. رخداد صحرایی زون سیلیسی به صورت محدود در همراهی زون آرژیلیک پیشرفته دیده شده است. بررسی رفتار عناصر نادر خاکی (REE) در پهنه‌های دگرسانی نسبت به سنگ‌های آتشفشانی میزبان در این منطقه نشان می‌دهد که زون سیلیسی از تمامی عناصر نادر خاکی تهی‌شدگی دارد، که نشان‌دهنده نسبت بالای آب/سنگ و فعالیت بالای یون سولفات است. پهنه آرژیلیک پیشرفته غنی‌شدگی از عناصر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی آشکاری از عناصر خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهد که به دلیل فراوانی کانی آلونیت در این پهنه و جانشینی عناصر نادر خاکی سبک به جای کاتیون پتاسیم در شبکه ساختاری این کانی است. پهنه آرژیلیک از تمام عناصر نادر خاکی غنی‌شدگی نشان می‌دهد. به طور کلی پهنه آرژیلیک سامانه قلیایی داشته و تحرک عناصر نادر خاکی به کم‌ترین مقدار می‌رسد.

واژه‌های کلیدی: کرکس، دگرسانی گرمابی، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته، سیلیسی شدن

مقدمه

تقسیمات جغرافیایی در استان اصفهان، در چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان (زاهدی، ۱۳۷۰) و ۱:۱۰۰۰۰۰ طبرق قرار دارد. دارای مختصات

منطقه مورد مطالعه بخشی از سنگ‌های آتشفشانی جنوب کرکس است. این منطقه از نظر

Eu و Ce رفتار ژئوشیمیایی متفاوتی نسبت به سایر REE ها دارند. Eu بیشتر در شرایط احیایی به صورت Eu^{2+} و Ce در شرایط اکسیدان به صورت Ce^{3+} است (Henderson, 1989).

در این مقاله به کمک نتایج کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، رفتار عناصر خاکی کمیاب در پهنه‌های دگرسان این منطقه بررسی می‌شود و سپس شرایط فیزیکی‌وشیمیایی هر کدام از مناطق دگرسان بررسی خواهد شد.

روش انجام پژوهش

در ابتدا به دنبال پی‌جویی‌های صحرایی، نمونه‌برداری از ایستگاه‌های مناسب انجام شد. سپس به کمک نرم‌افزار Er-mapper، نقشه زمین‌شناسی منطقه به مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ تهیه شد. از تعداد کل ۱۵۰ نمونه برداشت شده، تعداد ۵۰ عدد مقطع نازک تهیه شد. به منظور شناسایی دقیق فازهای موجود در سنگ‌های دگرسان شده و تفکیک پهنه‌های دگرسانی آنالیز XRD بر روی ۳۳ نمونه انجام شد. این آزمایشات در مرکز تحقیقاتی علوم صنعتی و تکنولوژی‌های پیشرفته سازمان زمین‌شناسی ژاپن انجام شد. آزمایشات ICP-MS به منظور آنالیز عنصری بر تعدادی از نمونه‌های دگرسان از طریق ارسال توسط شرکت زرآزما به استرالیا (شرکت AMDL) انجام شد.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد نظر از لحاظ تقسیمات ساختمانی - رسوبی ایران بر طبق نظر زاهدی (۱۳۷۰)، در محدوده ایران مرکزی و بر روی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد (شکل ۱).

در امتداد این منطقه گسله که از شاخه‌های فرعی گسل قم - زفره است، سنگ‌های تراورتن به‌ویژه با روند شمال‌غربی به‌صورت گسترده رخمون دارند که نشانگر وجود زون تکتونیکی فعال با چشمه‌های آهک‌ساز است.

جغرافیایی به طول $۵۱^{\circ}۴۶'۰۰''$ شرقی و عرض جغرافیایی $۳۳^{\circ}۲۳'۰۰''$ شمالی است. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب اسیدی تا حدواسط، سنگ میزبان اصلی را تشکیل می‌دهند، که پس از ائوسن، تحت تأثیر فازهای تأخیری دگرسان شده‌اند. اولین گزارش از معرفی دگرسانی‌های گرمابی موجود در منطقه کرکس توسط کریمیان آذری (۱۳۷۸) انجام شد. همچنین آقاخانی (۱۳۸۳) پتروگرافی، پتروژئولوژی و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه جنوب کرکس (کرکس) را بررسی نموده‌است. تقی‌پور (۱۳۸۶) با استفاده از مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار ^{34}S و ^{18}O منشأ دگرسانی‌های گرمابی این منطقه را اختلاط سیالات جوی و ماگمایی معرفی کرده‌است.

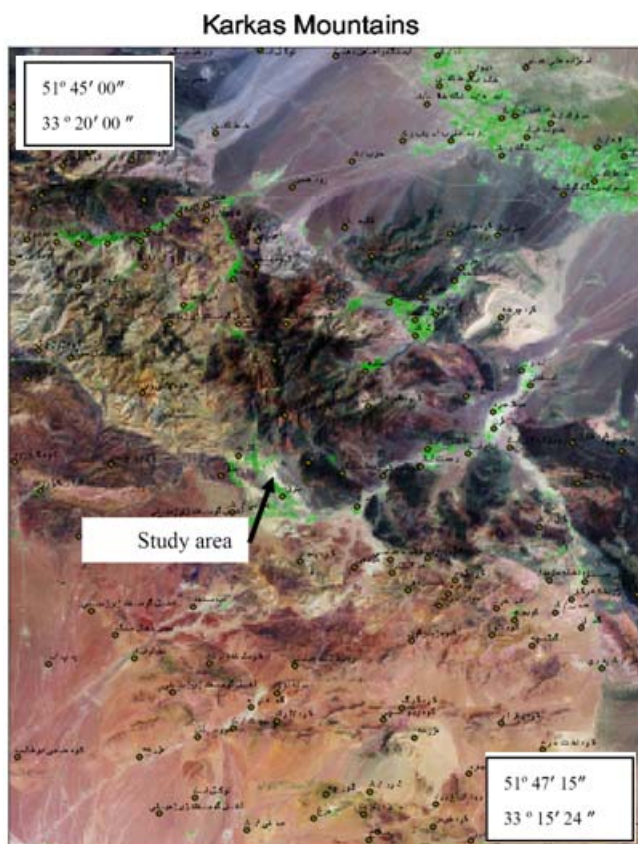
بیشتر مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده بر عناصر نادر خاکی در گذشته نشان داده که این عناصر در محیط دگرسانی متحرک نیستند و قابلیت جابه‌جایی بسیار کمی دارند (Henderson, 1989). ولی مطالعات اخیر بر روی این گروه عناصر نشان داده که عناصر HREE و LREE در پهنه‌های مختلف دگرسانی رفتاری متفاوت دارند و تحت تأثیر سیالات دگرسانی، افزایش درجه حرارت و افزایش اسیدیته‌اشیویی می‌شوند. پایداری عناصر نادر خاکی تابع ترکیب سیال، تغییر شرایط فشار و دماست. حضور یا عدم حضور کانی‌های دارای عناصر نادر خاکی توسط pH، فوگاسیته‌اکسیژن و غلظت‌های SO_4^{2-} ، PO_4^{2-} و F^- کنترل می‌شود (Henderson, 1989). تفکیک LREE ها از HREE ها توسط سیالات کربناته کنترل می‌شود (Torres-Alvarado *et al.*, 2007). جدایش این دو گروه از عناصر نادر خاکی تابع کانی‌شناسی سنگ‌های نادگرسان است. همچنین تفاوت در ظرفیت کاتیونی REE سبب جدایش آن‌ها در محیط‌های مختلف می‌شود (Parsapoor *et al.*, 2009). برای مثال REE معمولاً ظرفیت سه بار مثبت دارند و با افزایش عدد اتمی شعاع یونی آن‌ها کاهش می‌یابد. ولی

پردازش داده‌های ماهواره‌ای محدوده دگرسانی را به صورت بخش‌های روشن‌تری در مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی کرکس مشخص نموده است (شکل ۲). بر اساس مشاهدات صحرایی رخساره‌های دگرسانی پروپلیتیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی در منطقه کرکس دیده می‌شود.

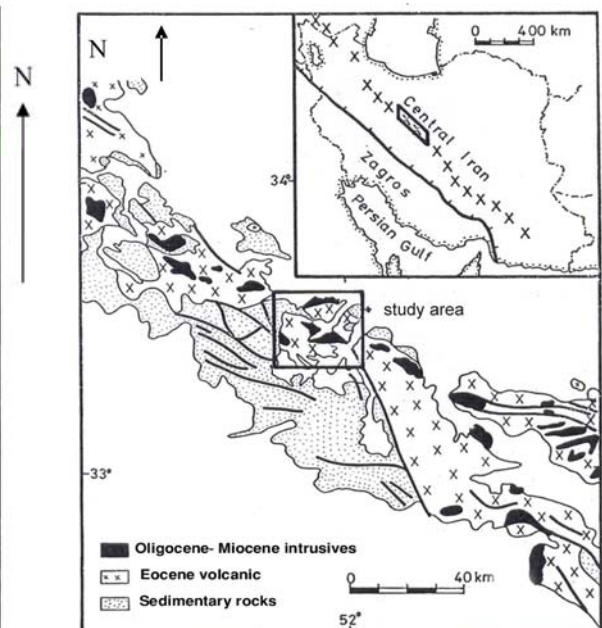
گسترده‌ترین بخش سنگ‌های آتشفشانی منطقه را آندزیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌های ائوسن تشکیل می‌دهد که در اثر فرآیندهای دگرسانی به طور کلی ماهیت خود را از دست داده‌اند و به پارائزنی شامل کانی‌های سولفات (ژاروسیت، ژپس، باریت و غیره)، کانی‌های رسی (کائولینیت، ایلیت و غیره)، هیدرواکسیدها و اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) و همچنین سنگ‌های سیلیسی تبدیل شده‌اند.

به غیر از بخش‌های آهکی کانی‌سازی شده واقع در شرق محدوده مورد نظر و تراورتن‌هایی که به صورت تخت‌های هموار بر روی تپه ماهوری‌ها قرار گرفته‌اند، رخنمون‌هایی نیز به صورت محلی از توده‌های آذرین عمدتاً به رنگ خاکستری تیره و دگرسانی‌های وابسته به آن‌ها نیز با طیفی از رنگ‌های روشن (معمولاً سفید و زرد متمایل به قهوه‌ای) در محدوده مشاهده می‌شود.

در سر تا سر منطقه بخش‌های کوچکی از سنگ‌های اغلب آتشفشانی شامل تراکی‌آندزیت، بازالت و داسیت رخنمون دارند، البته در قسمت‌هایی آثار آذرآواری آن‌ها شامل توف، برش و غیره هم دیده می‌شود (شکل ۱). بخش گسترده‌ای از این سنگ‌ها دچار دگرسانی شده‌اند، به طوری که در اغلب موارد بافت، ساخت و ترکیب سنگ اولیه دستخوش تغییرات اساسی شده است.



شکل ۲- تصویر پردازش شده اطلاعات ماهواره‌ای (RGB: 741) منطقه کرکس با استفاده از داده‌های TM، لندست ۷



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه (کرکس) در کمربند ماگماتیسم سنوزوئیک ایران مرکزی (Pourhosseni, 1981)

روابط صحرایی دگرسانی‌های گرمابی

به‌طور کلی حوضه دگرسانی کرکس در یک گودال تقریباً مدور قرار دارد. در این حوضه، دگرسانی غالب منطقه که با رنگ کرمی تا سفید (در برش‌های جاده) یا کرمی-قهوه‌ای کم‌رنگ مشخص می‌شود، از نوع آرژیلیک است. دگرسانی‌های آرژیلیک پیشرفته با نقاط برجسته و رگه‌مانند دیده می‌شوند (شکل ۳-الف). بخش اعظم دگرسانی‌ها در بخش شرقی توسط ضخامت بزرگی از آبرفت‌های جوان پوشیده شده است. رخنمون واضح سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری به‌طور نامنظم در برخی نواحی دیده می‌شود. در نواحی داخلی حوضه سنگ‌های آذرآواری با طبیعت میکروکنگلومرا-برش آتشفشانی با لایه‌بندی نه چندان واضح دیده می‌شوند.

همجواری پهنه آرژیلیک با پروپلیتیک در بیشتر موارد واضح است. پیمایش‌های صحرایی در حوضه دگرسانی، پهنه‌های پروپلیتیک را به‌صورت جزایری درون زون آرژیلیک نشان می‌دهد. می‌توان گفت این رخنمون ظاهر لکه‌ای به پهنه دگرسانی آرژیلیک داده است. پهنه آرژیلیک با آلودگی‌های اکسیدهای آهن فراوان شاخص است. در یک رخنمون جالب، زون آرژیلیک با رگچه‌های متقاطع فراوان از اکسیدهای آهن همراه شده است که به نظر می‌رسد این رگچه‌ها بازمانده کانی‌های سولفوری نخستین (پیریت؟) باشند که فرآیند اکسیداسیون کامل را پشت سر گذارده‌اند. در مجاورت همین حوضه سنگ‌های غنی از پیریت نیز مشاهده می‌شود.

رگه‌های آلونیتی ظاهر صخره مانند تا برجسته نشان می‌دهند که در برخی موارد این رگه‌ها بدون لایه‌بندی واضح (شکل ۳-ب) دیده می‌شوند که احتمالاً نشانگر سنگ مادر آتشفشانی توده‌ای شکل قبل از دگرسانی است. مشاهده نزدیک نیز بازمانده کوارتز (فنوکریست‌های بافت پورفیری اولیه) را به‌طور پراکنده نشان می‌دهد. در بیشتر موارد

رگه‌های آلونیتی لایه‌بندی نه چندان واضح دیده می‌شود که نشان‌دهنده ماهیت آذرآواری سنگ اولیه است.

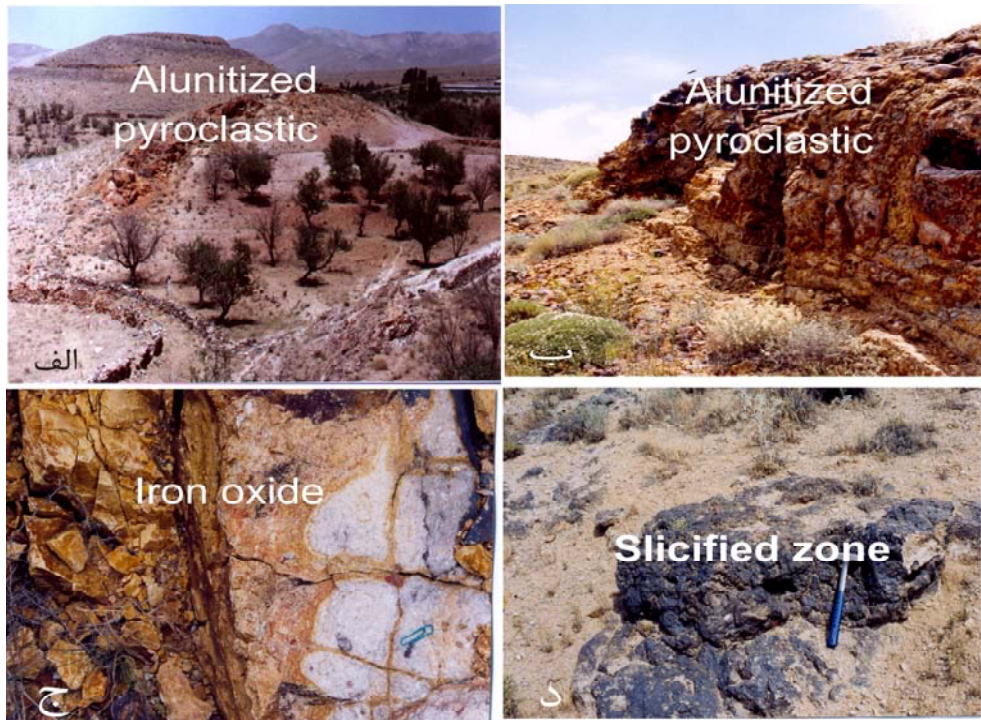
همجواری پهنه آلونیتی با پهنه آرژیلیکی بسیار واضح است و هیچ مرز تدریجی در آن دیده نمی‌شود. یکی از رخداد‌های پهنه آلونیتی ظاهر برشی آن است، قطعات برش همگی از آلونیت‌های تقریباً خالص هستند. درون پهنه‌های آلونیتی در برخی موارد لایه‌بندی از آلونیت‌های خالص دیده می‌شود که منشأ رسوبی کاذب آن را تداعی می‌کند. آغشتگی به اکسیدهای آهن و رخنمون حلقه‌های رنگین (لیزگانگ) در بخش‌های آلونیتی شده نیز عادی است (شکل ۳-ج).

پهنه سیلیسی با ظاهر صخره‌ای و گاهی پراکنده رخنمون کمیابی در این منطقه دارد (شکل ۳-د) این پهنه از اطراف توسط پهنه آرژیلیک و آلونیتی احاطه شده و آغشتگی سطحی آن به اکسیدهای آهن-منگنز (۴) و ظاهر سیاه‌رنگ و خشن آن با ساخت برشی شده شاخص است.

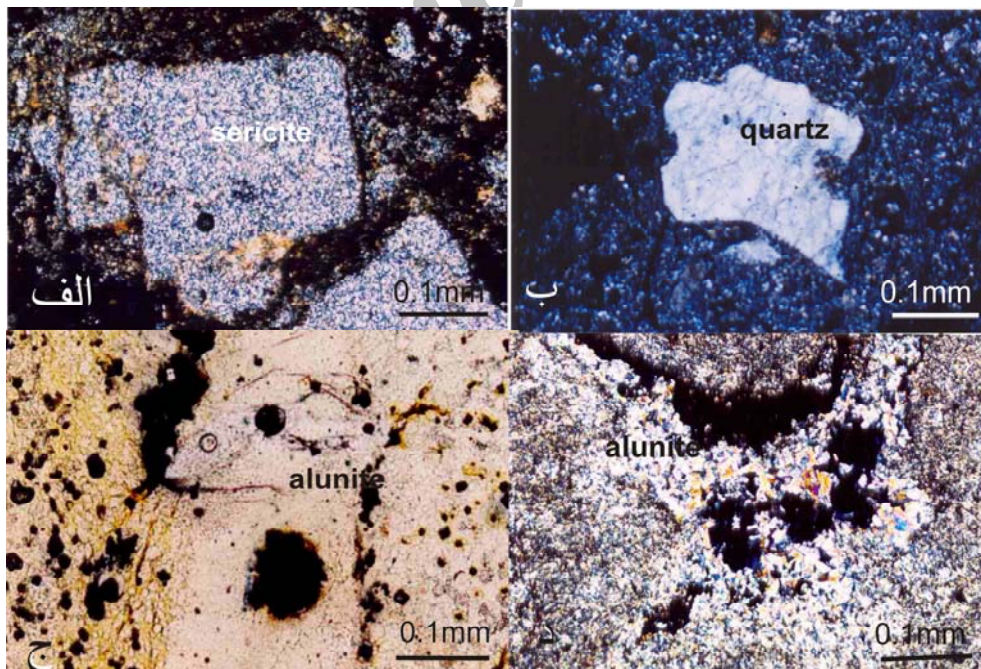
پتروگرافی دگرسانی‌های گرمابی

بر اساس مطالعات پتروگرافی، پهنه‌های پروپلیتیک، آرژیلیک، سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته از جمله زون‌های دگرسانی در این منطقه است.

در زون آرژیلیک فلدسپات‌های آلکالن عمدتاً به کانی‌های رسی تجزیه شده و در برخی قسمت‌ها سریسیتی شده‌اند (شکل ۴-الف). به همراه کائولینیتی شدن و سریسیتی شدن، گاهی زئولیتی شدن شیشه و پلاژیوکلازهای اولیه نیز دیده می‌شود. سیلیسی شدن از دیگر پدیده‌های رایج در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه است به‌صورتی که در اطراف درشت‌بلورهای کوارتز اولیه، مخفی‌بلورهایی از کوارتز ثانوی و آلونیت‌های دانه‌ریز دیده می‌شود (شکل ۴-ب).



شکل ۳- الف) رخنمون دایک‌مانند زون آرژیلیک پیشرفته در میان سایر بخش‌های دگرسانی، (ب) ظاهر صخره‌ای رگه آلونیتی درون زون آرژیلیک، (ج) حلقه‌های رنگی و اکسیدهای آهن به شکل آغشتگی در آتشفشانی آلونیتی شده، (د) نمای نزدیک زون سیلیسی با جلای ورنی و ظاهر خشن تا برشی.



شکل ۴- الف) آندزیت دگرسان که بافت اولیه پورفیری در آن دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که سریسیتی شدن پلاژیوکلاز در این سنگ غالب باشد (XPL)، (ب) درشت‌بلورهای کوارتز با حاشیه خرده شده داخل زمینه آلونیتی شده، نشان‌دهنده انتشاری بودن آلونیت است (XPL)، (ج) آلونیتی شدن نواری همراه با دانه‌های اکسید شده پیریت تمام زمینه شیشه‌ای را فرا گرفته است (PPL)، (د) پر شدگی حفره از آلونیت همراه با اکسیدهای آهن به سمت داخل حفره بلورها شکل‌دارتر می‌شوند (XPL).

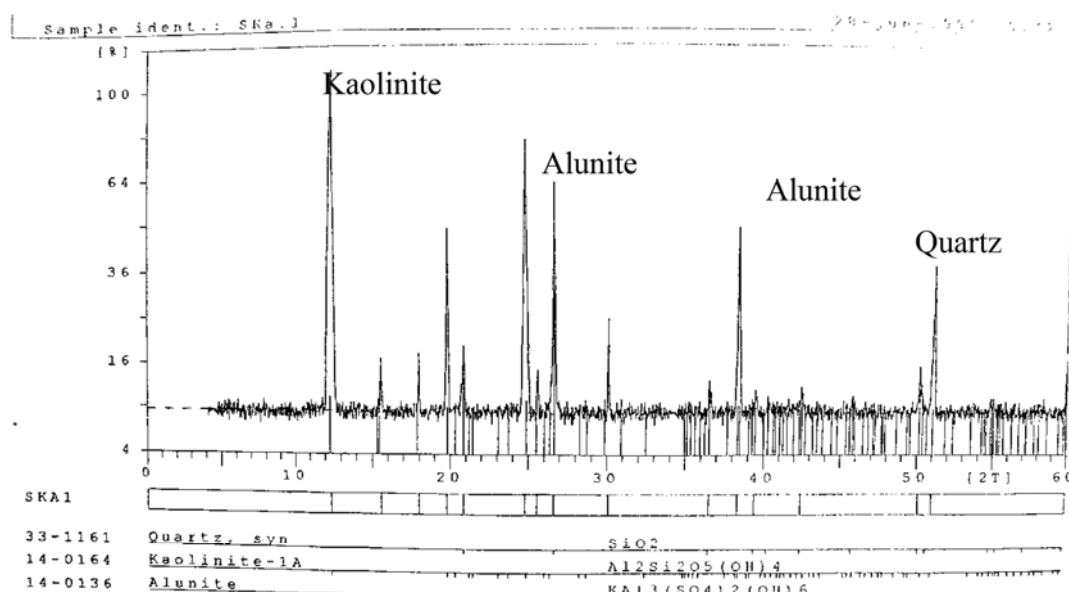
منطقه فراگیر بوده و نظم خاصی را دنبال نمی‌کند. فلدسپات آلکالن، گاهی توسط آلونیت و سایر کانی‌های ثانویه اسید-سولفات آبدار، کانی‌های گروه APS (Aluminium Phosphate Sulfate) به صورت انتشاری (شکل ۴-ج)، گاهی سوزنی و نواری جایگزین شده است. همچنین به صورت پرکننده حفرات (شکل ۴-د) نیز دیده شده است.

جهت بررسی دقیق کانی‌شناسی پهنه‌های دگرسان از روش XRD استفاده شد که برخی از نتایج آن در جدول ۱ آمده است. همچنین یک نمونه XRD از سنگ‌های دگرسان شده زون آرژلیک پیشرفته در شکل ۵ نشان داده شده است.

بررسی مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد که آلونیت‌ها با بافت دانه‌ای از بلورهای بی‌شکل بسیار دانه‌ریز با برجستگی ضعیف و رنگ‌های تداخلی سری اول (خاکستری تا زرد) دیده می‌شوند. آلونیتی شدن به شکل جانیشینی در زمینه دانه‌ریز آتشفشانی‌ها به‌وفور دیده می‌شود، به طوری که تنها درشت‌بلورهای کوارتز از جانیشینی مصون مانده‌اند و به صورت بازمانده دیده می‌شوند. آلونیت‌های دانه‌ریز در بسیاری موارد به شکل جانیشینی کامل درشت‌بلورهای فلدسپات و آمفیبول (کمتر) نیز دیده شده‌اند. آلونیتی شدن گسترده‌ترین پدیده دگرسانی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه کرکس است. همان‌طور که مشاهدات صحرایی نیز نشان می‌دهد، این پدیده در

جدول ۱- خلاصه‌ای از نتایج XRD کانی‌های حاصل از دگرسانی در منطقه جنوب کرکس

Sample	Area	Index mineral	Associated minerals
K-1	East Keshe	Kaolinite	Quartz+ Anatase+ Illite
K-2	East Keshe	Jarosite	Quartz+ Clay minerals
K-3	North East Keshe	Kaolinite	Quartz
K-4	North East Keshe	Kaolinite	Quartz +Hematite +Calcite
K-5	North of Keshe	Alunite	Rutile + Quartz + Kaolinite
K-6	North of Keshe	Alunite	Quartz + Kaolinite
K-7	Keshe	Kaolinite	Quartz + Alunite
K-8	Keshe	Kaolinite	Quartz + Alunite + Hematite
K-9	Keshe	Kaolinite	Quartz + Alunite

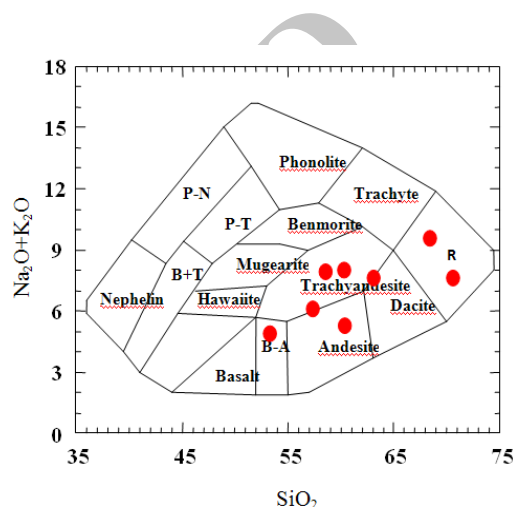


شکل ۵- نمودار مربوط به آنالیز XRD نمونه سنگ آتشفشانی دگرسان شده منطقه کرکس

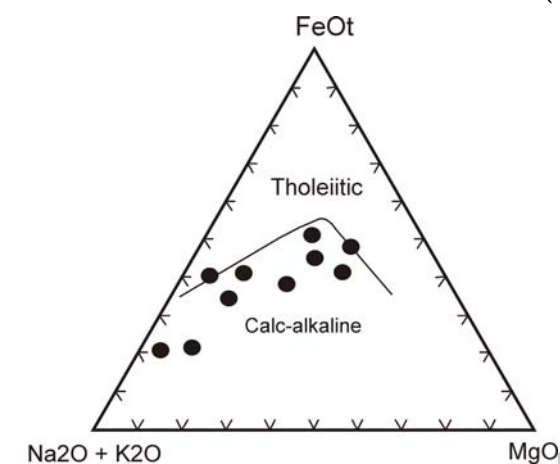
زمین شیمی سنگ‌های آتشفشانی

استفاده از نتایج آزمایش‌های ژئوشیمیایی انجام شده بر روی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کرکس (تقی پور، ۱۳۸۶) و نمایش آن‌ها در نمودار TAS (Middlemost, 1985)، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها ترکیب بازالت آندزیتی، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت دارند (شکل ۶-الف). با توجه به نمودار مثلثی (Irvin AFM)

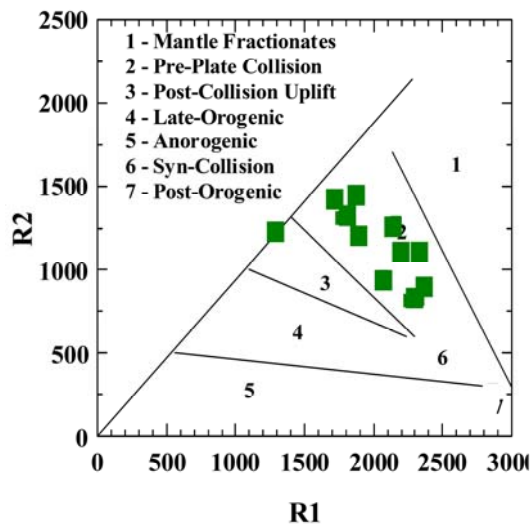
(الف)



(ب)



(ج)



شکل ۶-الف) نمودار تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی بر اساس مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Middlemost, 1985)، (ب) نمودار مثلثی AFM (Irvin and Baragar, 1971) برای تعیین نوع ماگما، نمونه‌های کرکس در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند، (ج) نمودار R1 در مقابل R2 برای مشخص کردن محیط تکتونیکی (De La Roche et al., 1980)

تشکیل می‌شود (Meyer and Hemley, 1967). فراوانی کانی‌های سولفات-آلومینیوم‌دار (آلونیت، ناتروآلونیت) نشان‌دهنده وجود کانی‌های غنی از Al در سنگ میزبان

کانی‌شناسی زون دگرسانی اسید-سولفات

به‌طور کلی کانی‌های سولفات آبدار در زون اکسیدان معادن سولفیدی و در نواحی با فعالیت آتشفشانی زیاد

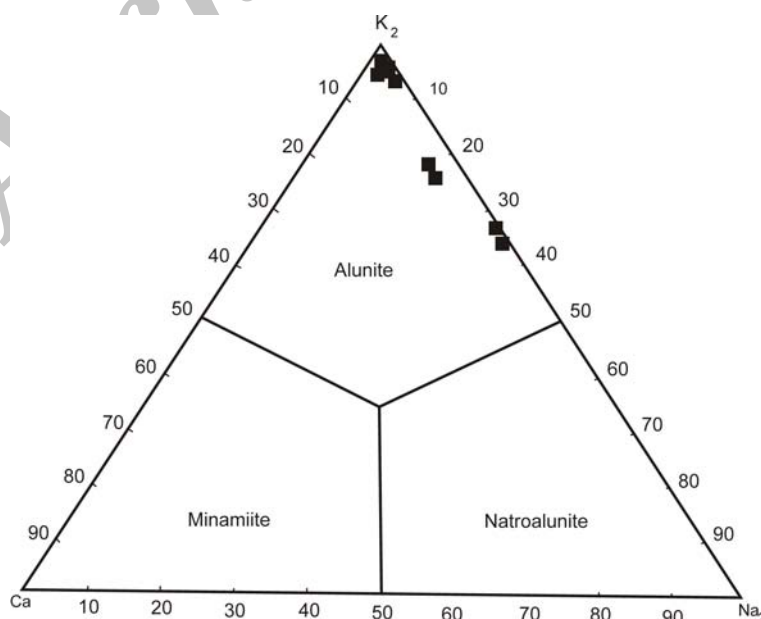
در منطقه کرکس، آلونیت، ناتروآلونیت و کائولینیت است. ترکیب شیمیایی این کانی‌ها توسط روش EDS تعیین شده است (جدول ۲).

Celik (۱۹۹۹) برای تقسیم‌بندی خانواده گروه آلونیت به سه دسته آلونیت، ناتروآلونیت و می‌نامیت از سه کاتیون Ca، Na و K استفاده نموده است. نمونه‌های آلونیتی منطقه مورد مطالعه در موقعیت آلونیت متمایل به قطب ناتروآلونیت قرار می‌گیرند (شکل ۷). در ساختمان بلورین ناتروآلونیت، سدیم جایگزین پتاسیم شده است. این کانی نسبت به آلونیت در دمای بیشتری شکل می‌گیرد.

هستند (Kelepertsis, 1988). آلونیت شاخص دگرسانی رسی پیشرفته است که تحت شرایط بسیار اسیدی و اکتیویته بالای سولفات، تشکیل می‌شود (Creasy, 1966; Dill *et al.*, 1997). در سنگ‌های آتشفشانی که حالت احیا دارند، وجود آلونیت بیانگر فعالیت بالای H_2S است. سیالات زاینده آلونیت باعث ایجاد کانه‌زایی بالای سولفور در عمق می‌گردند. از نظر شیمیایی، دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در شرایط اسیدیته نسبتاً بالا (نسبت پایین اکتیویته H^+ / کاتیون) و حجم زیادی از آب در محیط تشکیل می‌شود (Hemley *et al.*, 1969; Dill, 2005). کانی‌های اساسی سازنده زون آرژیلیک پیشرفته

جدول ۲- برخی از نتایج EDS نمونه‌های آلونیت، ناتروآلونیت و کائولینیت از منطقه کرکس

Sample	Mineral	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	P ₂ O ₅	P ₂ O ₃	MgO	CaO	Total
11.3	Quartz-Alunite	10.5	85	1.8	3.00	-	-	-	-	-	-	100.3
11.4	Alunite	43.4	-	49.5	7.3	-	-	-	-	-	-	100.2
11.5	Na- Alunite	42.44	-	46.6	6.95	-	4.19	-	-	-	-	100.18
11.6	Kaolinite	44.65	55.30	-	-	-	-	-	-	-	-	95.95
11.7	Alunite	40.5	-	59.73	7.53	-	2.38	-	-	-	-	100.14
27.1	Alunite	38.80	1.03	42.29	10.36	0.82	1.34	1.97	1.26	0.92	1.19	99.98
24.1	Kaolinite	41.81	52.73	1.58	-	-	0.88	-	-	0.86	2.08	99.94
24.2	Kaolinite	42.36	56.96	-	-	-	-	-	-	0.69	-	100.01
42.3	Kaolinite	41.53	54.40	-	-	-	0.81	-	-	1.37	0.84	99.95



شکل ۷- نمودار تقسیم‌بندی خانواده گروه آلونیت (Click, 1999)، نمونه‌های کرکس در محدوده آلونیت- ناتروآلونیت قرار می‌گیرند.

بررسی رفتار عناصر نادر خاکی در پهنه‌های دگرسانی

عناصر نادر خاکی در محیطی با pH پایین، نسبت بالای آب/سنگ و فراوانی یون‌های CO_3^{2-} ، PO_4^{3-} ، SO_4^{2-} و F^- در سیال‌های گرمایی متحرک می‌شوند (Wood, 1990; Haas *et al.*, 1995).

با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و نادر خاکی (جدول ۳) رفتار این عناصر در پهنه‌های مختلف دگرسانی منطقه کرکس در مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی غیر دگرسان بررسی و شرایط فیزیکوشیمیایی هر یک از پهنه‌های دگرسانی تعیین می‌شود.

در گذشته رفتار عناصر نادر خاکی، اغلب به صورت غیر متحرک در نظر گرفته می‌شد و نظر بر این بود که این عناصر تحت تأثیر مراحل دگرسانی قرار نمی‌گیرند (Michard and Albarede, 1986; Lewis *et al.*, 1998). در حالی که بیشتر مطالعات جدید بر روی سنگ‌های دگرسانی در محیط‌های اپی‌ترمال و کانسارهای مس پورفیری نشان داده که در شرایط خاصی عناصر نادر خاکی توسط دگرسانی سیالات گرمایی متحرک می‌شوند (Arribass, 1995; Bissig *et al.*, 2002).

جدول ۳- نتایج آزمایش‌های ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی در زون‌های دگرسان شده منطقه کرکس به روش ICP-MS

Sample	Zone	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
S-1	silicic	16.00	25.00	5.58	8.90	1.66	0.09	0.87	0.75	1.90	0.47	0.91	0.07	0.63	0.04
S-2	silicic	3.00	20.50	3.20	6.61	1.20	0.05	0.73	0.15	0.75	0.20	0.52	0.09	0.57	0.10
S-3	silicic	10.01	19.10	2.20	7.70	1.70	0.07	0.87	0.25	1.40	0.31	0.82	0.18	0.97	0.12
S-4	silicic	6.25	10.43	1.50	3.30	0.63	0.08	0.50	0.08	0.43	0.12	0.50	0.06	0.58	0.06
Ad-1	Advance argillic	40.00	78.00	9.80	36.00	5.20	0.80	1.70	0.32	1.20	0.25	0.68	0.09	0.53	0.06
Ad-2	Advance argillic	102.00	14.02	48.00	6.80	0.63	4.80	0.73	3.40	0.73	2.20	0.39	-	2.50	0.35
Ad-3	Advance argillic	60.00	101.00	9.20	23.10	4.20	0.89	2.01	0.76	2.21	0.37	0.89	0.15	0.76	0.11
Ad-4	Advance argillic	53.00	70.00	8.70	25.60	3.21	0.45	0.92	0.18	0.66	0.13	0.67	0.08	0.32	0.08
Ag-1	argillic	120.00	190.00	20.32	71.00	14.50	1.91	9.30	1.33	9.62	1.69	4.70	0.73	5.90	1.21
Ag-2	argillic	90.00	180.00	19.00	67.00	12.00	1.85	8.70	1.40	8.80	1.40	3.70	0.67	5.10	1.10
Ag-3	argillic	109.00	172.00	20.20	67.00	13.02	2.05	9.01	1.50	9.20	1.71	3.20	0.35	4.90	0.67
F-1	Volcanic rock	67.00	130.00	-	-	9.01	1.90	-	1.01	-	-	-	-	3.40	-
F-2	Volcanic rock	65.00	120.00	-	-	7.80	1.70	-	0.91	-	-	-	-	2.55	-
F-3	Volcanic rock	73.00	140.00	-	-	9.30	2.01	-	1.01	-	-	-	-	3.01	-

سنگ‌های غیر دگرسان این منطقه (نمونه‌های F1 تا F3)، کاهش تمامی عناصر نادر خاکی را در زون سیلیسی نشان می‌دهد (شکل ۸) که بیانگر تشکیل این پهنه در شرایطی با دما و pH پایین و فعالیت کمپلکس سولفات است.

پهنه آرژیلیک پیشرفته

پهنه آرژیلیک پیشرفته در قسمت حاشیه دگرسانی سیلیسی دیده می‌شود. وجود آلونیت، شاخص این پهنه است که فعالیت بالای یون سولفات را در سیالات گرمایی نشان می‌دهد (Knight, 1977).

پهنه دگرسانی سیلیسی

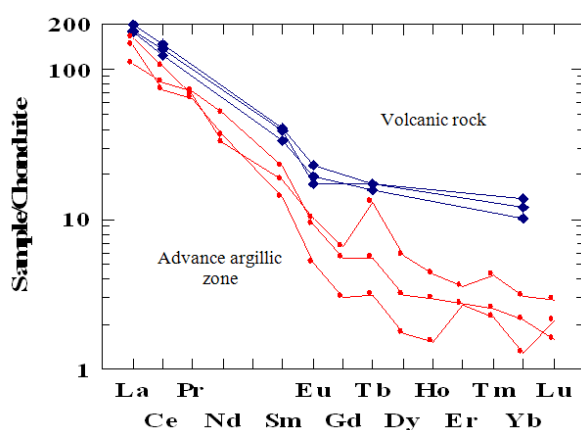
بر اساس مطالعات انجام شده توسط Wood (۱۹۹۰)، شرایط حاکم بر زون سیلیسی، دمای پایین ($<300^\circ\text{C}$)، pH پایین، اکسیداسیون بالا و فراوانی سولفور است. عامل مهم کمپلکس در این زون یون سولفات است. در این زون کاهش شدید عناصر نادر خاکی دیده می‌شود که وابسته به اسیدیته سیالات و تجزیه کانی‌های اولیه در شرایط pH خیلی پایین ($\text{pH} < 2$) است (Fulignati, 1999).

مقایسه میزان عناصر نادر خاکی بخش‌های سیلیسی شده (نمونه‌های S1 تا S4) منطقه کرکس با

پهنه دگرسانی آرژیلیک

در این پهنه، اسیدپته محیط نسبت به پهنه سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته کمتر و غلظت پایین تری از یونهای F^- ، Cl^- و SO_4^{2-} وجود دارد. افزایش جزئی عناصر نادر خاکی در این پهنه نسبت به سنگهای سالم نشان دهنده افزایش pH محیط و وارد شدن این عناصر به کانیهای رسی خانواده کائولین (هالوزیت، اسمکتیت) و کانی گوئتیت است.

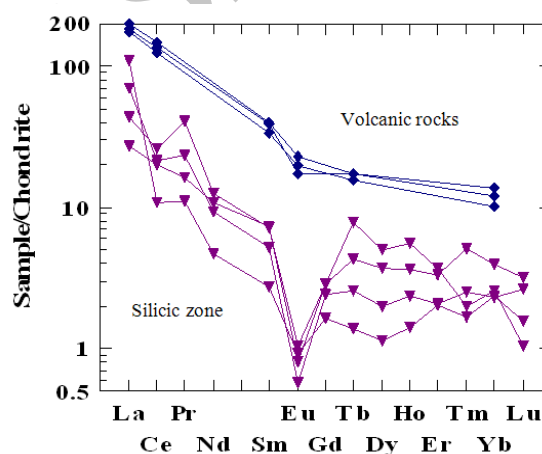
مقایسه عناصر نادر خاکی در سنگهای دگرسان پهنه آرژیلیک (Ag-1 تا Ag-3) در مقایسه با مقدار این عناصر در سنگ اولیه، عدم تحرک عناصر را نشان می دهد (شکل ۱۰).



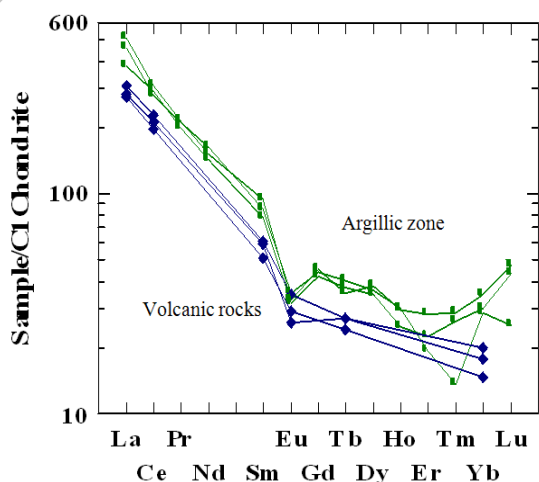
شکل ۹- مقایسه الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در سنگهای آتشفشانی منطقه کرکس و نمونههای پهنه آرژیلیک پیشرفته

همان طور که در شکل ۹ دیده می شود، غنی شدگی از LREE ها و تهی شدگی شدیدی از HREE ها در این پهنه دگرسانی نسبت به سنگهای آتشفشانی منطقه کرکس وجود دارد (نمونههای Ad-1 تا Ad-4).

LREE ها در زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته وارد شبکه ساختاری آلونیت به فرمول ساختاری $AB_3(XO_4)(OH)_6$ می شود. در ساختار این کانی LREE ها جایگزین پتاسیم در موقعیت A می شوند، به همین علت فازهای حاوی La و Ce از خانواده آلونیت (مثل فلورنسیت) در سیستمهای اپی ترمال HS دیده می شوند (Arribass, 1995).



شکل ۸- مقایسه الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در سنگهای آتشفشانی منطقه کرکس و نمونههای پهنه سیلیسی



شکل ۱۰- مقایسه الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در سنگهای آتشفشانی منطقه کرکس و نمونههای دگرسان زون آرژیلیک این منطقه

سنگ‌ها را آندزیت- تراکی آندزیت تشکیل می‌دهد. بر اساس نتایج ژئوشیمیایی، ترکیب شیمیایی ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی در منطقه کالک‌آلکان است. جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌ها در موقعیت زمین‌شناختی قبل از برخورد صفحات است. دگرسانی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در بخش‌هایی به وضوح دیده شده است. گسترش زون‌های دگرسانی در کرکس متفاوت است به‌صورتی که زون پروپلیتیک و آرژیلیک توسعه بیش‌تری دارند، زون آرژیلیک پیشرفته به‌صورت دایک‌مانند رخنمون یافته و زون سیلیسی به‌صورت بخش‌های پراکنده در درون زون آرژیلیک قرار دارد. در این منطقه آلونیت کانی شاخص دگرسانی اسید- سولفات است.

نام‌گذاری کانی‌های گروه آلونیت توسط نمودار کاتیونی Na، K و Ca انجام می‌شود. بر مبنای این نمودار کانی‌های آلومینوسیلیکاته آبدار منطقه مورد بررسی در محدوده محلول جامد آلونیت- ناتروآلونیت قرار می‌گیرد.

بررسی رفتار عناصر نادر خاکی در زون‌های دگرسانی منطقه کرکس نسبت به سنگ آتشفشانی اولیه تهی‌شدگی تمامی عناصر در زون سیلیسی را نشان می‌دهند. که به دلیل آبشویی بالای کاتیون‌ها در این زون و نسبت بالای آب/سنگ است که pH محیط نیز اسیدی بوده است. در زون آرژیلیک پیشرفته، عناصر نادر خاکی سبک به‌علت وارد شدن در ساختار کانی آلونیت به جای K^+ افزایش و عناصر نادر خاکی سنگین کاهش یافته‌اند. در زون آرژیلیک عناصر نادر خاکی افزایش پیدا کرده‌اند که به‌علت ورود این عناصر در ساختمان کانی‌های رسی از قبیل کائولینیت است.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از راهنمایی‌های ارزنده دکتر ایرج نوربهبشت، دکتر محمود خلیلی و دکتر فرحناز دلیران در

با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی در منطقه جنوب کرکس به نظر می‌رسد، آبشویی عناصر نادر خاکی در شرایط اسیدی و یا بسیار اسیدی روی داده است. بیش‌ترین تهی‌شدگی عناصر نادر خاکی در پهنه دگرسانی سیلیسی است که در این زون، تمامی عناصر نادر خاکی تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در پهنه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، عناصر نادر خاکی سبک غنی‌شدگی و عناصر نادر خاکی سنگین تهی‌شدگی شدید نشان می‌دهند. فقیر شدگی سنگ‌های دگرسان نسبت به سنگ میزبان در رخساره‌های سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته در ارتباط با pH پایین و فراوانی یون سولفات در سیال است. تحرک پایین عناصر نادر خاکی در پهنه‌های آرژیلیک و پروپلیتیک بستگی به بالا بودن pH و نسبت پایین آب/سنگ (w/t) دارد.

تفریق عناصر نادر خاکی سنگین در مقایسه با عناصر نادر خاکی سبک در پهنه آرژیلیک پیشرفته به حضور یا عدم حضور کانی‌های حاصل از دگرسانی میزبان عناصر نادر خاکی سبک بستگی دارد. در منطقه جنوب کرکس نیز وجود کانی آلونیت سبب غنی شدن پهنه آرژیلیک پیشرفته از عناصر نادر خاکی سبک می‌شود.

غنی‌شدگی جزئی عناصر نادر خاکی در پهنه آرژیلیک بستگی به غلظت این عناصر در سیال دارد که توسط تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی همچون افزایش pH، درجه حرارت و فراوانی کمپلکس‌های سولفات و کلرید فراهم می‌شود. عناصر نادر خاکی رها شده از سیالات گرمایی در این محیط در ساختار سیلیکات‌های ورقه‌ای مانند کائولینیت متمرکز می‌شوند.

نتیجه‌گیری

دگرسانی یکی از پدیده‌های فراگیر در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه کرکس است، سنگ‌های آتشفشانی میزبان در این منطقه ترکیب گسترده‌ای از بازالت تا داسیت دارند که بیش‌ترین حجم ترکیبی این

به انجام رسانیدن این تحقیق تشکر می‌کنند. همچنین از حمایت‌های مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه اصفهان و کمیته تحقیقات دانشگاه شیراز نیز قدردانی می‌شود.

منابع

- آقاخانی، م. (۱۳۸۳) بررسی‌های پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی آلتراسیون‌های هیدروترومال منطقه جنوب کرکس (کشه). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران.
- تقی‌پور، ب. (۱۳۸۶) کانی‌شناسی و ژئوشیمی دگرسانی‌های گرمابی در کمان ماگماتیسم سنوزوئیک ایران مرکزی (استان اصفهان) و البرز غربی، زون طارم سفلی (استان قزوین). رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- کریمیان آذری، م. (۱۳۷۸) پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین و آلتراسیون‌های هیدروترومال وابسته منطقه کشه (کوهستان کرکس). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- زاهدی، م. (۱۳۷۰) شرح نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کاشان. سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- Arribas, A. Jr. (1995) Characteristics of high sulfidation epithermal deposits and their relation to magmatic fluids. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series* 23: 419-454.
- Bissig, T., Clark, A. H., Lee, J. K. W. and Hodgson, C. J. B. (2002) Miocene landscape evolution and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio- Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile and Argentina. *Economic Geology* 79: 971-996.
- Celik, M. (1999) Minamiltite and alunite occurrences formed from volcanic Emanations. *Geological Bulletin of Turkey* (42)2: 89-97.
- Creasy, S. C. (1966) Hydrothermal alteration. In: Titely, S. R. and Hick, C. L. (Eds.): *Geology of the porphyry copper deposits*. University of Arizona Press, Tucson.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grand claude, P. and Marchel, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements, it's relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Dill, H. G. (2005) A comparative study of APS minerals of the pacific rim fold belts with special reference to south American argillaceous deposits. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 301-320.
- Dill, H. G., Boss, H. R., Henning, K-H., Fricke, A. and Ahrend, H. (1997) Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt-The Central Andes of northwestern Peru. *Mineralium Deposita* 32: 149-163.
- Fulginiti, P., Gincada, A. and Sbrana, A. (1999) Rare earth element (REE) behavior in the alteration facies of the active hydrothermal system of volcano (Aeolian magmatic islands, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88: 325-342.
- Haas, J. R., Shock, E. L. and Sassani, D. C. (1995) 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: 4329-4350.
- Hemley, J. J., Hostetle, P. B., Gude, A. J. and Mountoyoy, W. T. (1969) Some stability relations of alunite. *Economic Geology* 64: 599-612.
- Henderson, P. (1989) *Developments in geochemistry, rare earth elements geochemistry*. Elsevier Science Publishers, New York.

- Irvine, T. N. and Baragar, W. K. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-548.
- Kelepertsis, A. E. (1988) Formation of sutates at the Thaphes area of milos Island: Possible precursors of kaolinite mineralization. *Canadian Mineralogist* 27: 241-245.
- Knight, J. E. (1977) A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite and tennantite deposits. *Economic Geology* 72: 1321-1336.
- Lewis, A. J., Komninou, A., Yardley, B. W. D. and Palmer, M. R. (1998) Rare earth element speciation in geothermal fluids from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 657-663.
- Meyer, C. A. and Hemley, J. J. (1967) Wall rock alteration In: Barnes, H. L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Rinehart and Winston, New York.
- Michard, A. and Albarede, F. (1986) The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology* 55: 51-60.
- Middlemost, E. A. K. (1985) Iron oxidation norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* 77: 19-26.
- Parsapoor, A., Khalili, M. and Mackizadeh, M. A. (2009) The behaviour of trace and rare earth elements (REE) during hydrothermal alteration in the Rangan area (Central Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 34: 123-134.
- Pourhosseni, F. (1981) Petrogenesis of Iranian plutons, a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes. Report no. 53, Geological Survey of Iran.
- Torres-Alvarado, I. S., Pandarinath, K., Verma, S. P. and Dulski, P., (2007) Mineralogical and geochemical effects due to hydrothermal alteration in the Los Azufres geothermal field, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24: 15-24.
- Wood, S. A. (1990) The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chemical Geology* 88: 99-125.

Geology, geochemistry and behavior of rare earth element in the hydrothermal alteration zones, Karkas Mountain North of Isfahan

Mohammad Ali Mackizadeh ¹ and Batoul Taghipour ^{2*}

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Shiraz, Shiraz, Iran

Abstract

The Eocene volcanic rocks in the south of Karkas region have been subjected to alteration by hydrothermal and the late magmatic fluids. These volcanics are acidic to intermediate in composition and they show calc-alkaline magmatic affinity. A regular distribution pattern is not observed in the alteration zones. The propylitic zone forms the outermost part of the alteration facies. The propylitic and argillic have mostly a sharp boundary. The latter zone is characterized by kaolinite and veinlets of iron oxide (oxidized pyrite). The advance argillic zone, as dyke outcrop, occurs within argillic zone. It is also characterized by widespread alunite occurrences. On the base of EDS analysis and using K, Na, and Ca discrimination diagram, the acid-sulfate minerals are alunite to natroalunite in composition. The silicic zone is exposed the vicinity of advance argillic zone. The geochemical studies of rare earth elements in the studied altered zones indicate that silicic zone is depleted in REE, which may be deduced by high water/rock ratio and high activity of ion sulfate. The advance argillic zone displays LREE enriched and depletion in HREE which may be due to the presence of abundant alunite and the replacement of K by LREE in its structure. The REE-enrichment in argillic zone is notable. This can be related to the low acidity and immobility of these elements in this zone.

Key words: Karkas, hydrothermal alteration, argillic, advanced argillic, silicification

* taghipour@shirazu.ac.ir