

کنترل کانیایی و زمین شیمیایی بر توزیع و تحرک عناصر جزئی و خاکی نادر در طی گسترش پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک: بررسی موردی از شمال خاور خاروانا، شمال باختر ایران

علی عابدینی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران
(دریافت مقاله: ۹۵/۳/۲۵، نسخه نهایی: ۹۵/۷/۲۴)

چکیده: نفوذ توده‌های آذرین توالیتی، گرانودیوریتی و کوارتز دیوریتی به سن الیگوسن به درون سنگ‌های آندزیتی، آندزی-بازالتی و کربناتی کرتاسه در شمال شرق خاروانا (استان آذربایجان شرقی، شمال باختر ایران) باعث رخداد پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک گسترده به همراه اسکارن‌زایی شده است. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که پهنه دگرسان آرژیلیک حاوی کانی‌های کائولینیت، کوارتز، آلونیت، پیروفیلیت، روتیل، کلریت، جاروسیت، همتایت، گوتیت و پیریت می‌باشد. بررسی‌های زمین‌شیمیایی آشکار می‌کنند که عواملی نظیر pH پایین، نسبت‌های بالای آب به سنگ، یون‌های همبافت کننده فراوان در سیالات گرمابی و سیستم زهکشی مناسب نقش مهمی در شستشوی عناصری نظیر Ga, Sc, Hf, Nb, Th, Ta, Zr, Y و REEها طی گسترش این پهنه ایفا کرده‌اند. الگوی توزیع REEهای به‌هنجار شده به‌کندریت دلالت بر جدایش و غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها و رخداد بی‌هنجاری منفی Eu و Ce طی آرژیلیکی شدن آندزیت‌ها دارد. تغییرات بی‌هنجاری Eu و Ce، تخریب پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و هورنبلاند به‌وسیله‌ی محلول‌های درون‌زاد و تولید اسیدسولفوریک حاصل از اکسایش پیریت به‌وسیله‌ی محلول‌های برون‌زاد در گسترش این سیستم دگرسان را پیشنهاد می‌کنند. ضرایب همبستگی بین عناصر دلالت بر نقش کنترل کننده اکسیدهای منگنز در تمرکز Cu, Pb, Zn, Cd و Tl دارد. تمرکز REEها در این پهنه به‌وسیله‌ی فرایندهای جذب سطحی (کائولینیت)، روبش به‌وسیله‌ی اکسیدها و هیدروکسیدهای فلزی (همتایت و گوتیت) و تثبیت در فازهای نئومورف (روتیل، جاروسیت و موسکویت-ایلیت) کنترل شده است.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی آرژیلیک؛ زمین‌شیمی؛ کنترل کانیایی؛ عناصر جزئی و خاکی نادر؛ خاروانا؛ ایران.

مقدمه

شناسی و زمین‌شیمیایی پهنه‌های دگرسان به ویژه پهنه‌ی آرژیلیک در این کمربند کمتر مورد توجه پژوهشگران بوده‌اند. در شمال خاور شهرستان خاروانا (استان آذربایجان شرقی، شمال باختر ایران) جایگیری سنگ‌های آذرین درونی الیگوسن در درون سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه سبب تشکیل و گسترش یک سیستم دگرسان گرمابی به نسبت گسترده‌ای شده است. بدنه‌ی اصلی این سیستم دگرسان گرمابی را پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک تشکیل می‌دهد.

این پهنه حاوی رگه‌ها و رگچه‌های متعددی از ذخایر چند فلزی است. در این پژوهش، سعی شده است تا با تکیه بر

کمربند فلزآیی ارسباران، دربردارنده‌ی مناطق شمال و باختر مشگین شهر، اهر، کلیبر، ورزقان، سیه‌رود، بلندی‌های ارسباران و قره‌داغ در شمال باختر ایران است. انواع مختلف دگرسانی‌های گرمابی در گستره‌ی وسیعی از این کمربند مشاهده می‌شوند. کانی‌سازی‌های فلزی وابسته به دگرسانی‌های گرمابی شامل ذخایر متنوعی نظیر کانسارهای پورفیری، اسکارن و رگه-رگچه‌های وراگرمابی هستند. در سال‌های اخیر، بررسی‌های جامعی روی این ذخایر و دگرسان‌های وابسته به آن در این کمربند توسط پژوهشگران مختلف انجام شده است [۱-۳]. با مروری بر این بررسی‌ها، چنین به نظر می‌رسد که مسائل کانی-

مشاهدات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی (سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، محاسبات تغییرات جرم عناصر و محاسبه‌ی ضرایب همبستگی بین عناصر) مبادرت به بررسی نقش کانی‌ها و عوامل مختلف زمین‌شیمیایی در تحرک، توزیع و تمرکز عناصر جزئی و خاکی نادر، و تعیین دلایل رخداد بی‌هنجاری‌های Ce و Eu طی گسترش پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک در شمال خاور خاروانا شد.

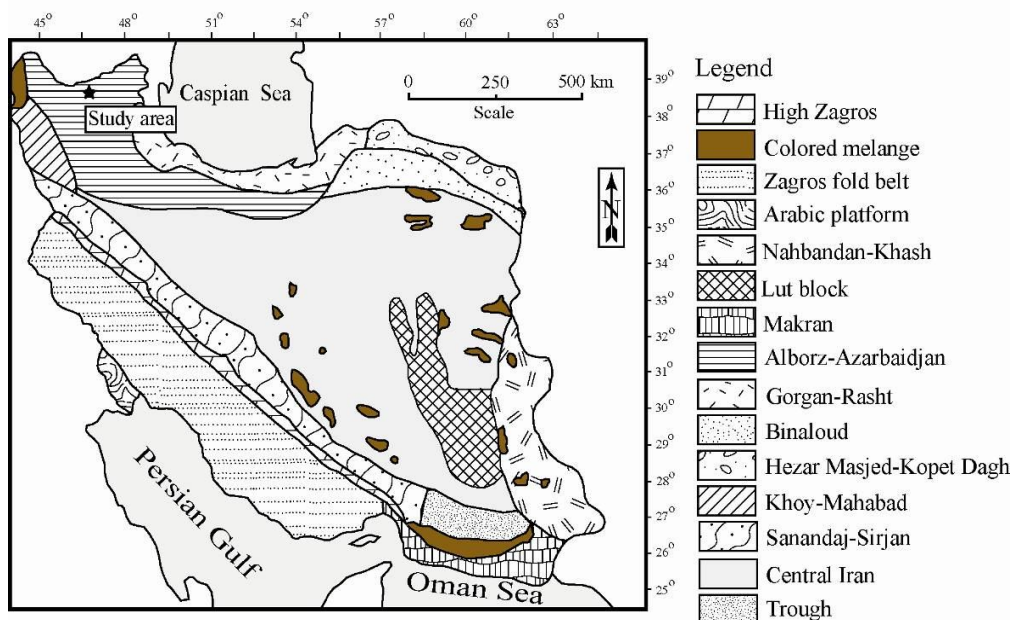
روش بررسی

این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در بخش صحرایی، نخست پیمایش‌هایی به منظور شناخت روند گسترش پهنه‌ی دگرسان و ارتباط آنها با سنگ‌های آذرین منطقه انجام گرفت. بر اساس اطلاعات به دست آمده تعداد ۸۰ نمونه از پهنه‌ی دگرسان منطقه، سنگ‌های آذرین درونی و آتشفشانی وابسته به دگرسانی، و بخش‌های کانه‌زایی شده از محل رخنمون‌ها برداشت شدند. بخش آزمایشگاهی، با تهیه‌ی ۲۰ مقطع نازک-صیقلی و بررسی آنها از بخش‌های یاد شده با استفاده از میکروسکوپ شروع شد. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، تعداد ۱۲ نمونه (۱۰ نمونه از پهنه‌ی دگرسان آرژلیک و ۲ نمونه از سنگ آتشفشانی اولیه با حداقل درجه‌ی دگرسانی) بسته به تغییرات در ویژگی‌های فیزیکی از نمونه‌های برداشت شده انتخاب شدند. برای تعیین فازهای کانیایی نامشخص در نمونه‌های وابسته به پهنه‌ی دگرسان آرژلیک، تعداد ۵ نمونه از ۱۰ نمونه به صورت یک در میان انتخاب و با استفاده از پراش‌سنج D-5000 مدل زمینس در سازمان زمین‌شناسی کشور تجزیه شدند. پس از بررسی‌های کانی‌شناسی، تجزیه‌ی شیمیایی هر ۱۲ نمونه انتخابی به روش-های طیف‌سنجی انتشاری پلاسمای جفت شده‌ی القایی (ICP-ES) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده‌ی القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و جزئی (شامل لانتانیدها) در آزمایشگاه ACME کانادا انجام شد. مقادیر LOI نمونه‌ها در آزمایشگاه یاد شده بر اساس کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرما دادن در ۹۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه تعیین شدند. نتایج حاصل از آنالیزهای ICP-MS و ICP-ES به همراه مقادیر LOI نمونه‌های وابسته به پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک و سنگ‌های آتشفشانی اولیه با حداقل دگرسانی در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

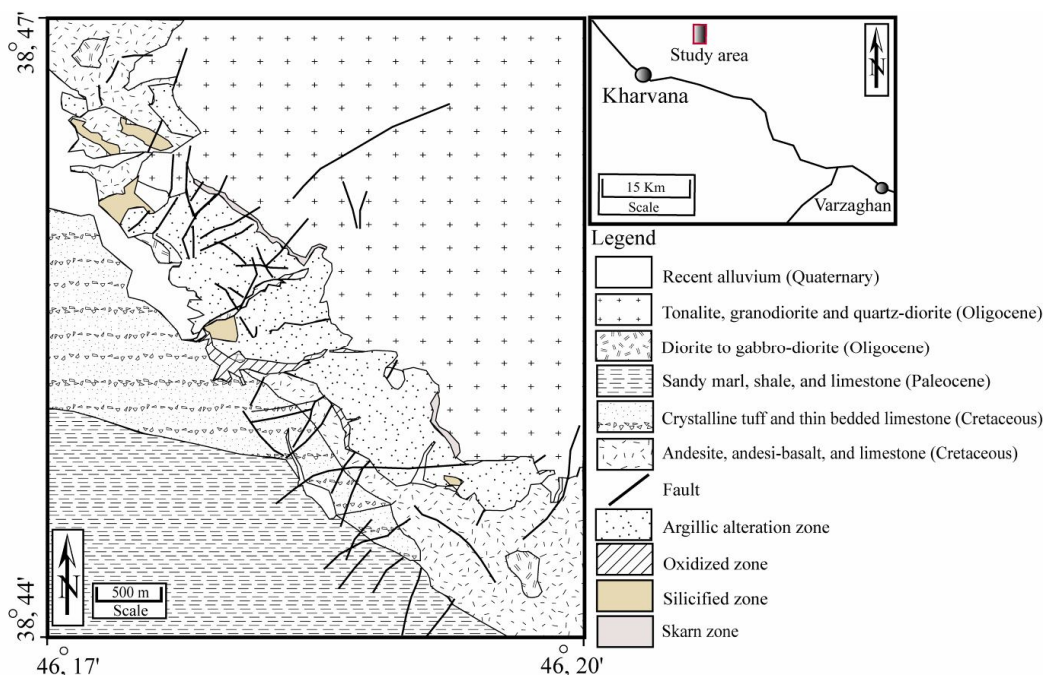
زمین‌شناسی

بر اساس تقسیمات زمین‌ساختی ایران [۴]، منطقه‌ی مورد بررسی در پهنه‌ی البرز-آذربایجان واقع شده است (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه وابسته به زمان کرتاسه است که به ترتیب از پایین به بالا از سه بخش مجزای (۱) آندزیت و آندزی-بازالت، (۲) سنگ آهک و (۳) توف بلورین همراه با بین‌لایه‌هایی از سنگ آهک نازک لایه تشکیل شده‌اند. تشکیلات سنوزوئیک در این منطقه با مارن‌های ماسه‌ای، شیل و سنگ آهک پالئوسن شروع و به سنگ‌های آذرین با ترکیب سنگ‌شناختی دیوریت تا گابرویدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و کوارتز دیوریت به سن الیگوسن ختم می‌شود (شکل ۲). رسوب‌های آبرفتی عهد حاضر جوان‌ترین تشکیلات سنگی منطقه را شامل می‌شوند. نفوذ سنگ‌های آذرین تونالیتی، گرانودیوریتی و کوارتز دیوریتی به سن الیگوسن به درون سنگ‌های آندزیتی و آندزی-بازالتی کرتاسه در این منطقه با گسترش پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک بسیار گسترده‌ای همراه شده است. بین سنگ‌های آذرین یاد شده، گسترش این پهنه‌ی دگرسان در سنگ‌های آندزیتی بسیار چشمگیرتر از سنگ‌های آندزیتی-بازالتی بوده است. افزون بر این، در برخوردگاه سنگ‌های آذرین درونی یاد شده با سنگ‌های کربناتی کرتاسه پدیده‌ی اسکارن‌زایی مس و آهن به روشنی قابل تشخیص است. در نمونه‌های دستی از بخش اسکارنی شده، بلورهای درشتی از گارنت به همراه مگنتیت و کالکوپیریت دیده می‌شوند.

پیمایش‌های صحرایی نشان می‌دهند که توده‌های سیلیسی در چهار موقعیت مجزاء بر روی پهنه دگرسانی آرژلیک گسترش یافته‌اند. وجود گسل در محل گسترش این توده‌ها حکایت از آن دارد که گسترش پهنه‌های سیلیسی می‌تواند در ارتباط با شستشوی سیلیس با سیالات درون‌زاد از پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک باشد. افزون بر این، در پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک برونزدهایی از ترکیبات آهن‌دار نظیر هماتیت، لیمونیت و جاروسیت قابل مشاهده‌اند. کانی‌سازی‌هایی از کالکوپیریت، پیریت، مالاکیت، آزوریت، ژیبس، انیدریت و باریت به صورت رگه و یا رگچه و برشی شدن محلی از دیگر ویژگی‌های زمین‌شناختی آشکار پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک در شمال خاور خاروانا هستند.



شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در نقشه پهنبندی ساختاری ایران [۴].



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی.

نتایج و بحث

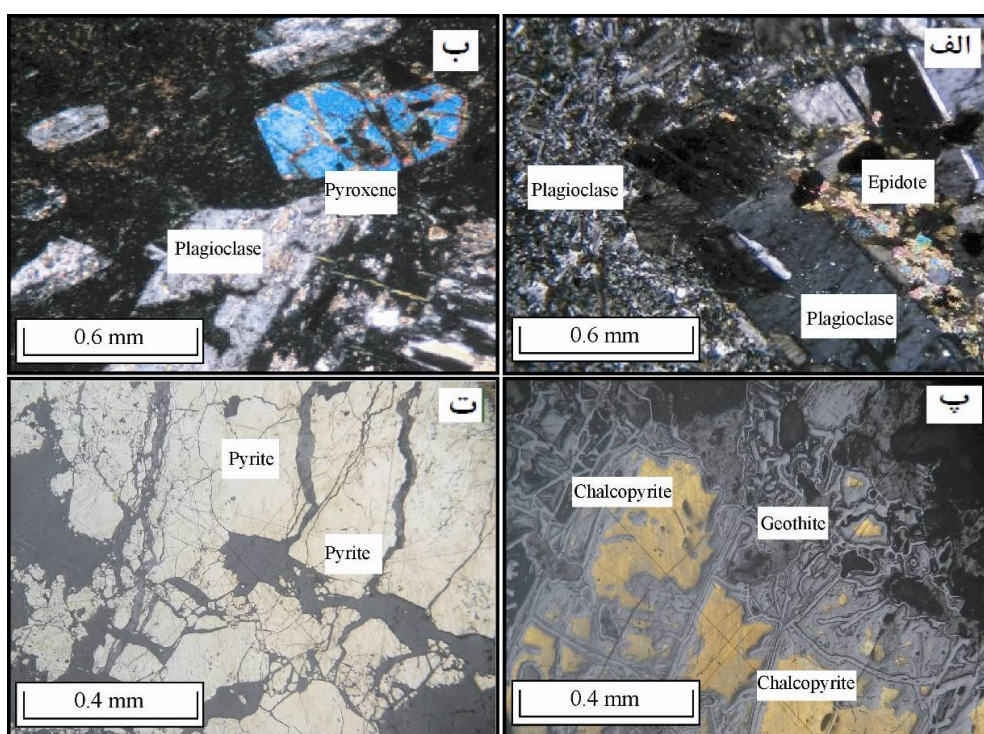
کانی‌شناسی و کانه‌نگاری

مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهند که سنگ‌های آندزیتی وابسته به پهنه دگرسانی آرژیلیک دارای بافت پورفیری بوده و فنوکریست‌ها در خمیره‌ای از میکروولیت‌های جریان‌ی از جنس

پلاژیوکلاز حضور دارند. کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند در اندازه‌هایی از ۱ تا ۵ میلی‌متر مهم‌ترین فنوکریست‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها هستند. از بین این سه کانی، پلاژیوکلازها از فراوانی بیشتری برخوردار بوده (~۷۰٪) و حاوی ماکل‌های ساده و پلی‌سینتتیک هستند.

هایی هستند که به صورت فاز اصلی و فرعی در این پهنه حضور دارند. هماتیت، جاروسیت، گوتیت، موسکویت-ایلیت، روتیل، پیریت و کلریت فازهای کانیایی فرعی حاضر در پهنه آرژیلیک محسوب می‌شوند. وجود کانی‌های پیروفیلیت، آلونیت، جاروسیت و روتیل نشان دهنده‌ی این است که سنگ‌های آندزیتی و آندزی-بازالتی کرتاسه دگرسانی در حد آرژیلیک پیشرفته را تجربه نموده و فعالیت یون سولفات در سیالات مسئول دگرسانی بالا بوده است.

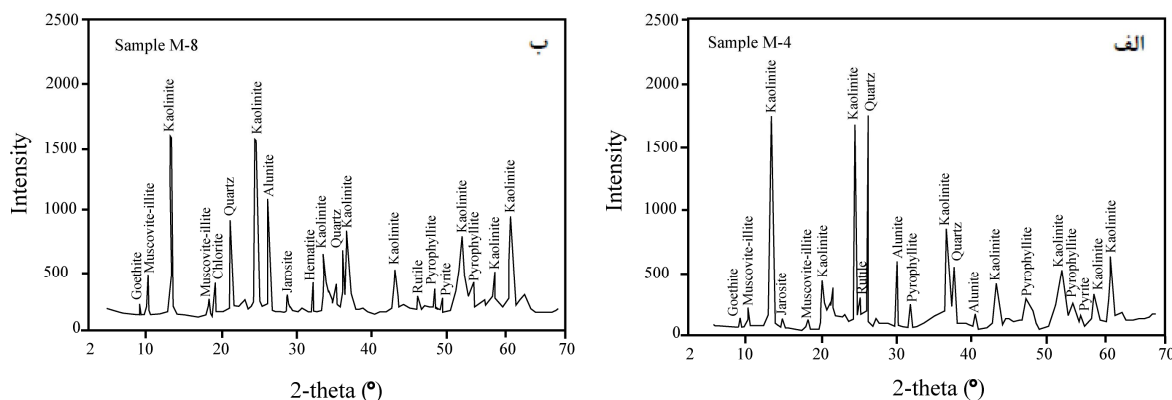
بلورهای درشت پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند گاهی به مجموعه‌ای از کانی‌های رسی، کلریت، اپیدوت، کربنات و سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳ الف و ب). پیریت مهم‌ترین کانی فلزی حاضر در این سنگ‌هاست که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در زمینه دیده می‌شود. نتایج آنالیزهای پراش پرتو X (XRD) نمونه‌های بررسی شده از پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک در جدول ۲ و شکل ۴ ارائه شده‌اند. براساس این نتایج، کائولینیت تنها فاز کانیایی اصلی در نمونه‌هاست. آلونیت به همراه کوارتز و پیروفیلیت از جمله کانی-



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آندزیتی و رگه‌های کانه‌دار حاضر در پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک در شمال خاور خاروانا. (الف) درشت بلورهای پلاژیوکلاز به همراه اپیدوت در یک زمینه‌ی میکرولیتی از پلاژیوکلاز. نور XPL. (ب) حضور درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز و پیروکسن در یک زمینه ریزبلور. نور XPL. (پ) کانی‌سازی کالکوپیریت و گوتیت در رگه‌های کانه‌دار. نور بازتابی. (ت) حضور پیریت-های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار تکتونیزه در رگه‌های کانه‌دار نوربازتابی.

جدول ۲ نتایج آنالیزهای پراش پرتو X (XRD) برای نمونه‌های مورد بررسی از پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک.

شماره نمونه	فازهای کانیایی اصلی	فازهای کانیایی فرعی
M-2	کائولینیت، آلونیت، پیروفیلیت	هماتیت، جاروسیت، گوتیت، موسکویت-ایلیت، روتیل، کوارتز
M-4	کائولینیت، پیروفیلیت	کوارتز، گوتیت، موسکویت-ایلیت، جاروسیت، روتیل، آلونیت، پیریت
M-6	کائولینیت، کوارتز	پیروفیلیت، گوتیت، جاروسیت، گوتیت، موسکویت-ایلیت، روتیل
M-8	کائولینیت	پیروفیلیت، روتیل، پیریت، کوارتز، هماتیت، جاروسیت، آلونیت، کلریت، گوتیت، موسکویت-ایلیت
M-10	کائولینیت، پیروفیلیت، کوارتز	روتیل، پیریت، گوتیت، آلونیت، کلریت، گوتیت



شکل ۴ الگوی پراش پرتو X (XRD) در دو نمونه انتخابی از پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک.

نسبت به آن دو عنصر دیگر به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک انتخاب شد. در این محاسبات، مقادیر منفی و مثبت به‌دست آمده به ترتیب نشان دهنده‌ی میزان کاهش و افزایش جرم عناصر جزئی و خاکی نادر طی آرژیلیکی شدن است. نتایج حاصل در جدول ۳ و شکل‌های ۵ و ۶ ارائه شده‌اند.

بر این اساس، عناصری نظیر Zn، Cu، Sr، Rb، Cs، Be، Ga، Co، Ba، Sc، Ni، Y، Zr، V، Th، Ta، Sn، Nb، Hf، Ce فرایند سستشو و غنی‌شدگی شده‌اند. بین لانتانیدها، فقط رفتار کاهشی نشان می‌دهد و بقیه لانتانیدها هر دو روند افزایشی و کاهشی را طی تکوین پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک به نمایش می‌گذارند.

کنترل کانیایی و زمین‌شیمیایی در توزیع و تحرک عناصر در طی توسعه پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک

تلفیق نتایج حاصل از کانی‌شناسی، محاسبات تغییرات جرم عناصر، ترسیم نمودارهای دو متغیره و محاسبه‌ی ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر (جدول‌های ۴ و ۵) سیماهای جالبی از رفتارهای عنصری، کنترل‌های کانیایی و عوامل موثر توزیع و تحرک عناصر جزئی و خاکی نادر طی فرایندهای آرژیلیکی شدن را آشکار می‌کند.

عناصر جزئی: وجود روندهای کاهشی و یا افزایشی-کاهشی برای اغلب عناصر جزئی (شکل ۵) دلیلی بر تغییر در شرایط دگرسانی شیمیایی نظیر pH، دما، Eh و همبافت‌های یونی طی گسترش و تکوین پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک است [۱۰]. عناصر

بررسی‌های کانه‌نگاری نشان می‌دهد کانه‌های مهم حاضر در رگه‌ها و رگچه‌های موجود در پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک عبارتند از کالکوپیریت، پیریت، مالاکیت، آزوریت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (گوتیت، هماتیت و لیمونیت). در مقاطع میکروسکوپی، کالکوپیریت فاقد شکل هندسی منظم بوده (شکل ۳پ) ولی پیریت به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به شدت تخریب شده است (شکل ۳ت). کالکوپیریت گاهی از حواشی به واسطه عملکرد آبگون‌های برونزاد به گوتیت تبدیل شده است (شکل ۳پ). مالاکیت در مقاطع به رنگ سبز و آزوریت به رنگ آبی همراه با گوتیت مشاهده می‌شود.

زمین‌شیمی تغییرات جرم عناصر جزئی و خاکی نادر طی گسترش پهنه‌ی دگرسان آرژیلیک

برای محاسبات تغییرات جرم طی فرایندهای دگرسانی به طور معمول می‌توان از دو نوع زمین‌شیمیایی مختلف، (۱) روش هم حجم [۵] و (۲) روش عنصر کم‌تحرک [۶-۸] استفاده کرد. در این بررسی، برای برآورد میزان افزایش و یا کاهش جرم عناصر جزئی و خاکی نادر طی آرژیلیکی شدن سنگ‌های آندزیتی از روش عنصر شاخص کم‌تحرک [۷]، یعنی از رابطه‌ی:

$$\%Change = [(X/I)_{\text{Argillic sample}} / (X/I)_{\text{Andesite}} - 1] \times 100$$

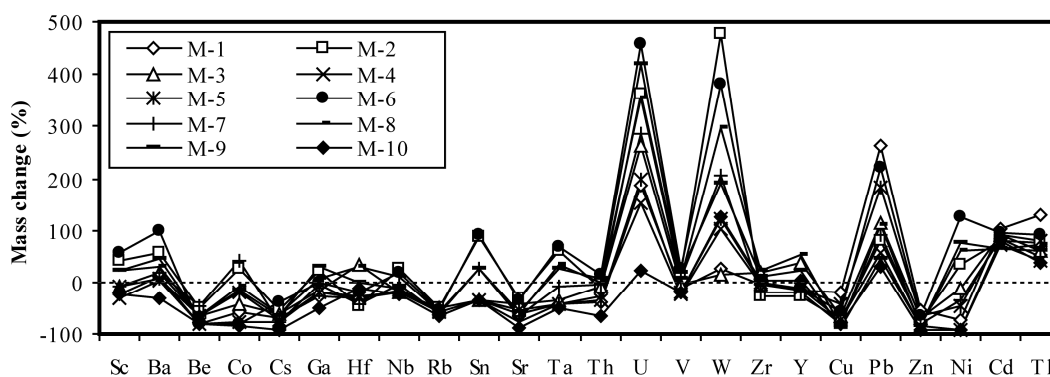
استفاده گردید. در این معادله X و I به ترتیب عبارتند از مقدار عنصر مورد نظر برای محاسبه‌ی میزان تغییر جرم و مقدار عنصر شاخص کم‌تحرک. نکته‌ی مهم و کلیدی در این محاسبات انتخاب عنصر شاخص کم‌تحرک است. به طور معمول، عناصری نظیر Al، Zr، و Ti طی فرایندهای آرژیلیکی شدن سنگ‌های آتشفشانی دارای کمترین درجه‌ی تحرک هستند [۹]. در این پژوهش، Al به دلیل دامنه‌ی تغییرات کم

فاکتورهایی نظیر pH پایین، شدت دگرسانی، نسبت‌های بالای سیال به سنگ، فراوانی یون‌های همبافت‌ساز نظیر CO_3^{2-} ، F^- ، Cl^- ، PO_4^{3-} و SO_4^{2-} در آبگون‌های گرمایی و زهکشی مناسب نقش مهمی در شستشوی عناصر یاد شده از سیستم ایفا کرده- اند [۱۲].

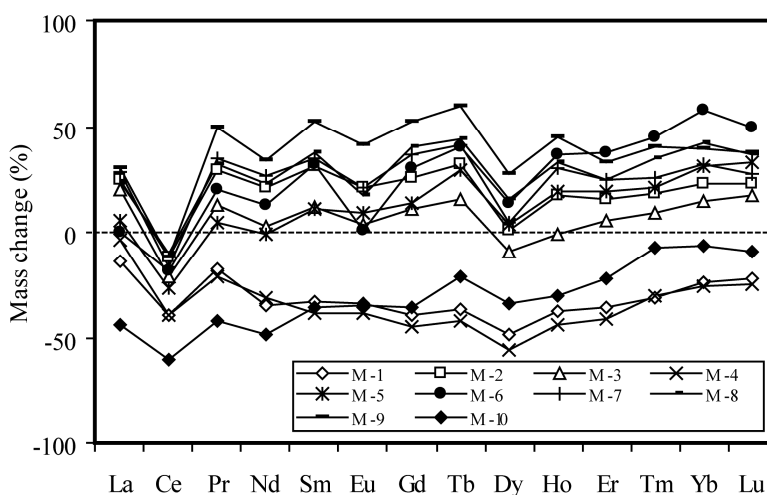
با قدرت میدان بالا نظیر Sc، Ga، Nb، Ta، Th و Zr که به طور معمول طی فرایندهای دگرسانی به صورت بی‌تحرک عمل می‌کنند [۱۱]، طی گسترش پهنه‌ی دگرسانی مورد بررسی هر دو روند کاهش و افزایشی را نشان می‌دهند. این رفتارهای غیرعادی برای این عناصر را می‌توان به تغییر در شرایط محیط تشکیل نسبت داد. به نظر می‌رسد که

جدول ۳ نتایج محاسبات تغییرات جرم عناصر جزئی و خاکی نادر با فرض Al به عنوان عنصر شاخص کم تحرک در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک در شمال خاور خاروانا.

	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	M-10
Sc	-۲۴٫۱۹	۳۹٫۴۹	-۸٫۷۸	-۳۲٫۴۱	-۷٫۱۸	۵۶٫۳۶	-۸٫۷۸	۲۳٫۴۴	۲۱٫۷۹	-۲۳٫۰۸
Ba	۱۰٫۰۱	۵۷٫۷۵	۱۹٫۷۹	۲٫۹۰	۵٫۹۶	۹۷٫۵۷	۱۹٫۱۶	۲۹٫۰۲	۴۴٫۶۶	-۲۹٫۴۶
Be	-۸۲٫۳۹	-۴۸٫۵۳	-۶۵٫۳۲	-۸۲٫۳۳	-۶۴٫۷۱	-۸۲٫۷۹	-۴۷٫۹۸	-۶۵٫۵۹	-۶۶٫۰۵	-۸۲٫۱۳
Co	-۵۷٫۴۷	۲۷٫۱۲	-۴۳٫۱۰	-۷۸٫۸۵	-۱۸٫۰۷	-۸۰٫۱۱	۴۲٫۴۳	-۶۶٫۰	-۱۷٫۶۶	-۸۴٫۱۴
Cs	-۶۹٫۳۳	-۵۴٫۱۸	-۶۲٫۲۶	-۷۵٫۶۸	-۷۲٫۶۰	-۳۹٫۴۷	-۷۶٫۷۴	-۶۳٫۳۶	-۶۴٫۴۵	-۹۱٫۳۸
Ga	-۲۷٫۰۵	۲۱٫۹۰	-۱۴٫۸۶	-۱۹٫۰۸	-۲۱٫۵۹	۰٫۵۴	-۵٫۸۲	۶٫۲۱	۳۱٫۳۳	-۵۱٫۴۷
Hf	-۳۱٫۵۳	-۴۶٫۳۱	۳۳٫۱۹	-۲۹٫۶۴	-۲۶٫۳۸	-۲۰٫۰۴	-۴۰٫۸۰	۲۸٫۹۱	-۱٫۷۹	-۱۳۵٫۷
Nb	-۲۰٫۴۶	۲۵٫۰۵	-۱۸٫۵۹	-۱۵٫۴۸	-۲۰٫۳۲	۲۰٫۰۳	-۴٫۶۳	۹٫۲۶	-۱۰٫۴۲	-۲۱٫۶۹
Rb	-۵۸٫۴۲	-۵۱٫۱۸	-۵۱٫۹۷	-۵۶٫۹۱	-۵۷٫۵۱	-۵۳٫۳۲	-۶۲٫۲۰	-۵۹٫۰۱	-۵۸٫۳۹	-۶۵٫۳۸
Sn	-۳۵٫۴۲	۸۸٫۷۳	-۳۶٫۴۲	-۳۵٫۳۳	-۳۵٫۳۱	۸۹٫۲۸	۲۷٫۱۶	۲۶٫۱۹	۲۴٫۵۰	-۳۴٫۴۸
Sr	-۶۲٫۵۸	-۳۱٫۲۶	-۴۲٫۱۷	-۷۸٫۲۶	-۵۳٫۶۲	-۳۵٫۱۷	-۶۳٫۸۵	-۶۲٫۰۸	-۵۶٫۷۴	-۸۶٫۶۶
Ta	-۴۲٫۶۰	۶۰٫۷۷	-۳۶٫۴۲	-۴۲٫۴۲	-۴۲٫۴۹	۶۸٫۲۵	-۸٫۱۶	۳۳٫۲۰	۲۴٫۵۰	-۴۹٫۰۴
Th	-۳۸٫۷۹	-۱۱٫۴۸	-۹٫۹۱	-۲۷٫۲۱	-۳۴٫۲۵	۱۵٫۳۰	-۶٫۱۸	-۱٫۳۵	۵٫۸۵	-۶۴٫۱۴
U	۱۸۵٫۵۰	۳۶۱٫۸۸	۲۶۱٫۴۱	۱۵۰٫۵۷	۱۹۶٫۳۳	۴۵۷٫۸۸	۲۸۶٫۵۰	۳۵۳٫۲۸	۴۲۰٫۹۴	۲۴٫۱۵
V	-۱۰٫۵۹	۱۶٫۸۳	-۴٫۲۸	-۲۴٫۵۵	-۲۰٫۳۸	۲۵٫۴۹	۶٫۹۰	۶٫۷۷	۱۸٫۳۴	-۲۰٫۷۹
W	۲۵٫۹۳	۴۷۵٫۶۱	۱۴٫۴۵	۱۰۴٫۰۳	۱۲۳٫۱۹	۳۸۲٫۶۷	۲۰۵٫۱۹	۲۹۷٫۴۹	۱۸۹٫۴۷	۱۲۶٫۰۶
Zr	-۵٫۲۲	-۲۶٫۴۹	۱۸٫۳۸	-۶٫۲۵	-۱٫۱۳	-۲٫۰۴	-۱۸٫۷۰	۲۰٫۹۸	۹٫۶۷	۳٫۰۶
Y	-۱۷٫۸۲	-۲۶٫۴۲	۳۷٫۳۸	-۱۰٫۲۱	-۱۱٫۰۲	-۱۱٫۸۵	-۲۰٫۴۷	۵۳٫۰۷	۲۳٫۷۱	۱٫۸۴
Cu	-۱۸٫۹۰	-۷۳٫۳۶	-۶۵٫۵۷	-۷۲٫۵۷	-۴۴٫۴۷	-۵۸٫۴۹	-۸۰٫۷۸	-۸۴٫۰۹	-۸۷٫۷۲	-۷۹٫۷۷
Pb	۲۶۳٫۵۰	۸۰٫۲۹	۱۱۴٫۳۴	۵۵٫۵۹	۱۸۲٫۱۲	۲۲۱٫۹۷	۹۰٫۷۴	۱۰۸٫۸۰	۴۶٫۶۶	۳۱٫۷۳
Zn	-۵۳٫۹۷	-۷۶٫۱۷	-۷۰٫۵۶	-۸۴٫۱۹	-۶۶٫۰۵	-۶۶٫۸۹	-۸۲٫۵۱	-۸۵٫۱۳	-۸۵٫۳۳	-۹۳٫۳۸
Ni	-۷۳٫۸۱	۳۵٫۰۶	-۱۰٫۶۳	-۹۴٫۱۱	-۴۵٫۷۱	۱۲۴٫۱۴	-۳۶٫۸۶	۶۱٫۴۸	۷۵٫۴۳	-۹۳٫۱۳
Cd	۱۰۲٫۶۵	۸۱٫۲۸	۸۹٫۴۹	۷۳٫۸۶	۹۱٫۵۳	۹۳٫۰۲	۸۴٫۴۷	۶۵٫۶۲	۶۴٫۶۴	۷۹٫۷۶
Tl	۱۲۸٫۴۳	۷۷٫۴۶	۵۹٫۴۳	۴۲٫۱۱	۷۹٫۶۰	۹۲٫۱۱	۴۸٫۰۴	۷۲٫۳۳	۶۱٫۶۷	۳۷٫۹۰
La	-۱۳٫۵۰	۲۴٫۴۴	۱۹٫۸۲	-۳٫۷۷	۵۵٫۷	۰٫۰۱	۲۸٫۶۷	۲۴٫۰۰	۳۰٫۷۲	-۴۳٫۶۶
Ce	-۳۹٫۰۷	-۱۱٫۵۷	-۲۰٫۷۴	-۳۹٫۸۶	-۲۶٫۸۶	-۱۷٫۹۵	-۱۶٫۲۳	-۱۰٫۰۹	-۱۱٫۵۶	-۶۰٫۵۶
Pr	-۱۷٫۵۹	۲۹٫۱۰	۱۲٫۷۴	-۲۰٫۹۲	۴٫۱۸	۱۹٫۷۶	۳۴٫۵۵	۳۲٫۰۵	۴۹٫۱۱	-۴۱٫۹۱
Nd	-۳۴٫۵۹	۲۰٫۹۹	۲٫۵۱	-۳۱٫۶۳	-۰٫۸۴	۱۳٫۱۳	۲۶٫۴۲	۲۳٫۱۷	۳۳٫۶۸	-۴۸٫۸۳
Sm	-۳۳٫۰۰	۳۱٫۳۸	۱۲٫۲۹	-۳۸٫۸۰	۱۱٫۱۲	۳۲٫۳۲	۳۴٫۷۵	۳۷٫۹۰	۵۲٫۰۰	-۳۵٫۷۷
Eu	-۳۳٫۸۱	۲۰٫۹۱	۳٫۸۷	-۳۸٫۷۹	۸٫۸۰	۱٫۰۵	۲۱٫۱۸	۱۷٫۲۲	۴۱٫۵۸	-۳۴٫۹۳
Gd	-۳۹٫۲۳	۲۶٫۰۰	۱۱٫۰۸	-۴۴٫۹۸	۱۳٫۹۶	۳۰٫۰۲	۳۶٫۲۴	۴۰٫۰۷	۵۲٫۲۲	-۳۵٫۶۰
Tb	-۳۶٫۳۰	۳۱٫۸۶	۱۵٫۶۳	-۴۲٫۱۰	۲۹٫۶۲	۴۰٫۰۳	۴۱٫۱۱	۴۳٫۹۱	۵۹٫۲۶	-۲۱۰٫۵
Dy	-۴۸٫۴۱	۱٫۰۴	-۸٫۹۰	-۵۵٫۶۵	۳٫۳۶	۱۳٫۶۱	۴٫۲۷	۱۵٫۷۴	۲۷٫۳۵	-۴۴٫۲۸
Ho	-۳۷٫۹۴	۱۷٫۸۸	-۰٫۷۱	-۴۳٫۹۸	۱۹٫۶۸	۳۶٫۴۲	۲۹٫۸۴	۳۳٫۳۹	۴۵٫۰۷	-۲۹٫۸۸
Er	-۳۵٫۳۸	۱۵٫۲۴	۵٫۷۰	-۴۰٫۹۳	۱۹٫۰۴	۳۷٫۴۸	۲۴٫۶۸	۲۴٫۷۵	۳۲٫۶۲	-۲۱٫۶۴
Tm	-۳۰٫۸۲	۱۷٫۹۳	۸٫۸۹	-۳۰٫۶۱	۲۱٫۲۸	۴۵٫۳۲	۲۶٫۰۱	۳۵٫۱۸	۴۰٫۰۴	-۷٫۴۷
Yb	-۲۳٫۵۳	۲۲٫۸۹	۱۴٫۸۶	-۲۶٫۱۰	۳۰٫۸۵	۵۷٫۶۱	۳۱٫۹۰	۴۲٫۳۴	۳۹٫۹۰	-۶٫۸۰
Lu	-۲۱٫۷۳	۲۲٫۶۶	۱۷٫۲۷	-۲۴٫۹۰	۳۲٫۹۶	۴۹٫۶۲	۲۷٫۳۲	۳۶٫۳۲	۳۷٫۷۸	-۸٫۹۶



شکل ۵ روند تغییرات جرم عناصر جزئی طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک در شمال خاورارانا.



شکل ۶ روند تغییرات جرم عناصر خاکی نادر در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژلیک در شمال خاورارانا.

جدول ۴ ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر خاکی نادر در بین نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
La	۱٫۰۰													
Ce	۰٫۹۵	۱٫۰۰												
Pr	۰٫۹۴	۰٫۹۷	۱٫۰۰											
Nd	۰٫۹۲	۰٫۹۷	۰٫۹۹	۱٫۰۰										
Sm	۰٫۸۵	۰٫۹۳	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۱٫۰۰									
Eu	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۱٫۰۰								
Gd	۰٫۸۳	۰٫۹۱	۰٫۹۵	۰٫۹۷	۰٫۹۹	۰٫۹۷	۱٫۰۰							
Tb	۰٫۷۷	۰٫۸۶	۰٫۹۱	۰٫۹۴	۰٫۹۸	۰٫۹۶	۰٫۹۹	۱٫۰۰						
Dy	۰٫۷۳	۰٫۸۳	۰٫۸۹	۰٫۹۲	۰٫۹۷	۰٫۹۴	۰٫۹۸	۰٫۹۹	۱٫۰۰					
Ho	۰٫۷۵	۰٫۸۶	۰٫۹۱	۰٫۹۴	۰٫۹۸	۰٫۹۴	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۱٫۰۰				
Er	۰٫۷۰	۰٫۸۲	۰٫۸۷	۰٫۹۱	۰٫۹۶	۰٫۹۰	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۹	۱٫۰۰			
Tm	۰٫۶۵	۰٫۷۹	۰٫۸۴	۰٫۸۸	۰٫۹۴	۰٫۸۸	۰٫۹۶	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۹	۱٫۰۰		
Yb	۰٫۶۳	۰٫۷۹	۰٫۸۲	۰٫۸۶	۰٫۹۳	۰٫۸۴	۰٫۹۴	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۱٫۰۰	
Lu	۰٫۶۶	۰٫۸۰	۰٫۸۳	۰٫۸۷	۰٫۹۳	۰٫۸۶	۰٫۹۴	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۱٫۰۰

جدول ۵ ضرایب همبستگی پیرسون بین برخی از عناصر اصلی، جزئی و خاکی نادر در بین نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک.

	Si	Al	Fe	Na	K	Ti	P	Mn	Sc	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	Ni	REEs	
Si	۱,۰۰																									
Al	-۰,۷۴	۱,۰۰																								
Fe	-۰,۹۰	۰,۵۴	۱,۰۰																							
Na	-۰,۶۳	۰,۸۷	۰,۲۹	۱,۰۰																						
K	-۰,۵۸	۰,۷۸	۰,۲۴	۰,۹۸	۱,۰۰																					
Ti	-۰,۶۰	۰,۷۹	۰,۳۱	۰,۷۹	۰,۷۷	۱,۰۰																				
P	-۰,۵۹	۰,۴۷	۰,۵۶	۰,۴۷	۰,۵۳	۰,۵۶	۱,۰۰																			
Mn	-۰,۱۶	-۰,۰۲	-۰,۰۸	۰,۳۷	۰,۴۷	-۰,۰۱	-۰,۰۸	۱,۰۰																		
Sc	-۰,۵۹	۰,۸۱	۰,۲۵	۰,۸۶	۰,۸۳	۰,۹۴	۰,۵۲	۰,۱۰	۱,۰۰																	
Ba	-۰,۵۳	۰,۸۱	۰,۱۸	۰,۹۵	۰,۹۶	۰,۸۹	۰,۵۰	۰,۳۱	۰,۹۲	۱,۰۰																
Co	-۰,۸۸	۰,۵۳	۰,۹۸	۰,۲۶	۰,۲۲	۰,۳۸	۰,۵۷	-۰,۱۳	۰,۲۹	۰,۲۰	۱,۰۰															
Cs	-۰,۴۹	۰,۷۳	۰,۱۱	۰,۹۶	۰,۹۸	۰,۷۹	۰,۴۹	۰,۴۵	۰,۸۶	۰,۹۶	۰,۱۰	۱,۰۰														
Ga	-۰,۷۹	۰,۹۶	۰,۶۰	۰,۸۳	۰,۷۳	۰,۷۶	۰,۴۷	-۰,۰۶	۰,۷۶	۰,۷۶	۰,۵۸	۰,۶۶	۱,۰۰													
Hf	۰,۰۳	۰,۲۸	-۰,۰۵	۰,۱۷	۰,۰۷	-۰,۰۵	-۰,۰۲	-۰,۲۰	۰,۱۱	۰,۰۱	-۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۱	۱,۰۰												
Nb	-۰,۶۱	۰,۶۹	۰,۳۲	۰,۷۴	۰,۷۳	۰,۹۷	۰,۶۱	۰,۰۳	۰,۸۹	۰,۸۳	۰,۳۹	۰,۷۷	۰,۶۹	-۰,۰۹	۱,۰۰											
Rb	-۰,۴۸	۰,۵۸	۰,۲۳	۰,۸۰	۰,۸۴	۰,۵۵	۰,۶۲	۰,۳۹	۰,۵۹	۰,۷۲	۰,۱۴	۰,۸۴	۰,۵۸	۰,۱۳	۰,۵۶	۱,۰۰										
Sr	-۰,۶۶	۰,۶۸	۰,۳۹	۰,۸۵	۰,۹۰	۰,۶۹	۰,۶۸	۰,۴۶	۰,۷۶	۰,۸۲	۰,۳۵	۰,۸۸	۰,۶۳	۰,۰۵	۰,۶۷	۰,۸۹	۱,۰۰									
Ta	-۰,۶۲	۰,۸۳	۰,۳۰	۰,۸۴	۰,۷۹	۰,۹۹	۰,۵۰	۰,۰۲	۰,۹۷	۰,۹۰	۰,۳۶	۰,۸۱	۰,۸۱	۰,۰۲	۰,۹۵	۰,۵۴	۰,۶۸	۱,۰۰								
Th	-۰,۵۹	۰,۹۲	۰,۳۸	۰,۹۰	۰,۸۵	۰,۷۷	۰,۵۳	۰,۰۷	۰,۷۸	۰,۸۷	۰,۳۸	۰,۸۰	۰,۸۵	۰,۲۸	۰,۶۹	۰,۶۱	۰,۶۷	۰,۷۹	۱,۰۰							
U	-۰,۶۹	۰,۹۵	۰,۴۱	۰,۹۵	۰,۹۰	۰,۸۵	۰,۴۹	۰,۱۶	۰,۸۹	۰,۹۳	۰,۱۴	۰,۸۶	۰,۹۰	۰,۱۹	۰,۷۷	۰,۶۳	۰,۷۶	۰,۸۹	۰,۹۶	۱,۰۰						
V	-۰,۶۵	۰,۹۲	۰,۳۹	۰,۸۶	۰,۸۱	۰,۹۱	۰,۴۳	۰,۰۶	۰,۹۰	۰,۹۰	۰,۴۳	۰,۷۹	۰,۸۴	۰,۱۱	۰,۸۲	۰,۵۱	۰,۷۱	۰,۹۲	۰,۸۷	۰,۹۴	۱,۰۰					
Zr	۰,۱۶	۰,۱۸	-۰,۲۰	۰,۱۲	۰,۰۱	-۰,۱۷	-۰,۲۳	-۰,۱۳	۰,۰۵	-۰,۰۴	-۰,۲۹	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۹۵	-۰,۲۲	-۰,۰۱	-۰,۰۸	-۰,۰۶	۰,۲۰	۰,۱۳	۰,۰۲	۱,۰۰				
Y	-۰,۰۷	۰,۲۶	۰,۰۷	۰,۱۸	۰,۰۳	۰,۰۰	-۰,۰۴	-۰,۳۲	۰,۱۴	۰,۰۰	-۰,۰۱	۰,۰۸	۰,۲۳	۰,۹۷	-۰,۰۴	۰,۰۵	-۰,۰۲	۰,۰۹	۰,۳۱	۰,۲۴	۰,۱۶	۰,۹۳	۱,۰۰			
Ni	-۰,۵۴	۰,۸۸	۰,۲۱	۰,۹۰	۰,۸۴	۰,۸۵	۰,۴۲	۰,۰۹	۰,۹۵	۰,۹۰	۰,۲۳	۰,۸۵	۰,۷۹	۰,۳۳	۰,۷۸	۰,۵۶	۰,۷۱	۰,۹۱	۰,۸۷	۰,۹۴	۰,۹۱	۰,۲۹	۰,۳۵	۱,۰۰		
REEs	-۰,۵۸	۰,۹۲	۰,۷۳	۰,۷۸	۰,۷۱	۰,۶۹	۰,۶۵	-۰,۰۲	۰,۷۲	۰,۷۰	۰,۷۲	۰,۶۲	۰,۹۰	۰,۲۴	۰,۶۳	۰,۵۲	۰,۶۷	۰,۷۲	۰,۸۸	۰,۸۹	۰,۸۱	۰,۱۴	۰,۳۳	۰,۷۸	۱,۰۰	

Be در سیستم‌های واکنشی آب-سنگ هستند. کاهش Co می‌تواند در ارتباط با تخریب کانی‌های فرومینیزین به‌وسیله سیالات دگرسان کننده رخ داده باشد [۱۵]. همبستگی‌های مثبت قوی بین K با Rb ($r = ۰,۸۴$)، Ba ($r = ۰,۹۶$)، Sr ($r = ۰,۹۰$) و Cs ($r = ۰,۹۸$) اشاره ضمنی به این نکته دارند که موسکویت-ایلیت نقش کنترلی مهمی در توزیع عناصر یاد شده در پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک ایفا کرده است (جدول ۵). همبستگی‌های مثبت شدید بین Fe با Co ($r = ۰,۹۸$) حکایت از آن دارد که توزیع Co طی گسترش سیستم دگرسان به‌وسیله‌ی کانی‌های هماتیت و گوتیت کنترل شده است [۱۵]. با توجه به همبستگی‌های مثبت شدید بین Ti با Sn ($r = ۰,۹۳$) و W ($r = ۰,۸۹$) می‌توان استنباط کرد که روتیل نقش کنترلی ارزنده‌ای در توزیع این دو عنصر داشته است. همبستگی‌های مثبت شدید بین Al و Ti با Ta، Th، Ni، Sc، V و Be ($r = ۰,۹۴-۰,۷۷$) (جدول ۵) نشان از

بررسی‌های انجام شده نشان داده‌اند که دگرسانی‌های دمای بالا سبب تحرک عناصر با قدرت میدان بالا شده و شرایط لازم برای خروج عناصری نظیر Zr و Y را از سیستم دگرسان فراهم می‌کنند. این در حالی است که دگرسانی‌های دمای پایین باعث غنی‌شدگی عناصر یاد شده می‌شوند [۱۳]. با توجه به شستشوی این دو عنصر طی آرژلیکی شدن سنگ‌های آندزیتی می‌توان ادعا کرد که دمای بالای سیالات عامل دگرسانی یکی از عوامل اصلی کنترل کننده‌ی توزیع عناصر در این پهنه‌ی دگرسانی بوده است. تهی‌شدگی Rb، Sr و Cs از سیستم احتمالاً به واسطه‌ی شکسته شدن فلدسپارهای سنگ مادر طی فرآیندهای دگرسانی رخ داده است.

کاهش جرم Be از سیستم نشان دهنده‌ی نقش حیاتی محلول‌های درونزاد با ماهیت pH پایین در شستشوی این عنصر از سیستم است، زیرا بررسی‌های اخیر [۱۴] نشان داد که pH‌های پایین و بالا به ترتیب عامل اصلی در شستشو و تثبیت

لاتانیدها در پهنه‌ی مورد بررسی است (شکل ۸ الف). افزون بر این، وجود همبستگی‌های مثبت و متوسط تا شدید بین REEها با Fe ($r = 0.73$) (شکل ۸ ب)، Ti ($r = 0.69$) (شکل ۸ پ) و K ($r = 0.71$) (شکل ۸ ت) نشان از آن دارد که هماتیت و گوتیت به همراه روتیل، موسکویت-ایلیت و جاروسیت از دیگر کانی‌های کنترل کننده‌ی توزیع لاتانیدها در پهنه‌ی مورد بررسی هستند. در کل، از این همبستگی‌ها چنین استنباط می‌شود که فرایندهایی نظیر جذب سطحی، روبش و جانشینی تکریختی سه فاکتور مهم در توزیع و جدایش REEها در پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک مورد بررسی هستند.

الگوی توزیع و درجه جدایش REEها طی گسترش پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک

الگوی توزیع REEهای به‌هنجار شده به‌کندریت [۱۹] دلالت بر جدایش و غنی‌شدگی ضعیف LREEها از HREEها طی گسترش پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک شمال خاور خاروانا دارد (شکل ۹). افزون بر این، آنچه که از این نمودار استنباط می‌شود این است که الگوی توزیع REEهای به‌هنجار شده به سنگ اولیه‌ی آندزیتی، شبیه به الگوی توزیع REEها در نمونه‌های پهنه‌ی دگرسان آرژیلیک است. تنها اختلاف چشمگیر بین سنگ اولیه‌ی آندزیتی با پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک، رخداد بی-هنجاری منفی چشمگیر Ce در اغلب نمونه‌های پهنه آرژیلیک است (شکل ۹).

محاسبات انجام شده نشان می‌دهند که نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در نمونه‌های پهنه‌ی آرژیلیک، جایگه به‌کندریت [۱۹] به‌هنجار شده‌اند، به ترتیب بازه‌ی تغییرات $11.70-5.43$ و $4.74-2.44$ را نشان می‌دهند. مقادیر نسبت‌های یاد شده در آندزیت‌ها به ترتیب دارای بازه‌ی تغییرات $9.34-8.62$ و $3.99-3.53$ هستند. مقایسه‌ی این نسبت‌ها آشکار می‌کنند که مقادیر $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در نمونه‌های پهنه‌ی دگرسانی نسبت به آندزیت‌ها هر دو روند افزایشی و کاهش‌ی و به عبارت بهتر جدایی بین LREEها و HREEها را طی گسترش پهنه‌ی دگرسانی نشان می‌دهند. معمولاً جدایش LREEها از HREEها طی فرایندهای دگرسانی تابعی از pH محیط است. در pHهای اسیدی، LREEها و در pHهای قلیایی، HREEها دستخوش تحرک می‌شوند [۲۰]. از این‌رو، روند کاهش در نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در

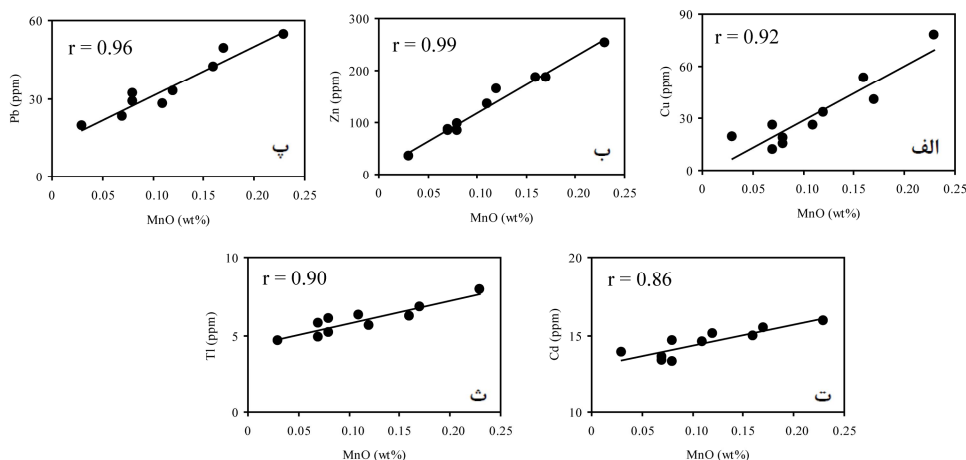
میزبانی عناصر جزئی یاد شده به‌وسیله‌ی رس‌ها (در اثر جذب سطحی) و روتیل (به واسطه‌ی جانشینی هم‌ریختی) دارد [۱۶]. افزون بر این، وجود همبستگی‌های مثبت شدید بین Zr با Y ($r = 0.93$) و Hf ($r = 0.95$) به این نکته اشاره دارند که فازهای کانیایی مقاوم در برابر دگرسانی نظیر زیرکن موجبات توزیع و تثبیت عناصر Y و Hf را در سیستم دگرسان مورد بررسی فراهم کرده‌اند. همبستگی‌های مثبت شدید بین جفت‌های عنصری Mn-Cu ($r = 0.91$) (شکل ۷ الف)، Mn-Zn ($r = 0.99$) (شکل ۷ ب)، Mn-Pb ($r = 0.96$) (شکل ۷ پ)، Mn-Cd ($r = 0.86$) (شکل ۷ ت)، و Mn-Tl ($r = 0.90$) (شکل ۱۱ ث) حکایت از آن دارند که اکسیدهای منگنز در سطوح بین لایه‌ای خود این پنج عنصر جزئی را تثبیت کرده‌اند [۱۵].

عناصر خاکی نادر: ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهند که بین لاتانیدها، همبستگی مثبت درونی بالایی بین HREEها (La تا Eu) ($r = 0.94-0.99$) نسبت به LREEها (La تا Eu) ($r = 0.63-0.99$) وجود دارد (جدول ۴). به طور معمول، pHهای پایین و بالا به ترتیب باعث شستشو و ترسیب REEها در سیستم‌های دگرسانی می‌شوند [۱۷]. با توجه به روند کاهش-افزایشی REEها (شکل ۶) (به جزء Ce که در کلیه نمونه‌ها با تهی‌شدگی همراه شده است) در نمونه‌های مورد بررسی، چنین به نظر می‌رسد که رفتار لاتانیدها طی فرایندهای آرژیلیکی شدن آندزیت‌ها در شمال خاور خاروانا، به مانند اغلب عناصر HFS و جزئی واسطه، به تغییرات pH محلول‌های دگرسان کننده وابسته باشد. این تغییرات نشان می‌دهند در نمونه‌هایی از پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک که در محل گسل‌ها گسترش یافته‌اند، REEها به واسطه‌ی ماهیت pH پایین سیالات دگرسان کننده شستشو شده‌اند. عناصر یاد شده در نمونه‌های دورتر از محل گسل‌ها به واسطه‌ی کاهش دمای سیستم و افزایش pH سیالات دگرسان کننده، در سیستم دگرسانی مورد بررسی رسوب کرده و با غنی‌شدگی همراه شده‌اند.

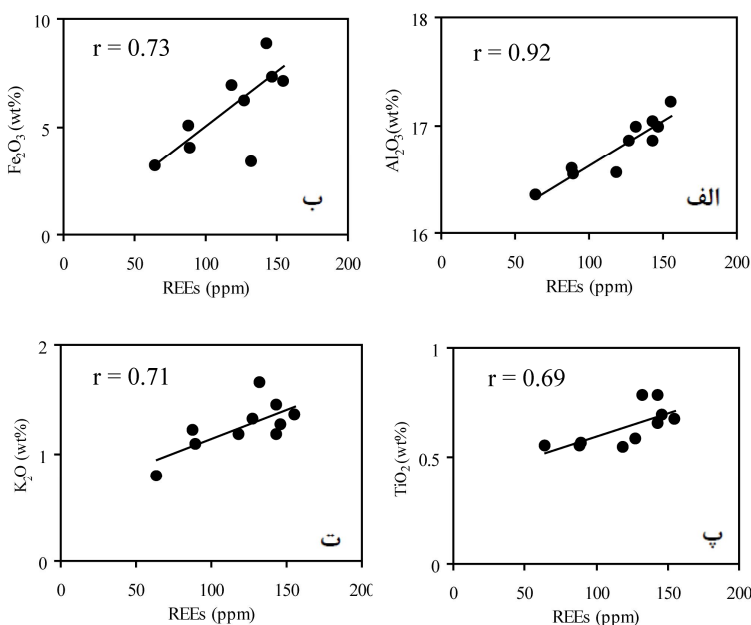
تاکنون کانی‌های متعددی نظیر کائولینیت، اکسیدهای آهن و منگنز، فازهای کانیایی تیتانیوم‌دار و فسفات‌های ثانویه به عنوان میزبانان اصلی REEها در محصولات دگرسانی معرفی شده‌اند [۱۸]. همبستگی‌های مثبت بین Al با REEها ($r = 0.93$) مبین نقش ارزنده کائولینیت در تمرکز و تثبیت بخشی از

گذر زمان) به همراه ناپایدار شدن همبافت‌های حامل LREEها نقش مهمی در افزایش نسبت‌های یاد شده ایفا کرده‌اند [۲۰]. با این توصیفات، می‌توان چنین تصور کرد که تغییرات در شیمی محلول‌های مسئول دگرسانی (نظیر pH) و اختلاف در درجه‌ی ناپایداری همبافت‌های حامل لاتانیدها از مهمترین سازوکارهای احتمالی و تاثیر گذار در الگوی توزیع REEها طی گسترش پهنه‌ی دگرسان آرژلیک مورد بررسی هستند.

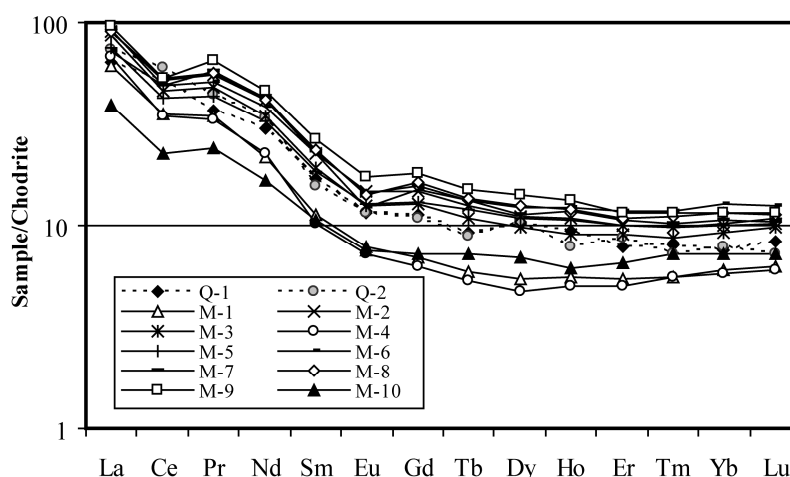
نمونه‌های کائولینیزه‌ای دیده می‌شود که در محل گسل‌ها و معابر سیالات دگرسان کننده درونزاد (با ماهیت pH پایین) گسترش یافته‌اند [۲۰]. روند افزایشی در نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در نمونه‌هایی از پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک قابل تشخیص است که دورتر از محل گسل‌ها و معابر سیالات دگرسان کننده گسترش یافته‌اند. به نظر می‌رسد کاهش دما و افزایش pH سیالات دگرسان کننده (به واسطه‌ی



شکل ۷ نمودارهای دو متغیره MnO در برابر Cu (الف)، Zn (ب)، Pb (پ)، Cd (ت) و Tl (ث) نمونه‌های مورد بررسی از پهنه دگرسانی مورد بررسی.



شکل ۸ نمودارهای دو متغیره REEs-Al₂O₃ (الف)، REEs-Fe₂O₃ (ب)، REEs-TiO₂ (پ) و REEs-K₂O (ت) برای نمونه‌های مورد بررسی از پهنه‌ی دگرسانی آرژلیک شمال خاور خاروانا.



شکل ۹ الگوی توزیع REE های به هنجار شده به کندریت [۱۹] در نمونه های پهنه آرژیلیک و سنگ اولیه آندزیتی.

طرفیتی به دو ظرفیتی تبدیل و به صورت بخشی از سیستم خارج شود [۲۱]. سازوکار دیگری که می تواند موجبات رخداد بی هنجاری منفی Eu را سبب شود، اکسایش پیریت های درونزاد سنگ های آندزیتی و تشکیل آبگون های اسیدی برون-زاد است. رخداد بی هنجاری مثبت ضعیف Eu در چند نمونه از پهنه ی دگرسانی آرژیلیک می تواند در ارتباط با روبش Eu به-وسیله ی هماتیت و گوتیت باشد. رخداد بی هنجاری منفی Ce در همه ی نمونه های بررسی شده، دلالت بر نقش موثر و ارزنده-ی محلول های درونزاد در تشکیل این پهنه دارد [۲۲].

برداشت

مهمترین نتایج حاصل از بررسی پهنه ی دگرسانی آرژیلیک شمال خاور خاروانا (شمال باختر ایران) عبارتند از:

۱- وجود کانی های پیروفیلیت، آلونیت، جاروسیت و روتیل نشان می دهد که سنگ های آتشفشانی کرتاسه دگرسانی در حد آرژیلیک پیشرفته را تجربه نموده و فعالیت یون سولفات در سیالات دگرسان کننده بالا بوده است.

۲- تخریب کانی های نظیر پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و هورنبلاند به وسیله ی گرمابها و اکسایش پیریت های درونزاد، مهم ترین عامل رخداد بی هنجاری منفی Eu در پهنه ی دگرسانی آرژیلیک بوده است. تغییرات بی هنجاری Ce نشان

رخداد بی هنجاری Eu و Ce طی گسترش پهنه ی دگرسانی آرژیلیک

در این پژوهش، برای محاسبه ی مقادیر بی هنجاری های Eu و Ce در نمونه های مورد بررسی به ترتیب از روابط زیر استفاده شد [۱۹]:

$$Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$$

$$Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N)$$

در این روابط، N به هنجار کردن مقادیر عناصر یاد شده به مقادیر مشابه در کندریت [۱۹] را نشان می دهد. این محاسبات نشان دهنده ی بازه ی تغییرات مقادیر بی هنجاری های Eu و Ce در نمونه های پهنه ی دگرسانی آرژیلیک به ترتیب از ۰/۵۹ تا ۰/۸۶ و ۰/۶۳ تا ۰/۷۸ متغیر است. مقادیر بی هنجاری های یاد شده در آندزیت ها نیز به ترتیب دارای بازه ی تغییراتی از ۰/۸۳ تا ۰/۸۸ و ۱/۰۲ تا ۱/۰۳ را داراست. مقایسه ی بازه ی تغییرات بی هنجاری های Eu و Ce بین نمونه های پهنه ی آرژیلیک و سنگ های اولیه آندزیتی نشان می دهد که رخداد فرایند آرژیلیکی شدن در شمال خاور خاروانا با رخداد بی هنجاری های مثبت و منفی ضعیف برای Eu و منفی میانگین Ce همراه بوده است. به نظر می رسد علت اصلی رخداد بی هنجاری منفی Eu، دگرسانی کانی های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و هورنبلاند سنگ اولیه آندزیتی در دماهای نسبتاً بالا باشد که سبب شده است Eu به دلیل حاکمیت شرایط احیایی شدید از حالت سه

Kighal porphyry Cu-Mo prospect, East-Azarbaidjan, NW Iran", Arabian Journal of Geosciences 8 (2015) 473-453.

[2] Simmonds V., Moazzen M., "Re-Os dating of molybdenites from Oligocene Cu-Mo-Au mineralized veins in the Qarachilar area, Qaradagh batholith (northwest Iran): Implications for understanding Cenozoic mineralization in South Armenia, Nakhchivan, and Iran", International Geology Review 57 (2015) 290-304.

[3] Hassanpour S., Alirezaei S., Selby D., Sergeev S., "SHRIMP zircon U-Pb and biotite and hornblende Ar-Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu-Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran", International Journal of Earth Sciences 104 (2015) 45-59.

[۴] نبوی م.ح.، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۵۵) ص ۱-۱۰۹.

[5] Brimhall G. H., Dietrich W. E., "Constitutive mass balance relations between chemical compositions, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis", Geochimica et Cosmochimica Acta 51 (1987) 567-587.

[6] Nesbitt H. W., Markovics G., "Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments", Geochimica et Cosmochimica Acta 61 (1997) 1653-1670.

[7] Nesbitt H. W., "Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite", Nature 279 (1979) 206-210.

[8] Grant J. A., "The isocon diagram; a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration ", Economic Geology 81 (1986) 1976-1982.

[9] Kadir S., Erkoyun H., "Genesis of the hydrothermal Karaçayir kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Uşak-Güre Basin, western Turkey", Turkish Journal of Earth Sciences 22 (2013) 444-468.

[10] Karakaya N., "REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler

می‌دهد که محلول‌های درونزاد نقش ارزنده‌ای در ایجاد این پهنه‌ی دگرسانی ایفا کرده‌اند.

۳- بر اساس ضرایب همبستگی محاسبه شده، توزیع و تمرکز عناصر جزئی نظیر Cu، Pb، Zn، Cd و Tl به‌وسیله‌ی اکسیدهای منگنز کنترل شده است.

۴- تلفیق نتایج محاسبات تغییرات جرم و ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهد که تغییرات در شرایط فیزیکی‌شیمیایی محیط تشکیل، جذب سطحی، روبش به‌وسیله‌ی اکسیدها و هیدروکسیدهای فلزی و تثبیت در فازهای کانیایی نئومورف مهمترین عوامل کنترل کننده‌ی توزیع REEها در پهنه دگرسانی ارژلیک هستند. در این بین، طیف گسترده‌ای از کانی‌ها نظیر کائولینیت، موسکویت- ایلیت، جاروسیت، همتایت، گوتیت و روتیل میزبان لانتانیدها در این پهنه‌ی دگرسانی هستند.

۵- کاهش جرم عناصری نظیر Ga، Sc، Hf، Nb، Th، Ta، Zr و Y طی گسترش این پهنه می‌تواند در ارتباط با عواملی نظیر pH پایین، نسبت‌های بالای آب به سنگ، یون‌های همبافت کننده فراوان در سیالات گرمایی و زهکشی مناسب سیستم باشد.

۶- بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که توزیع عناصری نظیر Co در این پهنه به‌وسیله‌ی همتایت و گوتیت، عناصری چون Sc، Ga، Ta، Th، U، V و Ni به‌وسیله‌ی رس-ها و روتیل، عناصری نظیر W و Sn به‌وسیله‌ی روتیل، و عناصری چون Cs، Rb و Sr به‌وسیله‌ی موسکویت- ایلیت کنترل شده است.

قدردانی

نگارنده‌ی این مقاله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است، لذا بدینوسیله نهایت سپاس و قدردانی خود را از مسئولین مربوطه اعلام می‌دارد. نگارنده، همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده‌ی داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نماید.

مراجع

[1] Simmonds V., Calagari A. A., Kyser K., "Fluid inclusion and stable isotope studies of the

- [16] Kadir S., Akbulut A., "Mineralogy, geochemistry and genesis of the Taşoluk kaolinite deposits in pre-Early Cambrian metamorphites and Neogene volcanites of Afyonkarahisar, Turkey", *Clay Minerals* 44 (2011) 89-112.
- [17] Kadir S., Kulah T., Eran M., Önagil N., Gurel A., "Minerological and geochemical characteristics and genesis of the Gözelyurt alunite-bearing kaolinite deposit within the late Miocene Gördeles ignimbrite, central Anatolia, Turkey ", *Clays and Clay Minerals* 62 (2014) 477-499.
- [18] Höhn S., Frimmel H. E., Pašava J., "The rare earth element potential of kaolin deposits in the Bohemian Massif (Czech Republic, Austria)", *Mineralium Deposita* 49 (2014) 967-986.
- [19] Taylor Y, McLennan S. M., "The continental crust: Its composition and evolution", 1st ed. Oxford, UK: Blackwell (1985).
- [20] Patino L. C., Velbel M. A., Price J. R., Wade, J. A., "Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala", *Chemical Geology* 202 (2003) 343–364.
- [21] Arslan M., Kadir S., Abdioglu E., Kolayli H., "Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey", *Clay Minerals* 41 (2006) 597-617.
- [22] Cravero F., Dominguez E., Iglesias C., "Genesis and applications of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina)", *Applied Clay Science* 18 (2001) 157-172.
- Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence*", *Journal of Geochemical Exploration* 101 (2009) 185-208.
- [11] Jiang N., Sun S., Chu X., Mizuta T., Ishiyama D., "Mobilization and enrichment of high-field strength elements during late- and post-magmatic processes in the Shuiquangou syenitic complex, Northern China", *Chemical Geology* 200 (2003) 117-128.
- [12] Fulignati P., Gioncada A., Sbrana A., "Rare-earth element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy)", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88 (1999) 325-342.
- [13] Salvi, S., Williams-Jones, A. E., "The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 1917–1932.
- [14] Feng, J., "Trace elements in ferromanganese concretions, gibbsite spots, and the surrounding terra rossa overlying dolomite: Their mobilization, redistribution and fractionation", *Journal of Geochemical Exploration* 108 (2011) 99-111.
- [15] Ndjigui P. D., Bilong P., Bitom D., Dia A., "Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon", *Journal of African Earth Sciences* 50 (2008) 305-328.