

زمین شیمی دگرسانی آرژلیک: مطالعه موردی از منطقه جیزوان، پهنه طارم - هشتجین

علی عابدینی^{۱*}

^۱دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۰/۲۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۱۰

چکیده

نفوذ توده های آذرین کوارتزموونزودیوریتی به سن الیگوسن به درون لیتیک کریستال توف ها و تراکی بازالت های ائوسن در منطقه جیزوان (پهنه طارم - هشتجین) سبب رخداد پهنه دگرسانی آرژلیک گسترده ای شده است. مطالعات کانی شناختی نشان می دهند که این پهنه دگرسانی دارای کانی های کائولینیت، کوارتز، اسمکتیت، پیروفیلیت، مسکوویت - ایلیت، آلونیت، روتیل، کلسیت، فلدسپار، کلریت، هماتیت و گوتیت است. کانه های درونزاد درون رگه ها و رگچه های سیلیسی - کربناته پهنه دگرسانی آرژلیک شامل کالکوپیریت، گالن و پیریت هستند که توسط گوتیت، مالاکیت و آزوریت با منشأ برونزاد همراهی می شوند. محاسبات تغییرات جرم عناصر با فرض AI به عنوان عنصر شاخص کم تحرک نشان می دهند که عناصری مانند Ta, Y, Nb, Th, P, Ti, Zr در طی آرژلیکی شدن لیتیک کریستال توف ها دچار شستشو شده اند. این رفتار غیرعادی در ارتباط با pH پایین سیال های دگرسان کننده، نسبت بالای آب به سنگ، فراوانی یون های کمپلکس کننده و سامانه زهکشی مناسب است. الگوی توزیع REE های بهنجار شده با کندریت نشان دهنده تفریق و غنی شدگی LREEs نسبت به HREEs و رخداد بی هنجاری های منفی Eu و Ce در طی آرژلیکی شدن لیتیک کریستال توف ها هستند. بررسی های زمین شیمیایی آشکار می کنند که رخداد بی هنجاری منفی Ce (۰/۴۹-۰/۹۲) در ارتباط با تخریب زیرکن توسط سیال های اکسیدان - اسیدی است. بی هنجاری منفی Eu (۰/۲۳-۰/۷۳) و کاهش جرم عناصری مانند Sr, Cs, Rb, K, Fe, Si, Ba در طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک، تخریب کانی های پلاژیوکلاز و هورنبلاند توسط سیال های گرمایی به شدت اسیدی و فوگاسیته بالای اکسیژن محیط را نشان می دهد. ضراب همبستگی میان عناصر نشان از نقش کنترل کننده اکسیدهای منگنز در توزیع و تمرکز Zn, Pb, REEs و Cu دارند. شواهد کانی شناختی و زمین شیمیایی مانند حضور پیروفیلیت، آلونیت و روتیل، غنی شدگی LREEs نسبت به HREEs، مقادیر La+Ce+Y پایین، بی هنجاری منفی Ce و همبستگی های مثبت قوی میان LOI_n-(LREEs/HREEs)_n و P-(La/Lu)_n پیشنهاد می کنند که گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژلیک در منطقه جیزوان به فرایندهای درونزاد وابسته است.

کلیدواژه ها: زمین شیمی، دگرسانی آرژلیک، توزیع عناصر، فرایندهای درونزاد، پهنه طارم - هشتجین.

E-mail: a.abedini@urmia.ac.ir

*نویسنده مسئول: علی عابدینی

۱- پیش نوشتار

پهنه فلززایی طارم - هشتجین یکی از مستعدترین پهنه های کشور از دیدگاه اکتشاف و پی جویی کانارسازی های گوناگونی از فلزات پایه است. در این پهنه، نفوذ توده های آذرین درونی به سن الیگوسن و با ماهیت شوشونیتی و کالک آلکالان به درون سنگ های آتشفشانی ائوسن سبب رخداد کانه زایی های فلزی مختلف و دگرسانی های گسترده شده است (حاج علیلو، ۱۳۷۸؛ قربانی، ۱۳۸۱). رخداد کانه زایی های فلزی مختلف در این پهنه به طور چیره به صورت رگه ها و رگچه های وراگرمایی درون توف ها و سنگ های آتشفشانی ائوسن صورت گرفته است. مطالعات انجام شده بر روی ذخایر این پهنه فلززایی تاکنون به طور چیره شامل بررسی ژنر ذخایر و جایگاه تکنونو - ماگمایی سنگ های آذرین میزبان کانه زایی ها با استفاده از مطالعات کانی شناسی، زمین شیمیایی، میانبارهای سیال و ایزوتوپی بوده است (ترکمانی، ۱۳۷۷؛ هادی زاده و همکاران، ۱۳۸۵ الف و ب؛ حاج علیلو، ۱۳۷۸؛ عابدینی و همکاران، ۱۳۹۰؛ ندری و همکاران، ۱۳۹۲؛ Esmaeli et al., 2015; Aramesh Asl et al., 2015; Abedini et al., 2016; Mehrabi et al., 2016). تا به حال، ویژگی های زمین شیمیایی پهنه های دگرسانی مرتبط با کانی سازی های فلزی در این پهنه نسبت به موارد یاد شده کمتر مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است.

منطقه جیزوان، در ۲۰ کیلومتری جنوب خاور شهرستان هشتجین، در مرز میان استان های اردبیل و زنجان، بخشی از پهنه فلززایی طارم - هشتجین است. در این منطقه، یک سامانه دگرسانی آرژلیک به نسبت گسترده ای درون توف ها و سنگ های آتشفشانی ائوسن گسترش یافته است که تاکنون مطالعه زمین شیمیایی خاصی بر روی آن انجام نشده است. در این کار پژوهشی، سعی شده است با تلفیق نتایج حاصل از بررسی های کانی شناختی و زمین شیمیایی، اطلاعات جامعی از نقش کنترل کننده کانی ها و عوامل زمین شیمیایی مؤثر در تحرک، توزیع و غنی شدگی عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی کمیاب در طی آرژلیکی شدن توف ها، دلایل

رخداد بی هنجاری های Eu و Ce و تغییرات نسبت های عنصری در پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه جیزوان ارائه شود.

۲- روش مطالعه

این کار پژوهشی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در بخش صحرایی، پیمایش هایی به منظور شناخت سنگ های آذرین موجود در منطقه، چگونگی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک و سنگ های آذرین مرتبط با آن و نوع کانی سازی های فلزی رخ داده انجام شده است. سپس، با در نظر گرفتن روابط صحرایی، از پهنه دگرسانی آرژلیک و سنگ های آذرین مرتبط با آنها نمونه گیری شد. در بخش آزمایشگاهی، ترکیب کانی شناختی توف های مرتبط با دگرسانی آرژلیک با تهیه و مطالعه ۱۴ مقاطع نازک - صیقلی مشخص شد. برای تعیین فازهای کانیایی نامشخص، ۵ نمونه از پهنه دگرسانی آرژلیک انتخاب و با استفاده از پراش سنخ D-5000 مدل زمینس در شرایط تشعشع CuK α ، کرماتورهای گرافیتی، ولتاژ ۴۰ کیلوولت، جریان ۴۰ میلی آمپر، سرعت اسکن ۲ درجه در هر دقیقه و بازه اسکن ۲ تا ۷۰ درجه در سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور مورد تجزیه قرار گرفتند. در پایان، پس از بررسی های کانی شناختی، ۱۴ نمونه از پهنه دگرسانی آرژلیک و ۲ نمونه از توف های مرتبط با آنها انتخاب و به روش های طیف سنجی انتشاری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی و عناصر جزئی و خاکی کمیاب در آزمایشگاه ACME کشور کانادا تجزیه شدند. در اندازه گیری مقادیر عناصر خاکی کمیاب حدود ۰/۵ گرم از هر نمونه با بورات لیتیم ترکیب و در اسید نیتریک رقیق شد. در تجزیه های انجام شده، محدوده آشکارسازی برای SiO₂، Al₂O₃، CaO، Na₂O، MgO، K₂O، TiO₂، MnO و P₂O₅ ۰/۰۱ در صد وزنی، برای Fe₂O₃ ۰/۰۴ در صد وزنی، برای Cr₂O₃ ۰/۰۰۲

همراه درشت بلورها دیده می‌شوند. زمینه این سنگ‌ها را به‌طور چیره تیغه‌های ریز پلاژیو کلاز، کلریت، کلسیت و اپیدوت تشکیل می‌دهند. زیرکن و آپاتیت از جمله کانی‌های فرعی حاضر در زمینه سنگ هستند. اپیدوت، کلریت و کلسیت به ترتیب فراوان‌ترین کانی‌های حاصل از دگرسانی و پیریت مهم‌ترین کانی فلزی پراکنده در متن در این سنگ‌هاست.

نتایج حاصل از تجزیه‌های پراش پرتو X (XRD) نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی آرژیلیک در جدول ۱ و شکل ۵ ارائه شده است. با توجه به نتایج این جدول، کانی‌های اصلی این پهنه دگرسانی شامل کائولینیت و کوارتز هستند که توسط اسمکتیت، پیروفیلیت، مسکوویت- ایلیت، آلونیت، فلدسپار، همتایت، گوتیت، روتیل، کلریت و کلسیت در مقادیر فرعی همراهی می‌شوند (شکل ۵). وجود کانی‌های پیروفیلیت و آلونیت نشان می‌دهد که لیتیک کریستال‌توف‌های ائوسن دگرسانی در حد آرژیلیک پیشرفته را تجربه کرده‌اند و فعالیت یون سولفات در سیال‌های مسئول دگرسانی بالا بوده است.

۴-۲. کانه‌نگاری رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی- کربناته پهنه دگرسانی آرژیلیک
مطالعات کانه‌نگاری نشان می‌دهند که کانی‌زایی در رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی- کربناتی موجود در پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه جیزوان به دو دسته درونزاد و برونزاد قابل تفکیک است. کانی‌های درونزاد شامل کالکوپیریت، گالن و پیریت و کانی‌های برونزاد مشتمل بر گوتیت، مالاکیت و آزوریت هستند. کالکوپیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی درونزاد مس در رگه‌ها و رگچه‌هاست که بیشتر به‌صورت درهم‌رشدی با پیریت (شکل ۴-ب) دیده می‌شود. این کانی گاه در اثر دگرسانی برونزاد به گوتیت (شکل ۴-پ) تبدیل شده است. گالن به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود که بیشتر حفره‌های فراوان جهت یافته دارند (شکل ۴-ت). مالاکیت مهم‌ترین کانی برونزاد رگه‌ها و رگچه‌های کانه‌زایی شده است که بیشتر از حواشی کالکوپیریت را دربر گرفته است. آزوریت نیز به‌صورت بلورهای دانه‌ریز به همراه مالاکیت در درزها و شکستگی‌ها گسترش یافته است.

۴-۳. زمین‌شیمی

ترکیب شیمیایی پهنه دگرسانی آرژیلیک و محاسبات تغییرات جرم عناصر در طی آرژیلیکی شدن لیتیک کریستال توف‌ها: نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌های لیتیک کریستال توف و نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک حاصل از دگرسانی آنها در جدول ۲ ارائه شده است. رسم نمونه‌ها در نمودار دومتغیره Zr/TiO_2 برابر Winchester and Floyd, 1977) نشان می‌دهد که لیتیک کریستال‌توف‌ها ترکیبی در حد آندزیت و محصولات دگرسانی آنها ترکیبی در حد تراکی آندزیت و آلکالی‌بازالت دارند (شکل ۶).

تاکنون روش‌های مختلفی برای محاسبات تغییرات جرم در طی گسترش فرایندهای دگرسانی توسط پژوهشگران مختلف ارائه شده است. از جمله این روش‌ها می‌توان به روش فاکتور حجم (Gresens, 1967)، ایزوکون (Grant, 2005) و عناصر کم‌تحرك (Nesbitt, 1979; MacLean and Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; Nesbitt and Markovics, 1997) اشاره کرد. در این پژوهش، برای محاسبات تغییرات جرم عناصر در طی تکون و گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک از روش زمین‌شیمی عنصر کم‌تحرك (Nesbitt, 1979; Nesbitt and Markovics, 1997) استفاده شد. در این محاسبات، Al_2O_3 به دلیل دامنه تغییرات کم (۱۶/۵۲ تا ۳۳/۶۷ درصد وزنی) و افزایش کم نسبت به لیتیک‌توف‌ها (غنی‌شدگی ظاهری به دلیل کاهش حجم سیستم) نسبت به دیگر اجزای کم‌تحرك مانند Nb, Th, Zr, Ti و Hf به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرك انتخاب شد و میزان افزایش و یا کاهش عناصر در طی آرژیلیکی شدن با استفاده از رابطه زیر به دست آمد (Nesbitt and Markovics, 1997):

$$\% \text{ Change} = \left[\frac{\text{Element}_{\text{Argillic sample}} / Al_2O_3_{\text{Argillic sample}}}{\text{Element}_{\text{Lithic crystal tuff}} / Al_2O_3_{\text{Lithic crystal tuff}}} \right] - 1 \times (100)$$

در صد وزنی، برای عناصر جزئی ۰/۱ تا ۲۰ ppm و برای عناصر خاکی کمیاب ۰/۱ تا ۰/۱ ppm بوده است. مقادیر LOI نمونه‌های دگرسان و سالم توسط آزمایشگاه ACME بر پایه کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرما دادن در ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه محاسبه شدند. در این پژوهش، داده‌های تجزیه‌های شیمیایی با استفاده از ضرایب همبستگی پیرسون، محاسبات تغییرات جرم و نسبت‌های عنصری مورد ارزیابی قرار گرفتند. برای محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون از نرم‌افزار SPSS ورژن ۱۶ استفاده شد.

۳- زمین‌شناسی و دگرسانی

منطقه جیزوان، بر پایه تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، در پهنه ساختاری البرز- آذربایجان قرار دارد (شکل ۱). بر پایه مشاهدات صحرایی، سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی به سن ائوسن و الیگوسن مهم‌ترین واحدهای سنگی در این منطقه هستند. کهن‌ترین واحدهای سنگی منطقه را لیتیک کریستال‌توف‌ها و تراکی‌بازالت‌های ائوسن تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها بخش قابل ملاحظه‌ای از منطقه را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۲). گدازه‌های آندزیتی تا تراکی آندزیتی با گسترش بسیار محدود از دیگر واحدهای سنگی ائوسن رخمون یافته در منطقه هستند. در این منطقه، واحدهای آذرین الیگوسن به دو دسته درونی و بیرونی قابل تفکیک هستند. واحدهای آذرین درونی شامل سنگ‌های کوارتزمونوزودیوریتی هستند که با برونزد بسیار محدود و آن هم به‌صورت دایک در منطقه رخمون دارند. واحدهای آذرین بیرونی مشتمل بر سنگ‌های آندزیتی- بازالت هستند. سنگ‌های تراکی پلیوکواترنری و آبرفت‌های عهد حاضر (کواترنری) جوان‌ترین تشکیلات سنگی منطقه را شامل می‌شوند (شکل ۲).

پیمایش‌های صحرایی نشان می‌دهند که سنگ‌های لیتیک کریستال توف (به‌طور گسترده) و تراکی‌بازالت‌های (به‌صورت محدود) ائوسن به شدت دگرسان شده و با کانه‌زایی‌های رگه‌ای، رگچه‌ای و پراکنده از مس، آهن و سرب همراه شده‌اند. علت رخداد این دگرسانی‌ها که به‌طور چیره در محل تراکم و گسترش گسل‌ها صورت گرفته است، نفوذ سنگ‌های آذرین کوارتزمونوزودیوریتی الیگوسن با محتوای آب زیاد و فوگاسیته بالای گوگرد به درون لیتیک کریستال‌توف‌ها و تراکی‌بازالت‌های ائوسن است (حاج‌علیلو، ۱۳۷۸).

بر پایه مشاهدات صحرایی، پهنه‌های دگرسانی مرتبط با دگرسانی توف‌ها و تراکی‌بازالت‌های ائوسن را می‌توان به سه دسته کلی، شامل: ۱) پهنه دگرسانی آرژیلیک، ۲) پهنه دگرسانی فلیک و ۳) پهنه دگرسانی پروپیلیتیک تفکیک کرد. از میان پهنه‌های یاد شده، پهنه دگرسانی آرژیلیک بیشترین گسترش (شکل ۳) را دارد و دو پهنه دگرسانی فلیک و پروپیلیتیک دارای گسترش بسیار محدودی هستند. در پهنه دگرسانی آرژیلیک، کانی‌های کوارتز بیشتر به‌صورت نهان‌بلور و گاه به‌صورت بلورهای دانه‌درشت آغشته به همتایت، لیمونیت و جاروسیت دیده می‌شوند. افزون بر این، در این پهنه کانه‌زایی‌هایی به‌صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و پراکنده از نوع کالکوپیریت، پیریت، گالن، همتایت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت دیده می‌شود. رگه‌ها و رگچه‌های یاد شده از نوع سیلیسی- کربناته هستند. برشی شدن محلی، سیلیس‌شدگی شدید، کانی‌سازی ژئوس، انیدریت و باریت و پرشدگی شکستگی‌ها توسط کلسیت از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناختی پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه جیزوان به شمار می‌روند.

۴- نتایج و بحث

۴-۱. سنگ‌نگاری لیتیک کریستال توف‌ها و کانی‌شناسی پهنه دگرسانی آرژیلیک

مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهند که لیتیک کریستال‌توف‌ها به عنوان سنگ اولیه پهنه دگرسانی آرژیلیک، به‌طور چیره ترکیب آندزیتی و بافت‌های میکرولیتی و پورفیری دارند. این سنگ‌ها دارای درشت‌بلورهایی از پلاژیو کلاز (شکل ۴-الف)، کلینوپروکسن و هورنبلند هستند که در یک زمینه میکرولیتی پراکنده شده‌اند. کانی‌های کدر بیشتر در زمینه سنگ حضور دارند و گاه به

سیال‌های دگرسان به سامانه رخ داده است. افزون بر این، همبستگی‌های مثبت قوی میان $\text{TiO}_2\text{-W}$ ($r = 0.86$) و $\text{TiO}_2\text{-Sn}$ ($r = 0.81$) (جدول ۴) نشان از آن دارند که تغییرات W و Sn در پهنه دگرسانی مورد مطالعه توسط کانی روتیل کنترل شده است. **– الگوی توزیع REEs در پهنه دگرسانی آرژلیک و تغییرات نسبت‌های عنصری:** مقادیر عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک در جدول ۲ ارائه شده است. مقادیر $\text{HREEs}_{\text{Gd-Lu}}$ ، $\text{LREEs}_{\text{La-Eu}}$ و $\text{REEs}_{\text{La-Lu}}$ در پهنه دگرسانی مورد مطالعه به ترتیب در بازه‌ای از ۱۰۰/۲۵ تا ۱۸۰/۹۸، ۱۴/۰۳ تا ۲۳/۹۹ و ۱۲۰/۸۶ تا ۱۹۵/۰۱ ppm متغیر است (جدول ۵).

الگوی توزیع REEs بهنجار شده با کندریت (Taylor and McLennan, 1985) نشان از تفریق و غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs همراه با رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu و Ce در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک دارد (شکل ۱۰). تفریق و غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs را در پهنه دگرسانی آرژلیک می‌توان از روی نسبت‌های $(\text{La/Yb})_N$ ، $(\text{LREEs/HREEs})_N$ و $(\text{La/Lu})_N$ دریافت؛ جایی که بازه تغییرات این نسبت‌ها به ترتیب ۲/۷۳ تا ۷/۲۵، ۸/۸۲ تا ۲۳/۵۶ و ۸/۶۱ تا ۳۹/۴۱ است (جدول ۵). به نظر می‌رسد این تفریقات به نسبت ضعیف با افزایش جذب Lu نسبت به La توسط کانی‌های مختلف مانند رس‌ها تحت شرایط اسیدی که به وسیله کاهش در شعاع یونی کنترل می‌شود، در ارتباط باشد (Fulignati et al., 1999).

مطالعات انجام شده روی پهنه‌های دگرسانی آرژلیک در نقاط مختلف دنیا نشان داده است که با بررسی همبستگی اجزایی مانند P_2O_5 و LOI با نسبت‌هایی چون $(\text{LREEs/HREEs})_N$ و $(\text{La/Lu})_N$ می‌توان درونزاد بودن یا برونزاد بودن محلول‌های مسئول دگرسانی در پهنه‌های آرژلیک را مشخص کرد (Grecco et al., 2012). رسم نمودارهای دومتغیره نشان می‌دهد که همبستگی مثبت قوی میان روند تغییرات $(\text{LREEs/HREEs})_N$ در برابر LOI (شکل ۱۱-الف) و $(\text{La/Lu})_N$ در برابر P_2O_5 (شکل ۱۱-ب) در میان نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک در منطقه جیزوان وجود دارد. این نوع همبستگی‌ها در ذخایر آرژلیک از ویژگی‌های آشکار محیط‌های درونزاد به شمار می‌رود (Grecco et al., 2012). افزون بر این، تمرکز به نسبت پایین La+Ce+Y (۱۱۸/۷-۷۲/۶ ppm) و مقدار متوسط La+Ce+Y (۸۴/۴ ppm) می‌تواند تأییدی بر منشأ درونزاد پهنه دگرسانی آرژلیک باشد (Dill et al., 1997 and 2000). از این نظر، پهنه دگرسانی آرژلیک جیزوان شباهت زیادی به پهنه‌های آرژلیک دارای کائولن Lohreim ال‌سالوادر (Dill et al., 2000) و Karacayir ترکیه (Kadir et al., 2011) دارد. همچنین، منشأ درونزاد پهنه دگرسانی آرژلیک را می‌توان از روی شباهت در برخی از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مانند مقادیر پایین Cr، Nb، و Ti با پهنه‌های دگرسانی آرژلیک با منشأ درونزاد شناخته شده در دنیا مانند ذخایر آرژلیک central Andes شمال باختر پرو (Dill et al., 1997) و Usak ترکیه (Erkoyun and Kadir, 2011) دریافت.

نتایج حاصل از محاسبات تغییرات جرم نیز می‌تواند در تعیین نوع فرایندهای دخیل در تشکیل پهنه دگرسانی آرژلیک مورد مطالعه کمک فراوانی بنماید. تهی‌شدگی عناصری مانند Fe، Nb، و Ti (شکل ۷) پیشنهاد می‌کنند که منشأ درونزاد پهنه دگرسانی جیزوان بسیار محتمل‌تر از منشأ برونزاد آن است (Abedini and Calagari, 2015 and 2016). این تغییرات بسیار شبیه به شرایط گرمایی گزارش شده از پهنه آرژلیک دارای کائولن در Swat پاکستان است (Siddiqui and Ahmed, 2008).

– عوامل کنترل‌کننده توزیع، تحرک و غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب در طی گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژلیک: نتایج محاسبات تغییرات جرم نشان می‌دهند که Ce، La، Dy تا Lu در طی تکوین پهنه دگرسانی آرژلیک با تهی‌شدگی Gd، Eu، Sm، Nd، Pr و Tb با دو فرایند شستشو و غنی‌شدگی همراه شده‌اند (شکل ۸). با توجه به روند تغییرات جرم لاتانیدها و حضور کانی آلونیت در این پهنه که نشان‌دهنده فعالیت بالای یون سولفات در محلول گرمایی است (Knight, 1977)، به نظر می‌رسد که فراوانی یون‌های سولفات در محیط نمی‌تواند

مقادیر منفی و مثبت به دست آمده به ترتیب نشان‌دهنده میزان کاهش و افزایش جرم عناصر در طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک است. نتایج حاصل از این محاسبات نشان می‌دهند که عناصری مانند U، Th، P، Ti، K، Mg، Na، Ca، Fe، Si، Ba، Co، Nb، Cs، Rb، Cr، V، Ta، Sr، W، Y، Zr، Ni، La، Ce، Dy، Ho، Er، Tm و Yb طی فرایندهای آرژلیکی شدن لیتیک کریستال توف‌ها در جیزوان دچار شستشو، عناصری مانند Ga و Sc دچار غنی‌شدگی، و عناصری مانند Mn، Gd، Eu، Sm، Nd، Pr، Pb، Cu، Zn و Tb دچار هر دو فرایند شستشو و تثبیت شده‌اند (جدول ۳ و شکل‌های ۷ و ۸).

– عوامل کنترل‌کننده توزیع، تحرک، و غنی‌شدگی عناصر اصلی، فرعی و جزئی در طی توسعه و تکامل پهنه دگرسانی آرژلیک: تلفیق نتایج حاصل از کانی‌شناسی، محاسبات تغییرات جرم عناصر و تجزیه ضرایب همبستگی اطلاعات بازرشی از شرایط فیزیکوشیمیایی و عوامل زمین‌شیمیایی مؤثر در توزیع، تحرک و غنی‌شدگی عناصر در طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک در منطقه جیزوان ارائه می‌کند. کاهش جرم Si در طی تشکیل و گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک دلیلی بر کائولینیتی شدن فلدسپارهای لیتیک کریستال توف‌ها و زهکشی مناسب سامانه است. شستشوی Fe در ارتباط با اکسایش پیریت‌های سنگ‌های اولیه و تولید اسید سولفوریک و سولفات فروری محلول است که سبب خروج نسبی Fe از سامانه را فراهم کرده است. همچنین، به نظر می‌رسد که تخریب کانی‌های فرومینیزین نیز نقش ناچیزی در شستشوی Fe ایفا کرده است. خروج Cs، Rb، Ba، Ca، Na، K و Sr نشان از دگرسانی فلدسپارها و آزاد شدن بخشی عناصر یاد شده به درون محلول‌های دگرسان کننده دارد. تخریب و شکسته شدن کانی‌های فرومینیزین سبب خروج بخشی Ni، Co، Zn، Mn، Mg از سیستم شده است (Arslan et al., 2006; Abedini and Calagari, 2016). افزایش جرم شدید Mn در برخی از نمونه‌های پهنه آرژلیک می‌تواند دلیلی بر اکسید شدن Mn^{2+} به Mn^{4+} و تثبیت این عنصر به صورت اکسیدها و هیدروکسیدهای غیر قابل حل و ورود این عنصر توسط سیال‌های دگرسان کننده به سامانه باشد (Koppi et al., 1996).

عناصر Ta، Hf، Th، Nb، Zr، Ti، P و Y که بیشتر در طی فرایندهای دگرسانی به صورت بی‌تحرک رفتار می‌کنند (Jiang et al., 2003)؛ در طی تشکیل و گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک در جیزوان متحمل شستشو شده‌اند. این رفتار غیر عادی می‌تواند در ارتباط با عواملی مانند pH پایین سیال‌های دگرسان کننده، نسبت بالای سیال به سنگ، شدت بالای فرایند دگرسانی، فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز در سیال و سامانه زهکشی مناسب باشد (Fulignati et al., 1999; Karakaya, 2009). ماهیت pH پایین سیال‌های دگرسان کننده را می‌توان از روی کاهش جرم عناصری مانند Ni، V، Cr و Co در طی گسترش پهنه دگرسانی مورد مطالعه دریافت؛ چرا که حضور این عناصر در سنگ‌های دگرسان شده به شدت به pH محیط وابسته است. pH‌های پایین و بالا به ترتیب سبب تهی‌شدگی و غنی‌شدگی این عناصر در طی فرایندهای دگرسانی می‌شوند (Marques et al., 2004).

ضرایب همبستگی مثبت قوی میان Al-Ga ($r = 0.94$) و Al-Sc ($r = 0.86$) و مثبت متوسط تا قوی میان Ti-Ga ($r = 0.81$) و Ti-Sc ($r = 0.76$) (جدول ۴) نشان می‌دهند که فازهای رسی مانند کائولینیت به همراه روتیل سبب تثبیت و غنی‌شدگی Ga و Sc در پهنه دگرسانی مورد مطالعه شده‌اند. خروج نسبی U از سامانه می‌تواند با طبیعت اکسیدان سیال‌های دگرسان کننده در ارتباط باشد. ضرایب همبستگی مثبت قوی میان MnO-Cu ($r = 0.94$) (شکل ۹-الف)، MnO-Pb ($r = 0.74$) (شکل ۹-ب)، و MnO-Zn ($r = 0.93$) (شکل ۹-پ) آشکار می‌کنند که توزیع Cu، Pb و Zn در پهنه دگرسانی آرژلیک وابسته به اکسیدهای منگنز است. اکسیدهای منگنز می‌توانند این عناصر را در سطوح میان‌لایه‌ای خود تثبیت کنند (Ndjigui et al., 2008). با توجه به افزایش جرم عناصر Cu، Pb، Zn و وجود کانی‌های از کالکوپریت و گالن در سامانه دگرسانی مورد مطالعه به نظر می‌رسد که بخشی از افزایش جرم این عناصر جزئی به دلیل ورود آنها توسط

رفتن fO_2 سامانه گرمایی است؛ چرا که در این شرایط انتقال Eu در محلول بسیار راحت تر صورت می‌گیرد (Sverjensky, 1984; Elderfield and Sholkovitz, 1987; Karakaya et al., 2012).

۵- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی بر روی پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه جیزوان (پهنه طارم- هشتمین) عبارتند از:

(۱) فرایند تبدیل لیتیک کریستال‌توف‌های ائوسن به پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه جیزوان با رخداد کانی‌های کائولینیت، کوارتز، اسمکتیت، پیروفیلیت، مسکوویت- ایلیت، آلونیت، روتیل، کلسیت، فلدسپار، کلریت، هماتیت و گوتیت همراه بوده است.

(۲) حضور کانی‌های پیروفیلیت و آلونیت نشان می‌دهد که لیتیک کریستال‌توف‌ها دگرسانی در حد آرژیلیک پیشرفته را تجربه کرده‌اند و فعالیت یون سولفات در سیال‌های مسئول دگرسانی بالا بوده است.

(۳) خروج عناصری مانند Ta, Hf, Th, Nb, Zr, Ti, P و Y نشان‌دهنده pH پایین سیال‌های دگرسان‌کننده، نسبت بالای سیال به سنگ، شدت بالای فرایند دگرسانی، زهکشی مناسب و فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز در سامانه است.

(۴) توزیع و تمرکز عناصری مانند Zn, Pb, Cu و REEs در پهنه دگرسانی آرژیلیک توسط اکسیدهای منگنز کنترل شده است.

(۵) فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز در سیال‌های دگرسان‌کننده مانع از عملکرد کانی‌های کائولینیت، اسمکتیت، هماتیت و گوتیت در جذب LREEs در پهنه دگرسانی آرژیلیک شده است.

(۶) غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs، مقادیر $La+Ce+Y$ پایین، بی‌هنجاری منفی Ce و همبستگی‌های مثبت قوی میان $LOI - (LREEs/HREEs)_N$ و $(La/Lu)_N - P$ درون‌زاد نقش مهمی در گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه جیزوان داشته‌اند.

(۷) مطالعات انجام شده نشان می‌دهند که پهنه دگرسانی آرژیلیک جیزوان از دید کنش و واکنش‌های زمین‌شیمیایی شباهت زیادی به ذخایر آرژیلیک Lohreim السالوادر، Karacayir و Usak ترکیه، central Andes شمال باختر پرو و Swat پاکستان دارد.

(۸) رخداد بی‌هنجاری منفی Eu در طی آرژیلیکی شدن لیتیک کریستال‌توف‌ها در ارتباط با تخریب کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند توسط سیال‌های گرمایی به شدت اسیدی و فوگاسیته بالای fO_2 سامانه گرمایی و رخداد بی‌هنجاری منفی Ce در ارتباط با تخریب زیرکن توسط سیال‌هایی با ماهیت اکسیدان- اسیدی است.

سپاسگزاری

این مقاله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است؛ بنابراین، به این وسیله از مسئولان مربوط و همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم فصلنامه علوم زمین سپاسگزاری می‌شود.

دلیل تفریق و غنی‌شدگی برخی از REEs و تهی‌شدگی برخی از آنها باشد. این استنتاج از اینجا ناشی می‌شود که REE^{3+} در طی کمپلکس شدن با لیگاندهای سولفاتی دچار تفریق بسیار ضعیف می‌شوند و یا تفریق حاصل نمی‌کنند (Wood, 1990). با توجه به اثبات نقش مؤثر فرایندهای درون‌زاد در شکل‌گیری پهنه دگرسانی، انتظار بر این است که همه REEs در طی آرژیلیکی شدن لیتیک کریستال‌توف‌ها دچار تهی‌شدگی شوند. نتایج این پژوهش نشان از آن دارد که این پدیده تنها برای Ce, La و برخی از HREEs (Lu تا Dy) صادق است. توانایی کانی‌های کائولینیت، اسمکتیت، هماتیت و گوتیت در جذب و روبش LREE در سامانه‌های دگرسانی پیش‌تر به اثبات رسیده است (Koeppenkastrup and De Carlo, 1992; Abdioğlu et al., 2015). با توجه به حضور این کانی‌ها در پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه جیزوان و تهی‌شدگی LREE هایی مانند La و Ce می‌توان چنین متصور شد که فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز در سیال‌های ایجادکننده این پهنه، شرایط بسیار محدود و ضعیفی را برای جذب و روبش LREEs توسط رس‌ها و فازهای اکسیدی و هیدروکسیدی آهن فراهم کرده است. همبستگی مثبت قوی میان تغییرات MnO-REEs ($r = 0.92$) (شکل ۹- ت) نشان می‌دهد که تغییرات لانتانیدها در پهنه دگرسانی آرژیلیک مورد بررسی توسط اکسیدهای منگنز کنترل شده است و این اکسیدها به صورت انتخابی لانتانیدهایی مانند Eu, Gd, Sm, Nd و Pr را در سطوح میان‌لایه-ای خود تثبیت کرده و سبب غنی‌شدگی آنها در برخی از نمونه‌ها شده‌اند (Ndjigui et al., 2008).

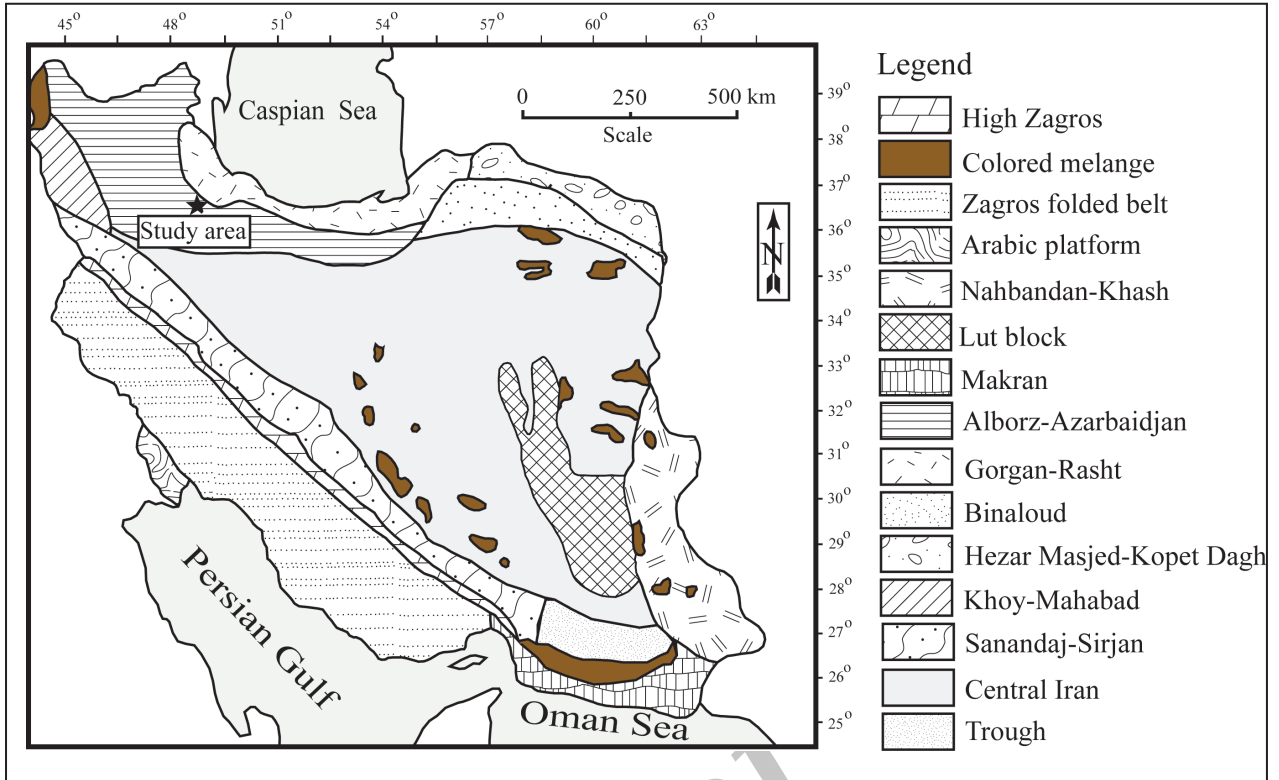
- تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce: در این پژوهش، برای محاسبه مقادیر بی‌هنجاری‌های Ce و Eu در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک و لیتیک کریستال‌توف‌ها (سنگ اولیه) به ترتیب از روابط زیر استفاده شد (Taylor and McLennan, 1985):

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

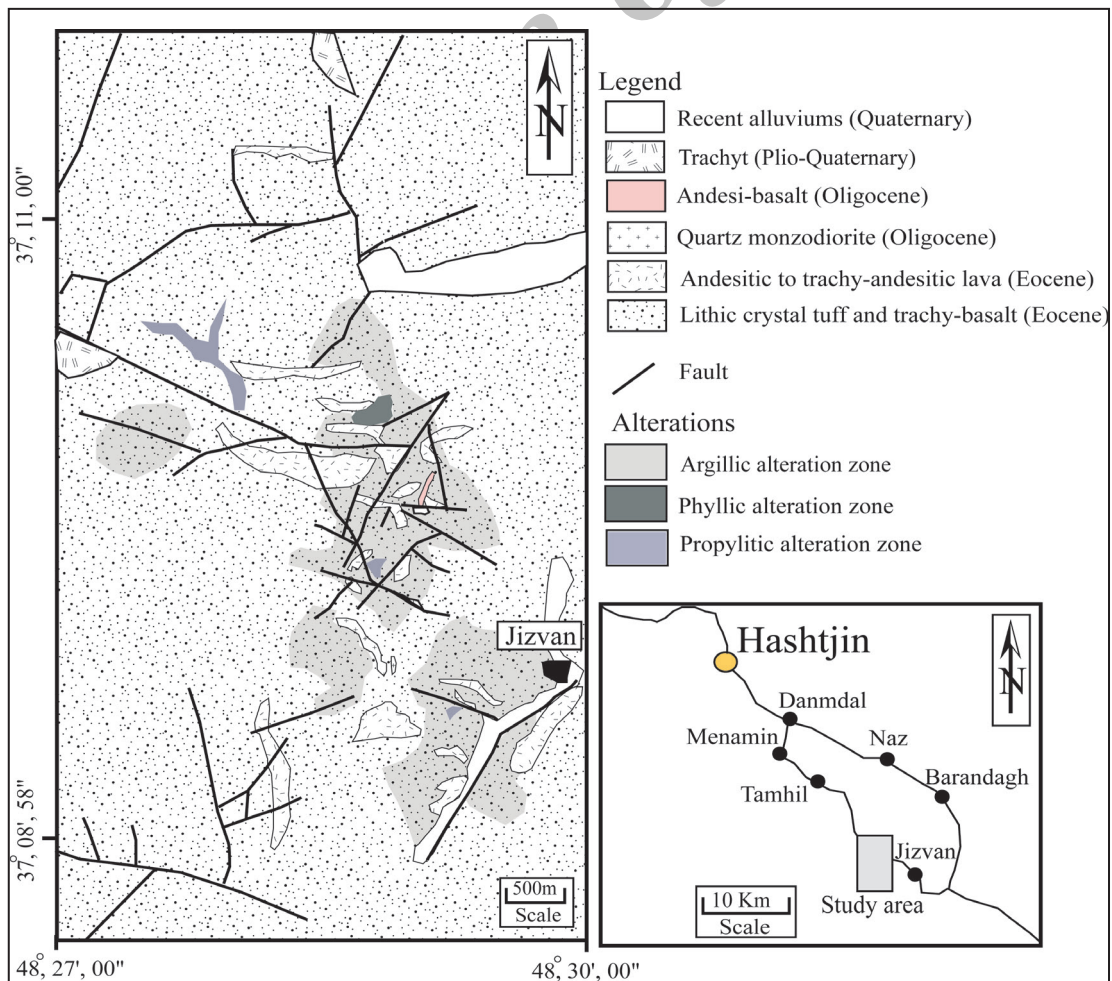
$$Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N \times Gd_N)]^{1/2}$$

در این روابط، N بهنجار شدن مقادیر عناصر Sm, Pr, La, Gd با کندریت (Taylor and McLennan, 1985) است. محاسبات انجام شده نشان می‌دهند که مقادیر Ce/Ce^* در لیتیک کریستال‌توف‌ها و نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک به ترتیب در بازه‌ای از ۰/۹۰ تا ۰/۹۶ و ۰/۴۹ تا ۰/۹۱ (به‌طور میانگین ۰/۷۶) متغیر است. مقادیر Eu/Eu^* در لیتیک کریستال‌توف‌ها و نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک، به ترتیب دارای بازه تغییرات ۰/۹۷ تا ۰/۹۹ و ۰/۲۳ تا ۰/۷۳ (به‌طور میانگین ۰/۴۸) است. رسم نمودار دومتغیره میان مقادیر Ce/Ce^* و تغییرات جرم Zr نشان می‌دهد که به موازات کاهش جرم عنصر Zr مقدار Ce/Ce^* نیز کاهش می‌یابد (شکل ۱۲).

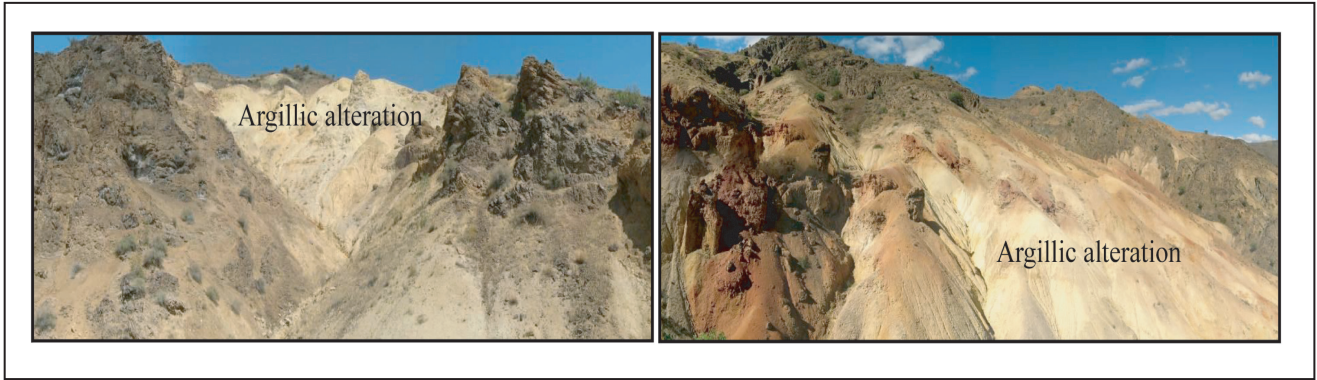
با توجه به این نمودار، به نظر می‌رسد که تغییرات بی‌هنجاری Ce در طی آرژیلیکی شدن لیتیک کریستال‌توف‌ها با تخریب کانی زیرکن توسط سیال‌هایی با ماهیت اکسیدان- اسیدی در ارتباط باشد (Fulignati et al., 1999). رخداد بی‌هنجاری منفی Eu به همراه تهی‌شدگی HREEs نسبت به LREEs (شکل ۱۰) و کاهش جرم عناصری مانند Sr, Cs, Rb, K, Fe, Si و Ba (شکل ۷) نشان می‌دهند که تخریب کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند به وسیله سیال‌های گرمایی عامل اصلی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک در جیزوان بوده است. افزون بر این، رخداد بی‌هنجاری منفی شدید Eu در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک در مقایسه با لیتیک کریستال‌توف‌ها دللی بر فعالیت بالای لیگاندهای کمپلکس‌ساز، pH به شدت اسیدی محلول گرمایی و بالا



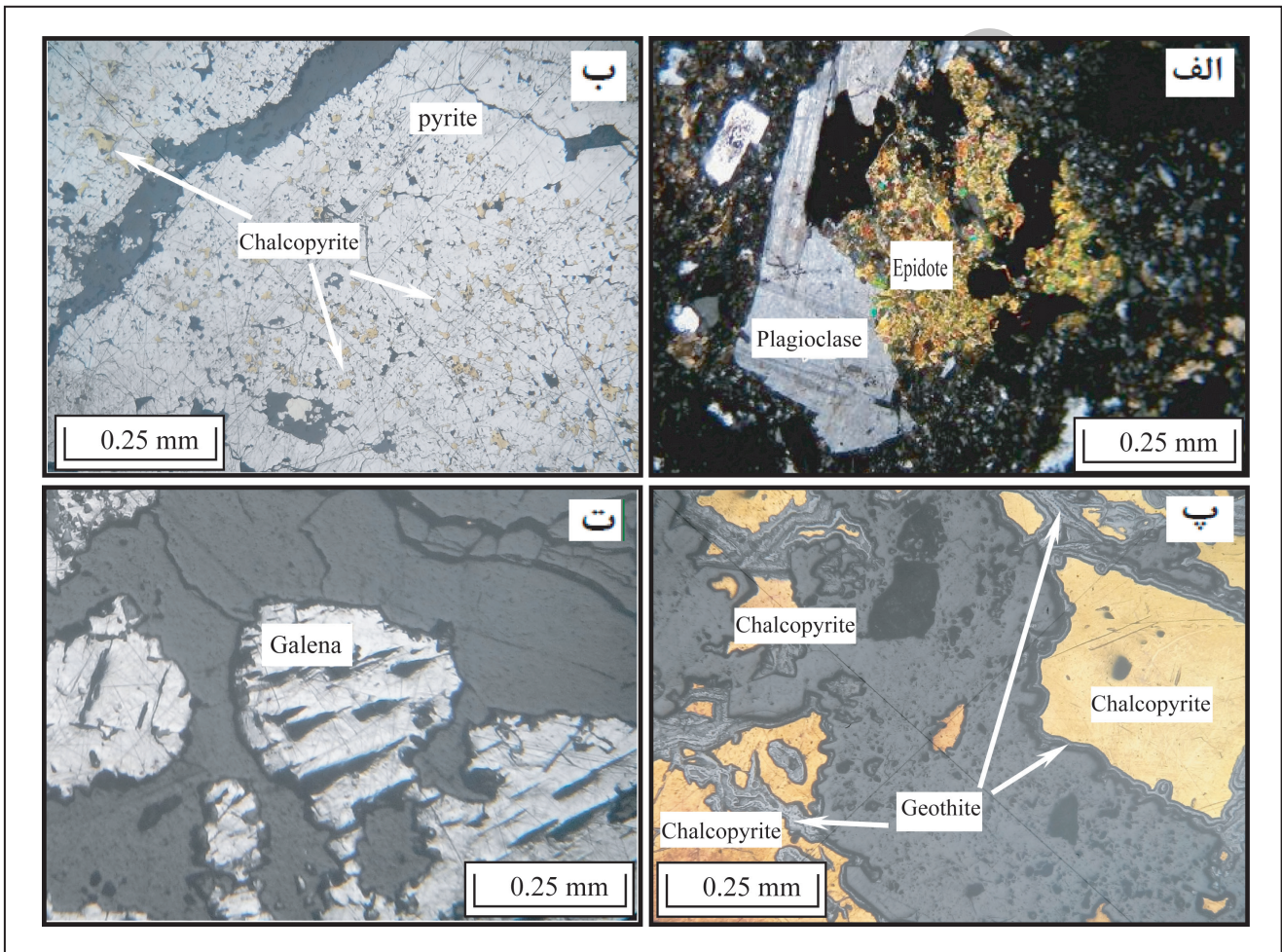
شکل ۱- نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (نوی، ۱۳۵۵) که بر پایه آن منطقه جیزوان در پهنه البرز- آذربایجان قرار می‌گیرد.



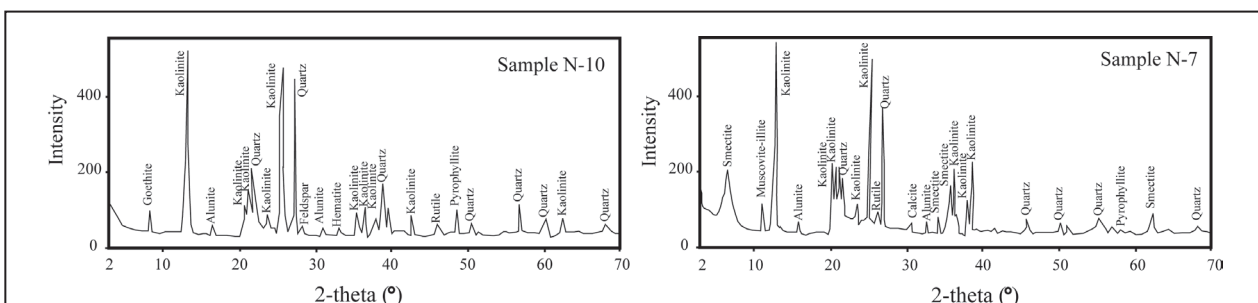
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه جیزوان که در آن موقعیت پهنه‌های دگرسانی نسبت به واحدهای سنگی حاضر مشخص شده است.



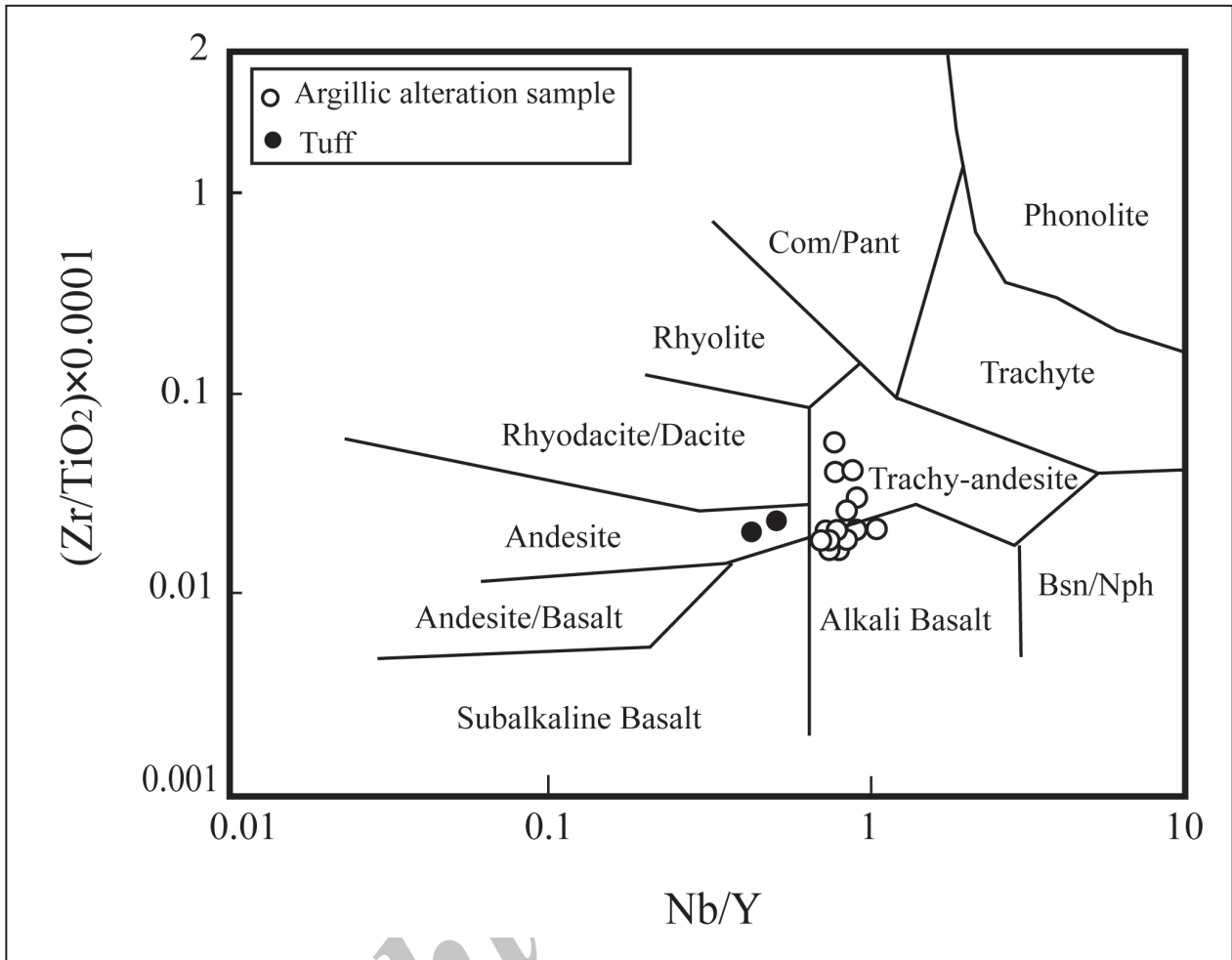
شکل ۳- تصاویر صحرایی از رخداد دگرسانی آرژیلیک در منطقه جیزوان.



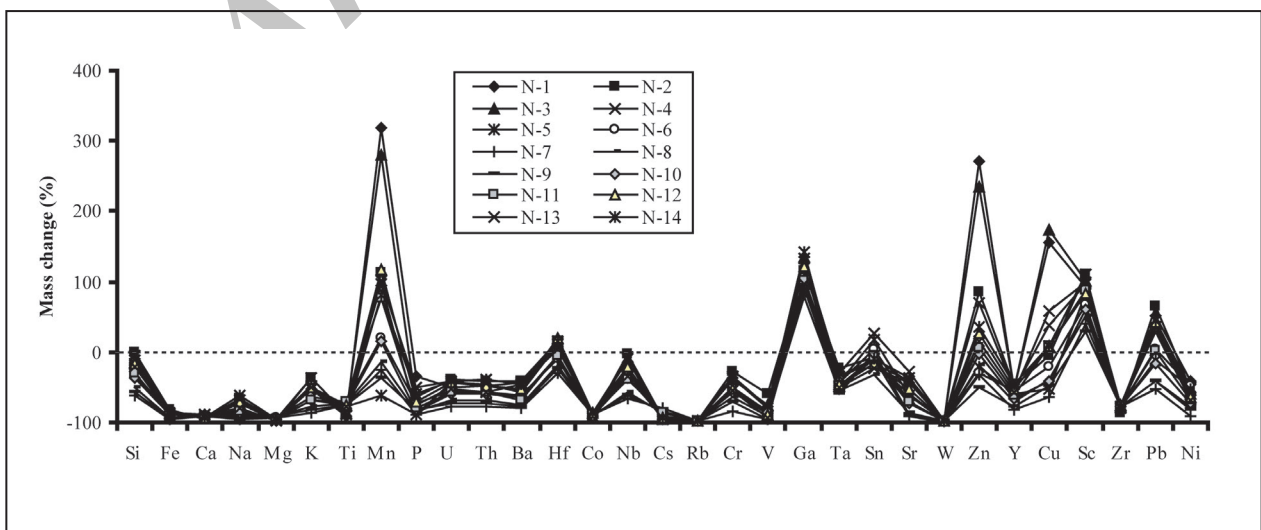
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از توف‌ها و رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی-کربناتی حاضر در پهنه دگرسانی آرژیلیک. الف) حضور پلاژیوکلاز و اپیدوت در لیتیک کریستال توف؛ (ب) هم‌رشدی پیریت و کالکوپیریت در رگچه سیلیسی-کربناتی؛ (پ) دگرسانی کالکوپیریت به گوتیت در رگچه سیلیسی-کربناتی؛ (ت) کانی گالن دارای حفره‌های فراوان در رگچه سیلیسی-کربناتی. تصویر الف در نور عبوری دوبار پلاریزه و تصاویر ب، پ و ت در نور بازتابی تهیه شده‌اند.



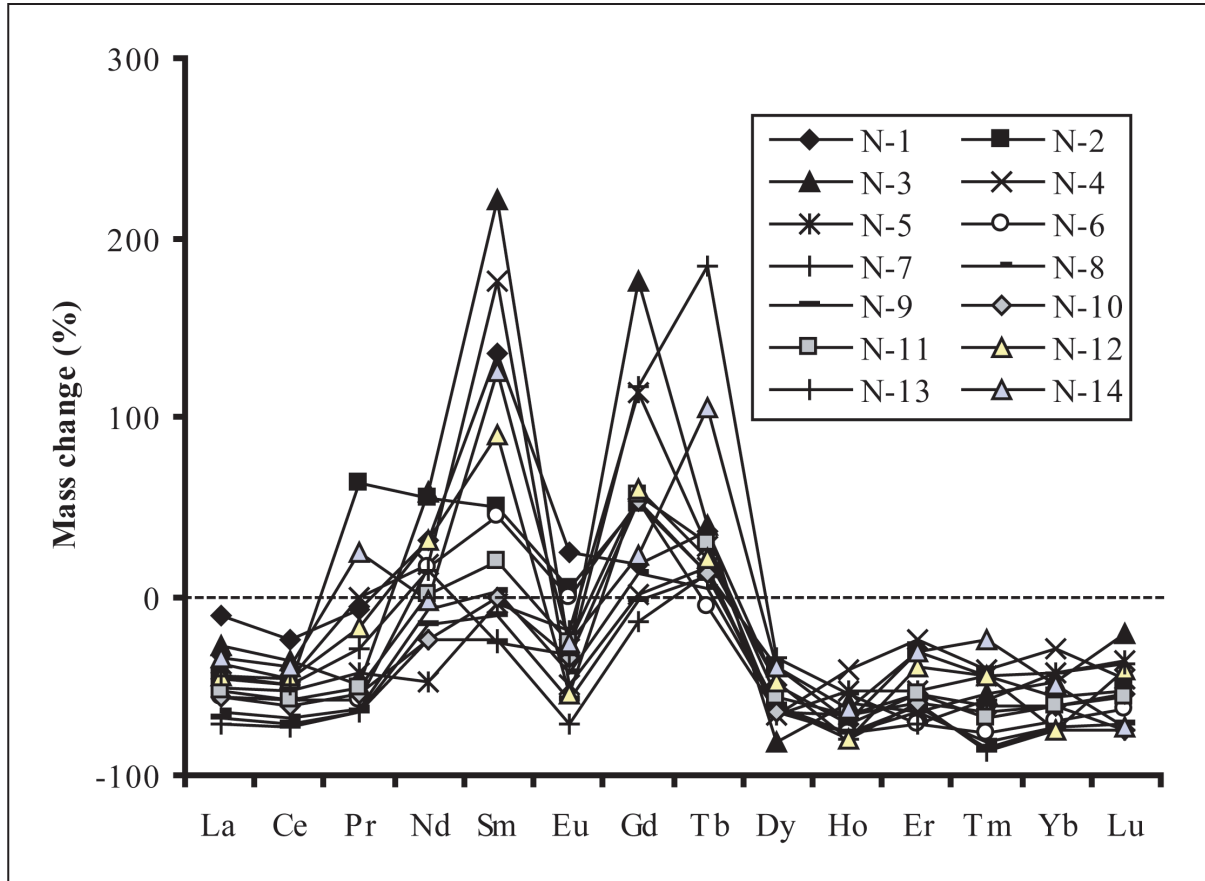
شکل ۵- الگوهای تجزیه XRD برای دو نمونه از پهنه دگرسانی آرژیلیک مورد مطالعه.



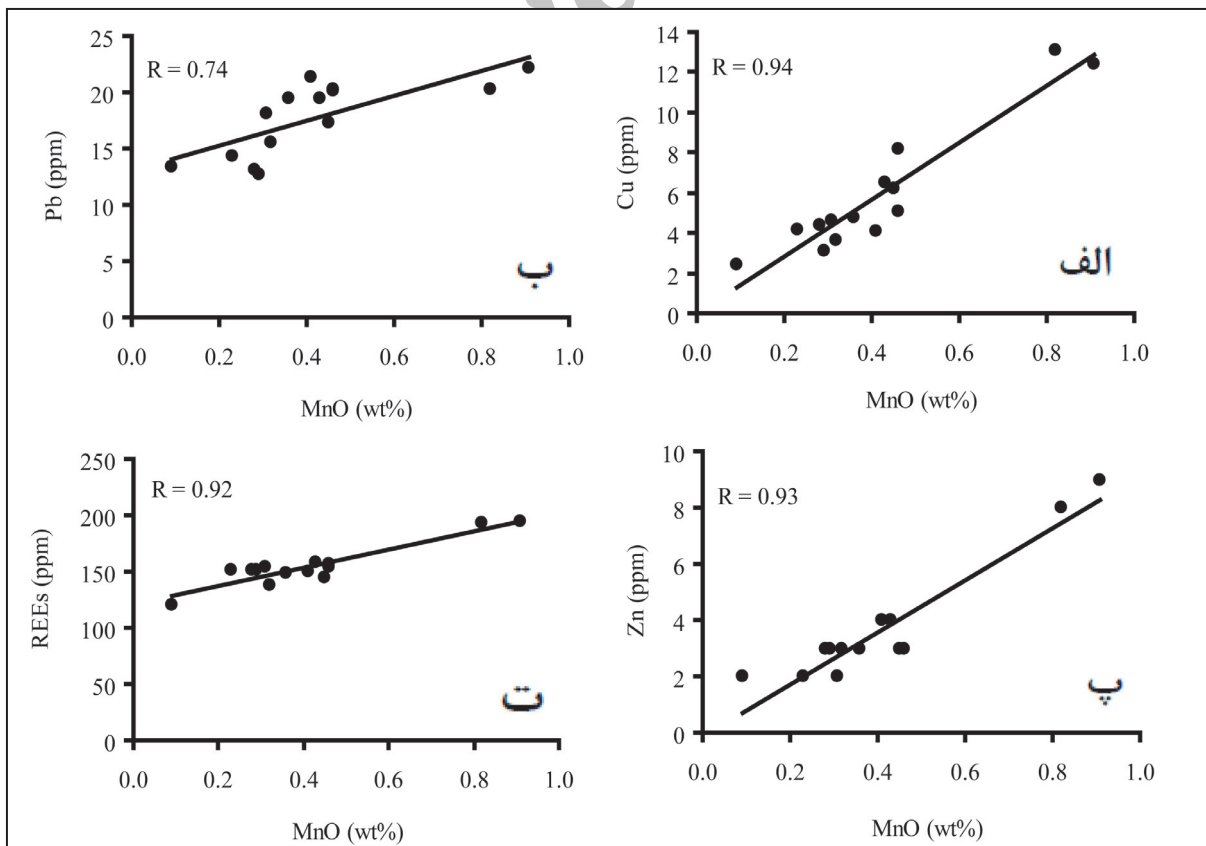
شکل ۶- موقعیت نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی آرژیلیک و لیتیک کریستال‌توف‌های مرتبط در نمودار دو متغیره $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ (Winchester and Floyd, 1977).



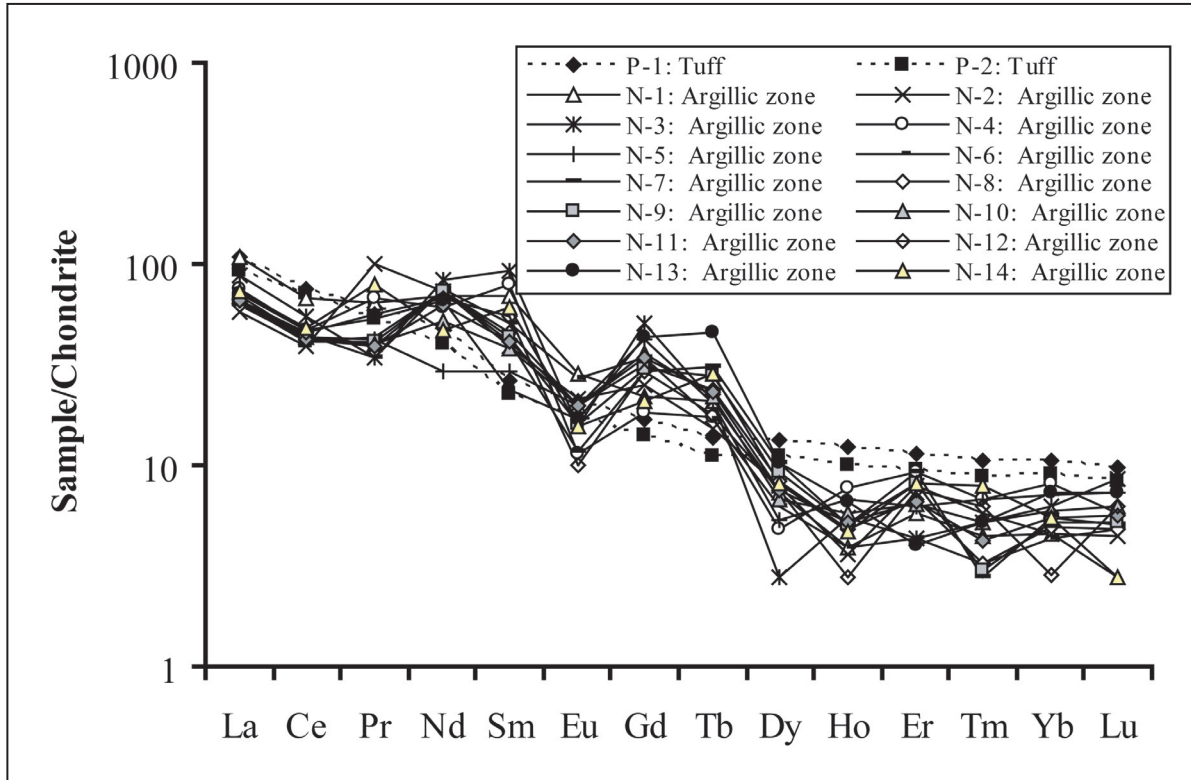
شکل ۷- روند تغییرات جرم عناصر اصلی، فرعی و جزئی در طی آرژیلیکی شدن لیتیک کریستال‌توف‌ها در منطقه جیزوان.



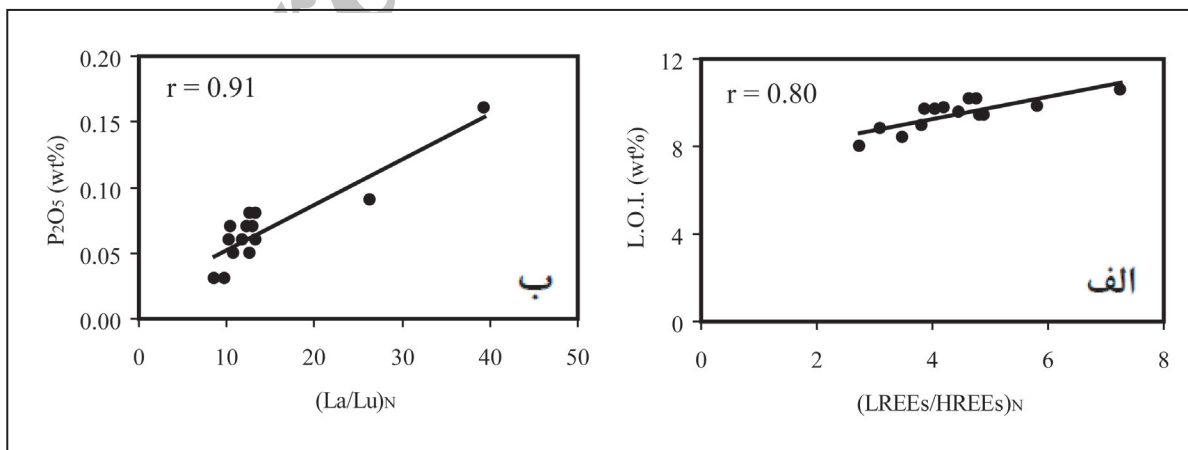
شکل ۸- روند تغییرات جرم عناصر خاکی کمیاب در طی آرژیلیکی شدن لیتیک کریستال‌توف‌ها در منطقه جیزوان.



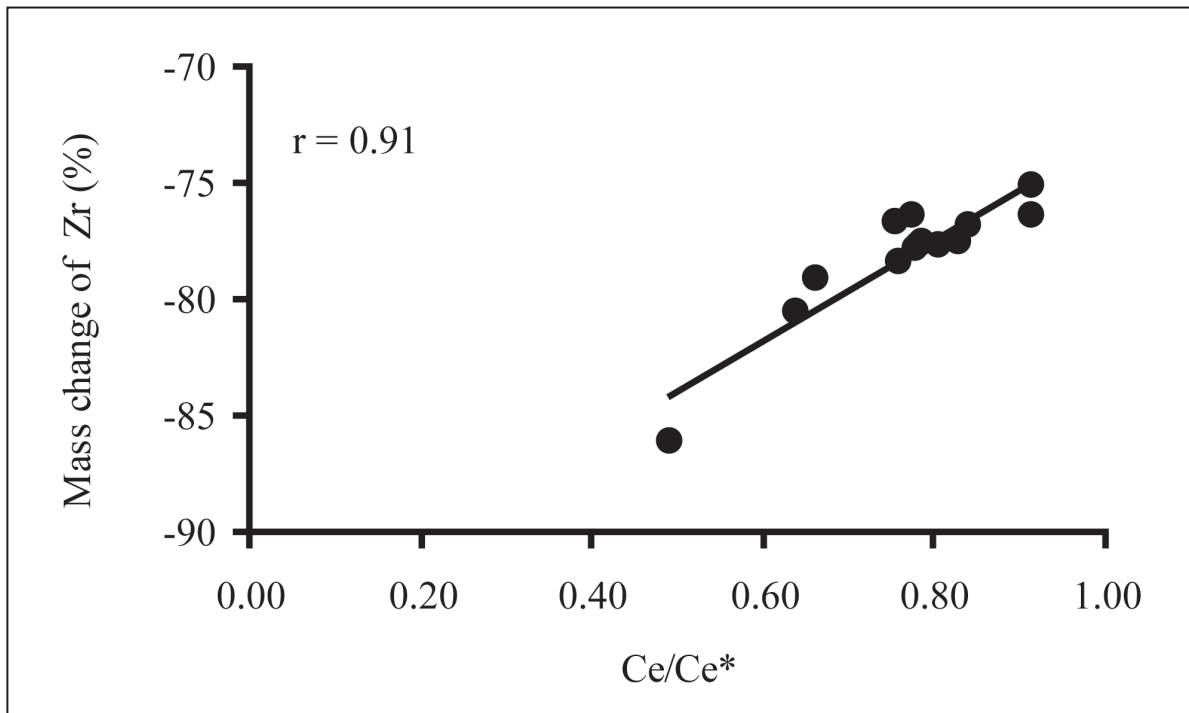
شکل ۹- نمودارهای دومتغیره برای نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه جیزوان: الف) MnO-Cu؛ ب) MnO-Pb؛ پ) MnO-Zn؛ ت) MnO-REEs.



شکل ۱۰- الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Taylor and McLennan, 1985) برای نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک و توف‌های وابسته به آنها در منطقه جیزوان.



شکل ۱۱- نمودارهای دو متغیره برای نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه جیزوان: الف) $(LREEs/HREEs)_N$ -LOI ؛ ب) $(La/Lu)_N$ - P_2O_5 .



شکل ۱۲- نمودار دو متغیره Ce/Ce^* در برابر تغییرات جرم Zr برای نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک مورد مطالعه در منطقه جیزوان.

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های پراش پرتو X (XRD) برای نمونه‌های مورد مطالعه از پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه جیزوان.

شماره نمونه	فازهای کانیاپی اصلی	فازهای کانیاپی فرعی
N-2	کانولینیت، کوارتز	هماتیت، مسکوویت- ایلیت، روتیل، کلریت
N-5	کانولینیت، کوارتز	گوتیت، مسکوویت- ایلیت، روتیل، آلونیت
N-7	کانولینیت، کوارتز	اسمکتیت، پیروفیلیت، مسکوویت- ایلیت، آلونیت، روتیل، کلسیت
N-10	کانولینیت، کوارتز	پیروفیلیت، آلونیت، روتیل، فلدسپار، هماتیت، گوتیت
N-13	کانولینیت، کوارتز	آلونیت، پیروفیلیت، هماتیت، گوتیت، روتیل، کلریت

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی ICP-ES و ICP-MS نمونه‌های پهنه دگرسانی آرزلیک و لیپیک کریستال‌توف‌های وابسته در منطقه جیزوان. مقادیر اکسیدها بر حسب در صد وزنی و مقادیر عناصر جزئی و خاکی کمیاب بر حسب گرم بر تن (ppm) هستند.

S. No	D.I	Tuff		Argillic alteration samples													
		P-1	P-2	N-1	N-2	N-3	N-4	N-5	N-6	N-7	N-8	N-9	N-10	N-11	N-12	N-13	N-14
SiO ₂	۰/۰۱	۶۲/۶۶	۶۵/۳۲	۶۵/۳۳	۶۸/۸۴	۶۶/۸۴	۶۶/۸۸	۶۷/۸۸	۶۲/۱۱	۵۲/۱۱	۵۸/۰۳	۵۵/۶۱	۶۲/۲۵	۶۴/۷۸	۶۶/۵۲	۶۶/۲۲	۶۸/۰۲
Al ₂ O ₃	۰/۰۱	۱۵/۸۳	۱۴/۹۵	۱۸/۶۱	۱۶/۵۲	۱۸/۴۳	۱۸/۲۱	۱۹/۵۶	۲۲/۲۸	۳۳/۶۷	۲۷/۹۶	۳۰/۷۲	۲۳/۸۸	۲۱/۸۴	۱۸/۱۷	۲۰/۰۳	۱۷/۰۹
Fe ₂ O ₃	۰/۰۴	۵/۰۴	۶/۹۷	۰/۹۱	۰/۹۵	۰/۷۹	۰/۷۸	۰/۹۳	۰/۹۱	۰/۵۱	۰/۶۸	۰/۶۳	۰/۸۴	۰/۷۸	۰/۷۷	۰/۷۲	۰/۷۸
CaO	۰/۰۱	۳/۶۹	۳/۰۳	۰/۲۹	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۴۵	۰/۳۵	۰/۷۱	۰/۶۷	۰/۷۸	۰/۵۶	۰/۴۵	۰/۲۳	۰/۴۵	۰/۲۳
Na ₂ O	۰/۰۱	۴/۵۸	۴/۳۶	۱/۴۲	۱/۶۱	۱/۴۲	۱/۶۴	۱/۰۹	۰/۸۸	۰/۲۴	۰/۶۸	۰/۵۲	۰/۸۸	۰/۹۵	۱/۵۱	۱/۲۴	۱/۸۷
MgO	۰/۰۱	۲/۴۳	۱/۹۷	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۳۷	۰/۲۲	۰/۳۶	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۳
K ₂ O	۰/۰۱	۲/۳۴	۲/۷۴	۱/۴۷	۱/۷۱	۱/۴۶	۱/۵۵	۱/۵۱	۱/۳۱	۰/۷۵	۱/۰۲	۰/۸۹	۱/۲۷	۱/۱۶	۱/۵۱	۱/۶۴	۱/۷۸
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۸۱	۰/۶۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۳۳	۰/۴۱	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۲۸	۰/۳۲	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۰۹
MnO	۰/۰۱	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۹۱	۰/۴۱	۰/۸۲	۰/۴۳	۰/۰۹	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۲۳	۰/۳۲	۰/۴۵	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۳۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰۲	۰/۰۳	۰/۰۸۷	۰/۰۶۸	۰/۰۷۱	۰/۰۶۶	۰/۰۷۱	۰/۰۷۳	۰/۰۶۶	۰/۰۳۳	۰/۰۶۱	۰/۰۵۲	۰/۰۵۹	۰/۰۶۱	۰/۰۵۱	۰/۰۵۴	۰/۰۶۴
P ₂ O ₅	۰/۰۱	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۹
L.O.I	-	۱/۱۳	۱/۵۱	۱/۰۵۸	۹/۴۵	۹/۵۵	۹/۸۴	۷/۹۹	۱۰/۱۶	۹/۷۲	۹/۷۵	۹/۷۱	۸/۲۸	۸/۹۴	۱۰/۱۸	۸/۸۱	۹/۴۱
Sum	-	۹۹/۹۹۳	۹۹/۹۸۷	۹۹/۹۱۸	۹۹/۹۸۱	۹۹/۹۲۶	۹۹/۸۸۱	۹۹/۹۵۳	۹۹/۹۹۶	۹۹/۹۶۳	۹۹/۸۷۱	۹۹/۹۴۲	۹۹/۹۲۹	۹۹/۹۳۱	۹۹/۷۸۱	۹۹/۹۸۴	۹۹/۹۲۴
U	۰/۱	۵/۴	۵/۱	۳/۲	۳/۵	۳/۲	۳/۷	۳/۸	۳/۵	۲/۶	۳/۱	۲/۸	۳/۴	۳/۲	۳/۵	۳/۲	۳/۴
Th	۰/۲	۲۶/۳	۲۶/۲	۱۶/۱	۱۶/۲	۱۵/۸	۱۵/۵	۱۷/۷	۱۵/۴	۱۲/۹	۱۴/۳	۱۳/۵	۱۵/۹	۱۵/۱	۱۵/۸	۱۶/۲	۱۷/۲
Ba	۱	۷۹۸	۷۶۶	۵۲۵	۴۸۹	۴۳۳	۵۲۴	۴۲۵	۴۴۶	۳۴۵	۳۶۶	۳۴۷	۴۴۹	۳۴۲	۴۳۲	۵۶۱	۴۷۱
Hf	۰/۱	۲/۱	۳/۷	۳/۸	۳/۶	۴/۲	۳/۹	۴/۱	۳/۸	۴/۴	۴/۳	۴/۵	۴/۲	۳/۹	۴/۱	۳/۹	۳/۷
Co	۰/۲	۱۹/۲	۱۲/۴	۱/۵	۱/۲	۲/۶	۱/۹	۱/۵	۱/۸	۳/۸	۲/۸	۳/۲	۲/۲	۲/۴	۲/۶	۲/۹	۲/۵
Nb	۰/۱	۱۲/۵	۱۲/۲	۱۱/۵	۱۲/۸	۱۳/۱	۱۳/۲	۱۴/۴	۱۳/۱	۹/۲	۹/۷	۹/۴	۱۲/۲	۱۰/۸	۱۱/۵	۱۰/۶	۱۲/۵
Cs	۰/۱	۹/۱	۹/۸	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۶	۰/۴	۰/۵	۳/۴	۱/۹	۲/۵	۱/۱	۱/۵	۰/۶	۰/۷	۰/۵
Rb	۰/۱	۶۲/۸	۸۶/۵	۲/۷	۲/۶	۲/۸	۲/۷	۲/۶	۲/۵	۲/۳	۲/۳	۲/۳	۲/۵	۲/۲	۲/۸	۲/۶	۲/۶
V	۸	۱۱۱	۱۰۴	۲۸	۴۶	۳۱	۳۰	۲۸	۲۴	۸	۱۶	۱۲	۲۲	۲۰	۱۴	۹	۲۸
Ga	۰/۵	۱۵/۵	۱۵/۲	۳۵/۸	۳۵/۵	۴۳/۲	۴۲/۵	۴۷/۱	۴۵/۶	۶۲/۶	۴۹/۷	۶۱/۴	۴۸/۴	۴۳/۸	۴۰/۳	۳۹/۱	۳۹/۶
Ta	۰/۱	۱/۱	۱/۱	۰/۷	۰/۹	۰/۷	۰/۸	۰/۸	۰/۹	۱/۲	۰/۹	۰/۹	۱/۱	۰/۸	۰/۷	۰/۷	۰/۸
Sn	۱	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۳	۴	۳	۴	۳	۳	۲	۲	۲
Sr	۰/۵	۶۸/۶	۶۰/۸۳	۳۳/۱	۳۹/۸۴	۴۵/۶	۵۷/۴	۳۱/۱/۲	۲۶/۴	۱۳/۵	۱۶۸/۴	۱۵۶/۱	۲۵۵/۹	۲۶۵/۴	۳۶۵/۱	۴۶۸/۴	۴۵۶/۲
W	۰/۵	۱۱۱/۶	۱۰۳/۵	۱/۷	۲/۱	۲/۱	۱/۸	۲/۳	۲/۴	۲/۶	۲/۷	۲/۶	۲/۲	۲/۴	۲/۳	۲/۶	۱/۹
Zn	۱	۲	۲	۹	۴	۸	۴	۲	۲	۳	۳	۲	۳	۳	۳	۳	۳
Y	۰/۱	۲۷/۷	۲۳/۱	۱۴/۵	۱۴/۲	۱۴/۴	۱۴/۲	۱۳/۳	۱۶/۵	۱۰/۱	۱۳/۲	۱۱/۶	۱۳/۱	۱۳/۵	۱۴/۵	۱۴/۱	۱۵/۶
Cu	۰/۱	۴/۳	۳/۷	۱۲/۴	۴/۱	۱۳/۱	۹/۵	۲/۴	۴/۶	۳/۱	۴/۴	۴/۲	۳/۶	۶/۲	۵/۱	۸/۲	۴/۸
Sc	۱	۱۲	۱۲	۲۸	۲۷	۲۹	۲۸	۲۹	۲۷	۳۳	۳۳	۳۱	۳۰	۳۲	۲۶	۳۱	۲۸
Zr	۰/۱	۱۶۵/۲	۱۵۹/۲	۶۲/۲	۲۴/۲	۴۸/۲	۴۰/۱	۴۷/۸	۵۵/۲	۷۸/۴	۶۶/۱	۷۲/۱	۵۶/۴	۵۱/۴	۴۱/۳	۴۹/۲	۳۵/۱
Pb	۰/۱	۱۵/۲	۸/۹	۲۲/۱	۲۱/۳	۲۰/۳	۱۹/۵	۱۳/۴	۱۸/۱	۱۲/۷	۱۳/۱	۱۴/۳	۱۵/۶	۱۷/۳	۲۰/۳	۲۰/۱	۱۹/۴
Ni	۲۰	۹۶	۱۰۲	۷۰	۵۱	۴۸	۳۶	۶۲	۷۵	۲۱	۴۱	۳۵	۴۰	۴۶	۴۳	۴۱	۵۲
La	۰/۱	۳۹/۸	۳۴/۵	۴۰/۱	۲۱/۲	۲۲/۳	۲۷/۵	۲۳/۱	۲۳/۵	۲۳/۵	۲۳/۴	۲۴/۱	۲۵/۴	۲۴/۵	۲۴/۱	۲۶/۵	۲۶/۸
Ce	۰/۱	۷۲/۲	۶۷/۵	۶۴/۱	۳۷/۲	۵۳/۲	۴۵/۱	۴۲/۱	۴۲/۹	۳۹/۹	۴۰/۶	۳۹/۸	۴۱/۲	۴۰/۹	۴۴/۲	۴۵/۲	۴۶/۵
Pr	۰/۰۲	۸/۴۵	۷/۵۲	۸/۹۱	۱۴/۰۲	۶/۷۷	۹/۴۲	۵/۸۸	۴/۷۷	۶/۰۳	۵/۴۱	۵/۶۹	۵/۶۴	۵/۵۱	۷/۸۱	۷/۴۱	۱۱/۰۵
Nd	۰/۳	۳۳/۷	۲۸/۶	۴۹/۴	۵۱/۸	۵۸/۷	۴۳/۱	۲۰/۶	۵۲/۶	۵۱/۹	۵۲/۳	۵۲/۴	۳۶/۵	۴۴/۴	۴۸/۵	۴۶/۲	۳۳/۵۱
Sm	۰/۰۵	۶/۰۴	۵/۱۷	۱۵/۹۱	۹/۰۲	۲۱/۵۲	۱۸/۳۲	۶/۸۱	۱۱/۷۳	۹/۳۴	۱۰/۵۲	۹/۹۱	۸/۶۶	۹/۵۴	۱۲/۵۴	۵/۴۱	۱۴/۰۴
Eu	۰/۰۲	۱/۸۷	۱/۵۴	۲/۵۶	۱/۹۱	۱/۴۱	۱/۰۳	۱/۷۶	۲/۴۵	۱/۰۵	۱/۷۶	۱/۴۳	۱/۷۶	۱/۷۸	۰/۹۱	۱/۵۱	۱/۴۱
Gd	۰/۰۵	۵/۲۱	۴/۳۲	۶/۸۲	۷/۷۶	۱۵/۷۱	۵/۶۷	۱۲/۹۳	۱۰/۵۳	۸/۹۵	۹/۷۲	۹/۳۲	۱۱/۳۲	۱۰/۵۲	۹/۰۲	۱۳/۴۱	۶/۵۲
Tb	۰/۰۱	۰/۸۳	۰/۶۷	۱/۲۴	۰/۹۱	۱/۲۵	۱/۰۳	۱/۱۱	۱/۰۲	۱/۸۴	۱/۴۳	۱/۶۵	۱/۳۱	۱/۳۷	۱/۰۷	۲/۷۷	۱/۷۱
Dy	۰/۰۵	۵/۰۶	۴/۲۱	۲/۷۹	۳/۰۴	۱/۰۵	۱/۸۱	۲/۰۲	۲/۳۸	۳/۸۸	۳/۱۳	۳/۵۱	۲/۵۷	۲/۸۵	۲/۸۲	۳/۹۵	۳/۱۲
Ho	۰/۰۲	۰/۹۹	۰/۸۱	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۴۴	۰/۶۲	۰/۵۴	۰/۳۱	۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۴۱	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۲۲	۰/۵۳	۰/۳۷
Er	۰/۰۳	۲/۸۶	۲/۳۶	۱/۴۳	۱/۹۵	۱/۰۸	۲/۳۲	۱/۵۸	۱/۰۷	۲/۳۲	۱/۶۹	۲/۰۱	۱/۶۲	۱/۶۵	۱/۸۸	۰/۹۹	۲/۰۲
Tm	۰/۰۱	۰/۲۲	۰/۳۵	۰/۱۸	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۲۱	۰/۱۷	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۳۲
Yb	۰/۰۵	۲/۶۳	۲/۲۶	۱/۱۵	۱/۱۴	۱/۵۵	۲/۰۲	۱/۷۷	۱/۰۷	۱/۳۸	۱/۲۳	۱/۳۱	۱/۴۹	۱/۳۷	۰/۷۲	۱/۸۴	۱/۳۷
Lu	۰/۰۱	۰/۳۹	۰/۳۳	۰/۱۱	۰/۱۸	۰/۳۴	۰/۲۳	۰/۲۹	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۱۱

جدول ۳- نتایج محاسبات تغییرات جرم عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی کمیاب با فرض Al به عنوان عنصر شاخص کم تحرک در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه جیزوان.

	N-1	N-2	N-3	N-4	N-5	N-6	N-7	N-8	N-9	N-10	N-11	N-12	N-13	N-14
Si	-۱۶/۲۱	-۱/۵۴	-۱۳/۴۴	-۱۲/۴۷	-۱۷/۱۷	-۳۲/۳۹	-۶۲/۳۵	-۵۰/۴۶	-۵۶/۷۹	-۳۶/۷۸	-۲۹/۲۱	-۱۵/۲۵	-۲۱/۰۹	-۵/۰۰
Fe	-۸۴/۹۶	-۸۲/۳۲	-۸۶/۸۲	-۸۶/۸۳	-۸۵/۳۸	-۸۷/۴۴	-۹۵/۳۴	-۹۲/۵۲	-۹۳/۶۹	-۸۹/۱۸	-۸۹/۰۲	-۸۶/۹۷	-۸۸/۹۵	-۸۵/۹۷
Ca	-۹۲/۸۶	-۹۴/۷۳	-۹۴/۲۸	-۹۳/۴۶	-۸۹/۴۶	-۹۲/۸۰	-۹۰/۳۴	-۸۹/۰۲	-۸۸/۳۷	-۸۹/۲۶	-۹۰/۵۶	-۹۴/۲۰	-۸۹/۷۱	-۹۳/۴۴
Na	-۷۳/۳۳	-۶۶/۴۵	-۷۳/۴۷	-۶۸/۹۹	-۸۰/۸۱	-۸۶/۴۰	-۹۶/۵۲	-۹۱/۶۳	-۹۴/۱۷	-۸۷/۳۱	-۸۵/۰۲	-۷۱/۲۹	-۷۸/۶۹	-۶۲/۳۳
Mg	-۹۶/۹۹	-۹۷/۴۶	-۹۴/۶۹	-۹۵/۳۹	-۹۵/۳۵	-۹۳/۴۱	-۹۲/۳۱	-۹۱/۹۹	-۹۱/۸۰	-۹۵/۳۱	-۹۵/۲۰	-۹۶/۵۳	-۹۶/۸۶	-۹۴/۶۸
K	-۵۲/۱۴	-۳۷/۱۸	-۵۲/۰۰	-۴۸/۴۳	-۵۳/۲۳	-۶۴/۳۷	-۸۶/۵۰	-۷۷/۹۰	-۸۲/۴۵	-۶۷/۷۸	-۶۷/۸۲	-۴۹/۶۵	-۵۰/۳۹	-۳۶/۸۹
Ti	-۹۱/۱۸	-۸۸/۸۲	-۸۶/۶۴	-۸۵/۳۵	-۷۶/۹۲	-۶۹/۶۱	-۷۵/۰۱	-۷۳/۵۸	-۷۵/۲۹	-۷۵/۹۴	-۶۹/۹۳	-۷۵/۱۵	-۷۶/۴۴	-۸۹/۱۹
Mn	۳۱۸/۰۸	۱۱۲/۲۰	۲۸/۴۱	۱۰۱/۸۹	-۶/۶۶	۱۸/۹۶	-۲۶/۳۶	-۱۴/۳۸	-۳۵/۹۹	۱۴/۵۷	۷۶/۱۷	۱۱۶/۴۶	۹۶/۳۶	۸۰/۱۱
P	-۳۳/۸۴	-۶۲/۸۴	-۷۴/۹۵	-۴۹/۲۹	-۸۸/۲۰	-۷۲/۳۷	-۸۸/۵۷	-۸۳/۴۹	-۸۲/۴۷	-۸۳/۸۹	-۷۸/۸۶	-۷۰/۳۵	-۸۸/۴۷	-۵۹/۴۸
U	-۴۹/۵۹	-۳۷/۸۹	-۴۹/۱۰	-۴۰/۴۴	-۴۳/۰۵	-۵۳/۹۵	-۷۷/۳۶	-۶۷/۵۰	-۷۳/۲۸	-۵۸/۲۶	-۵۷/۰۵	-۴۳/۵۳	-۵۳/۱۷	-۴۱/۶۸
Th	-۴۷/۲۷	-۴۰/۲۳	-۴۷/۷۵	-۴۸/۱۲	-۴۴/۸۵	-۵۷/۸۷	-۷۶/۶۵	-۶۸/۸۳	-۷۳/۲۲	-۵۹/۴۲	-۵۷/۸۶	-۴۷/۰۰	-۵۶/۷۹	-۳۸/۶۶
Ba	-۴۴/۴۸	-۴۱/۷۵	-۵۳/۷۶	-۴۳/۳۷	-۵۷/۲۴	-۶/۶۰	-۷۹/۸۳	-۷۵/۶۵	-۷۷/۷۷	-۶۳/۰۰	-۶۹/۱۸	-۵۳/۲۱	-۴۴/۸۸	-۴۵/۷۶
Hf	۸/۳۶	۱۵/۶۵	۲۰/۹۴	۱۳/۶۶	۱۱/۲۴	-۹/۴۹	-۳/۶۵	-۱۸/۳۸	-۲۲/۲۶	-۶/۱۱	-۵/۲۳	۱۹/۷۵	۳/۳۳	۱۴/۸۹
Co	-۹۲/۱۵	-۹۲/۹۲	-۸۶/۲۶	-۸۹/۸۴	-۹۲/۵۳	-۹۲/۱۳	-۸۹/۰۱	-۹۰/۴۲	-۸۹/۷۷	-۹۱/۰۳	-۸۹/۲۴	-۸۶/۰۶	-۸۵/۹۰	-۸۵/۷۵
Nb	-۲۲/۹۹	-۳/۴۵	-۱۱/۴۲	-۹/۶۷	-۸/۲۶	-۲۶/۷۳	-۶۵/۹۵	-۵۶/۷۷	-۶۱/۸۷	-۳۶/۳۴	-۳۸/۳۸	-۲۱/۱۳	-۳۴/۰۵	-۸/۸۵
Cs	-۹۵/۸۴	-۹۴/۱۴	-۹۵/۸۰	-۹۳/۶۲	-۹۶/۰۴	-۹۵/۶۶	-۸۰/۴۵	-۸۶/۸۵	-۸۴/۲۵	-۹۱/۰۸	-۸۶/۷۰	-۹۳/۶۱	-۹۳/۲۳	-۹۴/۳۴
Rb	-۹۷/۰۱	-۹۶/۷۶	-۹۶/۸۷	-۹۶/۹۴	-۹۷/۲۶	-۹۷/۶۹	-۹۸/۵۹	-۹۸/۳۰	-۹۸/۴۹	-۹۷/۸۴	-۹۷/۹۰	-۹۶/۸۲	-۹۷/۳۲	-۹۶/۸۶
Cr	-۳۷/۵۲	-۲۶/۵۱	-۳۸/۷۶	-۳۳/۳۳	-۳۶/۱۸	-۴۹/۳۴	-۸۳/۲۴	-۶۲/۶۹	-۷۱/۰۵	-۵۷/۷۵	-۵۲/۲۴	-۵۲/۰۰	-۵۳/۹۰	-۳۵/۹۶
V	-۷۸/۴۶	-۶/۱۴	-۷۵/۹۲	-۷۶/۴۱	-۷۵/۵۱	-۸۴/۵۸	-۹۶/۶۰	-۹۱/۸۱	-۹۴/۴۱	-۸۶/۸۱	-۸۶/۸۹	-۸۸/۹۷	-۹۳/۵۷	-۷۶/۵۴
Ga	۹۲/۸۷	۱۱۵/۴۵	۱۳۵/۰۱	۱۳۴/۰۰	۱۴۱/۴۳	۱۰۵/۲۰	۸۹/۳۸	۷۸/۲۲	۱۰۰/۳۹	۱۰۳/۲۱	۱۰۱/۰۷	۱۲۲/۳۷	۹۵/۷۲	۱۳۲/۳۲
Ta	-۴۷/۳۷	-۲۳/۷۸	-۴۶/۸۶	-۳/۸۵	-۴۲/۷۸	-۴۳/۴۸	-۵/۱۴	-۵۴/۶۶	-۵۹/۰۱	-۳۵/۵۵	-۴۷/۱۵	-۴۶/۱۰	-۵۱/۱۱	-۳۴/۵۱
Sn	-۱۷/۳۰	-۶/۸۴	-۱۶/۴۹	۲۶/۷۷	۱۸/۰۲	۳/۶۱	-۸/۵۸	-۳۱/۲۰	۰/۲۰	-۱۱/۳۹	-۷/۵۱	-۱۵/۳۰	-۲۳/۱۷	-۹/۹۵
Sr	-۵۸/۶۰	-۴۲/۵۰	-۴۱/۰۶	-۲۸/۳۲	-۶۲/۰۶	-۷۱/۳۸	-۹۰/۱۲	-۸۵/۶۴	-۸۷/۸۸	-۷۳/۴۵	-۷۱/۰۲	-۵۲/۰۹	-۴۴/۲۴	-۳۶/۳۵
W	-۹۸/۶۹	-۹۸/۱۸	-۹۸/۳۷	-۹۸/۵۹	-۹۸/۳۲	-۹۸/۴۶	-۹۸/۹۰	-۹۸/۶۲	-۹۸/۷۹	-۹۸/۶۸	-۹۸/۴۳	-۹۸/۱۹	-۹۸/۱۴	-۹۸/۴۱
Zn	۲۷۲/۱۴	۸۶/۳۲	۲۳۴/۰۲	۶۹/۰۳	-۲۱/۳۲	-۳/۹۲	-۳۱/۴۴	-۱۷/۴۴	-۴۹/۹۰	-۳/۳۳	۵/۷۰	۲۷/۰۵	۱۵/۲۵	۳۵/۰۸
Y	-۵۲/۷۹	-۴۷/۹۲	-۵۲/۶۶	-۵۲/۷۵	-۵۸/۰۸	-۵۵/۱۳	-۸۱/۸۲	-۷۱/۴۰	-۷۷/۱۲	-۶۶/۷۶	-۶۲/۵۵	-۵۱/۶۵	-۵۷/۳۵	-۴۴/۶۹
Cu	۱۵۶/۲۶	-۴/۵۱	۱۷۳/۴۸	۳۷/۳۴	-۵۲/۷۹	-۲۰/۵۶	-۶۴/۵۸	-۳۹/۴۵	-۶۷/۴۰	-۴۲/۰۰	۹/۲۲	۷/۹۹	۵۷/۵۱	۸/۰۶
Sc	۹۲/۹۶	۱۰۹/۶۱	۱۰۱/۸۰	۹۷/۲۰	۸۳/۵۹	۶۶/۹۳	۴۰/۹۳	۵۱/۳۷	۲۹/۴۲	۶۱/۱۲	۸۷/۹۱	۸۳/۵۲	۹۸/۴۹	۱۱۰/۱۲
Zr	-۷۶/۴۴	-۸۶/۱۰	-۷۵/۱۹	-۷۹/۱۱	-۷۶/۸۱	-۷۶/۴۹	-۷۷/۹۱	-۷۷/۵۷	-۷۷/۷۳	-۷۷/۵۹	-۷۷/۶۷	-۷۸/۴۳	-۷۶/۶۹	-۸۰/۵۱
Pb	۵۱/۶۷	-۶۴/۶۷	۴۰/۶۸	۳۶/۷۷	-۱۲/۵۰	۳/۷۶	-۵۱/۸۳	-۴۰/۱۶	-۴۰/۵۵	-۱۶/۵۷	۱/۱۷	۴۲/۶۹	۲۸/۱۶	۴۴/۹۸
Ni	-۴۱/۵۳	-۵۲/۰۱	-۵۹/۵۱	-۶۹/۲۷	-۵/۷۳	-۴۷/۶۷	-۹۰/۳۰	-۷۷/۲۰	-۸۲/۲۹	-۷۳/۹۶	-۶۷/۲۶	-۶۳/۲۱	-۶۸/۱۸	-۵۲/۷۰
La	-۱۰/۷۴	-۴۶/۸۴	-۲۷/۴۰	-۳۷/۴۴	-۵۱/۰۸	-۵۶/۳۰	-۷۱/۰۹	-۶۵/۳۳	-۶۷/۵۰	-۵۵/۹۴	-۵۳/۵۳	-۴۵/۰۵	-۴۵/۱۹	-۳۵/۰۴
Ce	-۲۴/۰۹	-۵۰/۳۸	-۳۶/۳۹	-۴۵/۴۲	-۵۲/۵۷	-۵۷/۵۷	-۷۳/۸۸	-۶۸/۰۰	-۷۱/۴۵	-۶۱/۹۸	-۵۸/۷۳	-۴۶/۳۹	-۵۰/۲۷	-۴۰/۰۴
Pr	-۷/۷۲	-۶۳/۵۷	-۵/۱۱۳	-۰/۳۰	-۴۲/۰۶	-۵۸/۷۴	-۶۵/۴۸	-۶۲/۷۱	-۶۴/۳۰	-۵۴/۴۸	-۵۱/۲۷	-۱۷/۱۶	-۲۸/۷۰	-۲۴/۶۲
Nd	۳۱/۰۶	۵۴/۸۲	۵۷/۲۶	۱۶/۸۶	-۴۸/۰۰	۱۶/۵۷	-۲۳/۸۹	-۷/۶۴	-۱۵/۷۸	-۲۴/۵۳	۰/۳۸	۳۱/۷۹	۱۳/۸۸	-۳/۱۹
Sm	۱۳۴/۷۴	۴۹/۹۲	۲۲/۶۱	۱۷۶/۲۳	-۴/۴۰	۴۴/۵۶	-۲۳/۸۳	۳/۳۱	-۱۱/۴۲	-۰/۴۳	۱۹/۹۴	۸۹/۵۰	-۲۵/۸۴	۱۲۵/۵۷
Eu	۲۴/۱۷	۴/۰۹	-۳/۰۷	-۳۸/۹۴	-۱۸/۷۸	-۰/۷۴	-۷۱/۸۵	-۴۳/۳۴	-۵۸/۱۳	-۳۳/۶۶	-۲۶/۴۳	-۵۴/۷۹	-۳۱/۹۵	-۲۵/۵۳
Gd	۱۸/۳۶	۵۱/۷۱	۱۷۵/۳۱	۰/۵۷	۱۱۳/۵۰	۵۲/۶۵	-۱۴/۱۵	۱۲/۲۸	-۲/۰۱	۵۳/۱۰	۵۵/۵۷	۶۰/۳۳	۱۱۶/۲۳	۲۳/۲۲
Tb	۳۶/۷۳	۱۳/۰۳	۳۹/۱۸	۱۶/۰۷	۲۶/۹۴	-۶/۰۶	۱۲/۱۴	۴/۹۵	۱/۰۲۱	۱۲/۵۷	۲۸/۷۲	۲۰/۸۴	۱۸۳/۷۸	۱۰۵/۳۲
Dy	-۵۰/۲۲	-۳۸/۹۰	-۸۱/۰۸	-۶۷/۰۰	-۶۵/۷۱	-۶۴/۵۳	-۶۱/۷۴	-۶۲/۸۳	-۶۲/۰۶	-۶۴/۲۷	-۵۶/۶۷	-۴۸/۴۷	-۳۴/۵۲	-۳۹/۳۸
Ho	-۷۱/۵۲	-۶۹/۹۸	-۵۹/۱۸	-۴۱/۷۸	-۵۲/۷۹	-۷۶/۲۱	-۷۹/۱۸	-۷۶/۷۶	-۷۷/۱۸	-۶۷/۰۶	-۶۷/۱۲	-۷۹/۳۰	-۵۴/۷۵	-۶۲/۹۸
Er	-۵۴/۶۹	-۳۰/۴۰	-۶۵/۴۵	-۲۴/۸۸	-۵۲/۳۷	-۷۱/۶۸	-۵۹/۳۷	-۶۴/۴۶	-۶۱/۴۲	-۶۰/۰۰	-۵۵/۴۵	-۳۸/۹۹	-۷۰/۸۶	-۳۰/۳۰
Tm	-۶۱/۳۴	-۴۴/۳۵	-۵۴/۴۵	-۴۰/۷۳	-۴۴/۸۲	-۷۶/۶۸	-۸۶/۹۴	-۸۱/۴۱	-۸۴/۳۹	-۶۴/۸۵	-۶۸/۸۸	-۴۵/۰۰	-۵۸/۰۹	-۲۵/۱۵
Yb	-۶۱/۱۰	-۵۶/۵۶	-۴۷/۰۶	-۳۰/۱۸	-۴۳/۰۴	-۶۹/۷۷	-۷۴/۲۰	-۷۲/۳۱	-۷۳/۱۶	-۶۰/۷۳	-۶۰/۶۶	-۷۵/۰۶	-۴۲/۱۸	-۴۹/۵۴
Lu	-۷۴/۷۳	-۵۲/۴۲	-۲۱/۱۳	-۴۶/۰۰	-۳۶/۶۲	-۶۳/۵۴	-۷۴/۶۱	-۷۰/۹۵	-۷۰/۷۸	-۵۴/۸۰	-۵۶/۲۰	-۴۱/۱۸	-۳۸/۱۱	-۷۲/۴۸

جدول ۴- ضرایب همبستگی پیرسون بین برخی از عناصر انتخابی در میان نمونه‌های پهنه دگرسانی آرزیلیک.

	Al	Ti	Mn	Ga	Sn	W	Zn	Cu	Sc	Pb	Ni	REEs
Al	۱/۰۰											
Ti	۰/۸۸	۱/۰۰										
Mn	-۰/۴۳	-۰/۵۷	۱/۰۰									
Ga	۰/۹۴	۰/۸۱	-۰/۵۳	۱/۰۰								
Sn	۰/۸۶	۰/۸۱	-۰/۶۰	۰/۹۲	۱/۰۰							
W	۰/۷۱	۰/۸۶	-۰/۵۵	۰/۶۳	۰/۵۲	۱/۰۰						
Zn	-۰/۳۶	-۰/۶۱	۰/۹۴	-۰/۴۳	-۰/۵۰	-۰/۶۱	۱/۰۰					
Cu	-۰/۴۰	-۰/۵۲	۰/۹۴	-۰/۴۶	-۰/۵۵	-۰/۴۵	۰/۸۹	۱/۰۰				
Sc	۰/۸۶	۰/۷۶	-۰/۲۶	۰/۷۴	۰/۶۷	۰/۶۶	-۰/۲۳	-۰/۲۱	۱/۰۰			
Pb	-۰/۸۱	-۰/۸۰	۰/۷۴	-۰/۸۵	-۰/۸۴	-۰/۶۶	۰/۵۸	۰/۶۵	-۰/۶۸	۱/۰۰		
Ni	-۰/۵۵	-۰/۴۰	۰/۲۵	-۰/۵۶	-۰/۴۵	-۰/۴۰	۰/۲۶	۰/۲۶	-۰/۵۸	۰/۴۰	۱/۰۰	
REEs	-۰/۲۱	-۰/۴۲	۰/۹۲	-۰/۳۰	-۰/۴۲	-۰/۴۱	۰/۸۹	۰/۹۱	-۰/۱۲	۰/۶۰	۰/۱۸	۱/۰۰

 جدول ۵- مقادیر $(La/Lu)_N$ ، $(La/Yb)_N$ ، $(LREEs/HREEs)_N$ ، Ce/Ce^* ، Eu/Eu^* ، $La+Ce+Y$ ، $HREEs$ ، $LREEs$ ، $REEs$ در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرزیلیک و لیتیک کربستال توف‌های وابسته در منطقه جیزوان.

Sample no	Tuff		Argillic alteration samples					
	P-1	P-2	N-1	N-2	N-3	N-4	N-5	N-6
REEs	۱۸۰/۴۵	۱۶۰/۱۵	۱۹۵/۰۱	۱۵۰/۶۴	۱۹۳/۵۳	۱۵۸/۴۴	۱۲۰/۸۶	۱۵۴/۶۵
LREEs	۱۶۲/۰۶	۱۴۴/۸۴	۱۸۰/۹۸	۱۳۵/۱۴	۱۷۱/۹۰	۱۴۴/۴۷	۱۰۰/۲۵	۱۳۷/۹۵
HREEs	۱۸/۳۹	۱۵/۳۱	۱۴/۰۳	۱۵/۵۰	۲۱/۶۳	۱۳/۹۷	۲۰/۶۱	۱۶/۷۰
La+Ce+Y	۱۳۹/۷	۱۲۵/۱	۱۱۸/۷	۷۲/۶	۹۹/۹	۸۶/۸	۷۸/۵	۸۲/۹
Eu/Eu*	۰/۹۹	۰/۹۷	۰/۷۳	۰/۶۸	۰/۲۳	۰/۳۰	۰/۵۶	۰/۶۶
Ce/Ce*	۰/۹۰	۰/۹۶	۰/۷۸	۰/۴۹	۰/۹۱	۰/۶۶	۰/۸۴	۰/۹۲
$(LREEs/HREEs)_N$	۴/۹۵	۵/۳۱	۷/۲۵	۴/۹۰	۴/۴۶	۵/۸۱	۲/۷۳	۴/۶۴
$(La/Yb)_N$	۱۰/۲۳	۱۰/۳۱	۲۳/۵۶	۱۲/۵۷	۱۴/۰۸	۹/۲۰	۸/۸۲	۱۴/۸۴
$(La/Lu)_N$	۱۱/۰۳	۱۱/۳۰	۳۹/۴۱	۱۲/۷۳	۱۰/۲۷	۱۲/۹۳	۸/۶۱	۱۳/۳۷
Sample no	Argillic alteration samples							
	N-7	N-8	N-9	N-10	N-11	N-12	N-13	N-14
REEs	۱۵۰/۸۱	۱۵۱/۸۸	۱۵۱/۸۷	۱۳۸/۳۹	۱۴۵/۲۰	۱۵۴/۲۹	۱۵۶/۲۲	۱۴۸/۸۵
LREEs	۱۳۱/۷۲	۱۳۳/۹۸	۱۳۳/۳۲	۱۱۹/۱۶	۱۲۶/۶۳	۱۳۸/۰۶	۱۳۲/۲۳	۱۳۳/۳۱
HREEs	۱۹/۰۹	۱۷/۹۰	۱۸/۵۴	۱۹/۲۳	۱۸/۵۷	۱۶/۲۳	۲۳/۹۹	۱۵/۵۴
La+Ce+Y	۷۳/۵	۷۷/۲	۷۵/۵	۷۹/۷	۷۸/۹	۸۲/۸	۸۵/۸	۸۸/۹
Eu/Eu*	۰/۳۴	۰/۵۱	۰/۴۴	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۲۵	۰/۵۳	۰/۴۴
Ce/Ce*	۰/۷۸	۰/۸۳	۰/۷۸	۰/۷۹	۰/۸۱	۰/۷۶	۰/۷۶	۰/۶۴
$(LREEs/HREEs)_N$	۳/۸۸	۴/۲۱	۴/۰۴	۳/۴۸	۳/۸۳	۴/۷۸	۳/۱۰	۴/۸۲
$(La/Yb)_N$	۱۱/۵۱	۱۲/۸۵	۱۲/۴۳	۱۱/۵۲	۱۲/۱۳	۲۲/۶۲	۹/۷۳	۱۳/۲۲
$(La/Lu)_N$	۱۲/۷۰	۱۳/۳۱	۱۲/۴۱	۱۰/۸۸	۱۱/۸۴	۱۰/۴۲	۹/۸۸	۲۶/۳۴

کتابناری

- تر کمانی، ا.، ۱۳۷۷- بررسی پترولوژیکی سنگ‌های نفوذی شمال ابهر- خرمدره، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۶۹ ص.
- حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۷۸- متالوژنی ترشیری در البرز باختری- آذربایجان (میان-هشترود) بانگرشی خاص بر منطقه هشتجین، رساله دکترای زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۷۵ ص.
- عابدینی، ع.، معصومی، ر.، کلاگری، ع.، ا.، ۱۳۹۰- سیماهای ژئوشیمیایی ذخیره کاتولن کجیل، شمال غرب هشتجین، استان اردبیل. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۳، شماره ۲، ص. ۱۶۵ تا ۱۸۱.
- قربانی، م.، ۱۳۸۱- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۵۰ ص.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.
- ندری، م.، رشیدنژاد عمران، ن.، آقازاده، م.، ۱۳۹۲- ژئوشیمی، منشأ و محیط ژئودینامیکی توده نفوذی ذاکر- سرخه دیزج، دامنه جنوبی زیر پهنه طارم، خاور زنجان. نشریه علوم دانشگاه خوارزمی، جلد ۱۳، شماره ۴، ص. ۹۵۱ تا ۹۷۲.
- هادی‌زاده، ح.، کلاگری، ع.، ا.، عابدینی، ع.، الف- اکتشافات ژئوشیمیایی و مطالعات کانی‌های سنگین در رسوبات رودخانه‌ای در برگه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ برندق، شمال شرق زنجان، ایران. فصلنامه علوم زمین، جلد ۱۶، شماره ۶۲، ص. ۱۰۲ تا ۱۱۵.
- هادی‌زاده، ح.، کلاگری، ع.، ا.، عابدینی، ع.، ب- کانی‌شناسی، نوع و توان فلززایی زون‌های دگرسان در چهار گوش برندق (شمال شرق زنجان). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، جلد ۱۴، شماره ۱، ص. ۲۷ تا ۴۲.

References

- Abdioglu, E., Arslan, M., Kadir, S. and Temozel, I., 2015- Alteration mineralogy, lithochemistry and stable isotope geochemistry of the Murgul (Artvin, NE Turkey) volcanic hosted massive sulfide deposit: Implications for the alteration age and ore forming fluids. *Ore Geology Reviews* 66: 219-242.
- Abedini, A. and Calagari, A. A., 2015- Geochemical characteristics of the Abgharm kaolin deposit, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 278 (3): 125-139.
- Abedini, A. and Calagari, A. A., 2016- Geochemical characteristics of the Arabsah kaolin deposit, Takab geothermal field, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 9 (548): 1-16.
- Abedini, A., Calagari, A. A. and Nasser, H., 2016- Mineralization and REE geochemistry of the hydrothermal quartz and calcite of the Helmesi vein-type copper deposit, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 281 (2): 123-134.
- Aramesh Asl, R., Afzal, P. and Yasrebi, A. B., 2015- Application of multifractal modeling for the identification of alteration zones and major faults based on ETM+ multispectral data. *Arabian Journal of Geosciences* 8 (5): 2997-3006.
- Arslan, M., Kadir, S., Abdioglu, E. and Kolayli, H., 2006- Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey. *Clay Minerals* 41: 597-617.
- Dill, H. G., Bosse, H. R. and Kassbohm, J., 2000- Mineralogical and chemical studies of volcanic-related argillaceous industrial minerals of the Central America Cordillera (Western Salvador). *Economic Geology* 95: 517-538.
- Dill, H. G., Bosse, H. R., Henning, K. H., Fricke, A. and Ahrendt, H., 1997- Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt of the Central Andes of northwestern Peru. *Mineralium Deposita* 32: 149-163.
- Erkoyun, H. and Kadir, S., 2011- Mineralogy, micromorphology, geochemistry and genesis of a hydrothermal kaolinite deposit and altered Miocene host volcanites in the Hallaçlar area, Uşak, western Turkey. *Clay Minerals* 46: 42-448.
- Elderfield, H. and Sholkovitz, E. R., 1987- Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 82: 280-288.
- Esmaeli, M., Lotf, M. and Nezafati, N., 2015- Fluid inclusion and stable isotope study of the Khalyfehlou copper deposit, Southeast Zanjan, Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 8 (11): 9625-9633.
- Fulginiti, P., Gioncada A. and Sbrana A., 1999- 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: 325-342.
- Grant, J. A., 2005 - Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth* 30: 997-1004.
- Grecco, L. E., Marfil, S. A. and Maiza, P. J., 2012- Mineralogy and geochemistry of hydrothermal kaolins from the Adelita mine, Patagonia (Argentina); relation to other mineralization in the area. *Clay Minerals* 47: 131-146.
- Gresens, R. L., 1967- Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2: 47-55.
- Jiang, N., Sun, S., Chu, X., Mizuta, T. and Ishiyama, D., 2003- Mobilization and enrichment of high-field strength elements during late- and post-magmatic processes in the Shuiquangou syenitic complex, Northern China. *Chemical Geology* 200: 117-128.
- Kadir, S., Erman, H. and Erkoyun, H., 2011- Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of hydrothermal kaolinite deposits within Neogene volcanites, Kütahya (western Anatolia), Turkey. *Clays and Clay Minerals* 59 (3): 250-276.
- Karakaya, M. C., Karakaya, N., Küpeli, S. and Yavuz, F., 2012- Mineralogy and geochemical behavior of trace elements of hydrothermal alteration types in the volcanogenic massive sulfide deposits, NE Turkey. *Ore Geology Reviews* 48: 197-224.
- Karakaya, N., 2009- REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence. *Journal of Geochemical Exploration* 101:185-208.
- Knight, J. E., 1977- A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite and tennantite deposits. *Economic Geology* 72: 1321-1336.
- Koepfenkastro, D. and De Carlo, E. H., 1992- Sorption of rare earth elements from seawater onto synthetic mineral particles: An experimental approach. *Chemical Geology* 95: 251-263.
- Koppi, A. J., Edis, R., Foeld, D. J., Geering, H. R., Klessa, D. A. and Cockayne, D. J. H., 1996- REEs trends and Ce-U-Mn associations in weathered rock from Koongarra, northern territory, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 1695-1707.
- MacLean, W. H. and Kranidiotis, P., 1987- Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami. *Economic Geology* 82: 951-962.
- MacLean, W. H., 1990- Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita* 25: 44-49.
- Marques, J. J., Schulze, D. G., Curi, N. and Mertzman, S. A., 2004- Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma* 121 (1-2): 31-43.
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Goldfarb, R., Azizi, H., Ganerod, M. and Marsh, E. E., 2016- Mineral assemblages, fluid evolution, and genesis of polymetallic epithermal veins, Glojeh district, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 78: 41-57.
- Ndjigui, P. D., Bilong, P., Bitom, D. and Dia, A., 2008- Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, Southeast Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 50: 305-328.
- Nesbitt, H. W. and Markovics, G., 1997- Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61:1653-1670.
- Nesbitt, H. W., 1979- Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* 279: 206-210.
- Siddiqui, M. A. and Ahmed, Z., 2008- Geochemistry of the kaolin deposits of Swat (Pakistan). *Chemie der Erde* 68 (2): 207-219.
- Sverjensky, D. A., 1984- Europium redox equilibria in aqueous solutions. *Earth and Planetary Science Letters* 67: 70-78.
- Taylor, Y. and McLennan, S. M., 1985- The continental crust: Its composition and evolution. 1st ed. Oxford, UK: Blackwell.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 245-252.
- 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 vapour pressure. *Chemical Geology* 88: 99-125.

Geochemistry of argillic alteration: a case study from the Jizvan area, Tarom-Hashtjin zone

A. Abedini^{1*}

¹Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

Received: 2016 October 01

Accepted: 2017 January 11

Abstract

Intrusion of quartz-monzodioritic igneous bodies of Oligocene age into the Eocene lithic crystal tuffs and trachy-basalts resulted in occurrence of widespread argillic alteration zone in the Jizvan area (Tarom-Hashtjin zone). Mineralogical studies indicate that this alteration zone includes kaolinite, quartz, smectite, pyrophyllite, muscovite-illite, alunite, rutile, calcite, feldspar, chlorite, hematite and goethite minerals. Hypogene ore minerals within the silicic-carbonatic veins and veinlets of argillic alteration zone contain chalcopyrite, galena and pyrite accompanied by goethite, malachite and azurite of supergene origin. Mass changes calculations of elements with assumption of Al as a monitor immobile element indicate that elements such as Ti, P, Th, Nb, Ta, Y and Zr have suffered leaching during argillization of lithic crystal tuffs. This abnormal behaviour is in relation to low pH of altering solutions, high water/rock ratio, abundance of complexing ions and suitable drainage system. The distribution pattern of REEs normalized to chondrite shows differentiation and enrichment of LREEs relative to HREEs and occurrence of negative Eu and Ce anomalies during argillization of lithic crystal tuffs. Geochemical investigations reveal that occurrence of negative Ce anomaly (0.49-0.92) is in relation to the destruction of zircon by acidic-oxidizing fluids. Negative Eu anomaly (0.23-0.73) and mass loss of elements such as Si, Fe, K, Rb, Cs, Sr and Ba indicate destruction of plagioclase and hornblende by strongly acidic hydrothermal fluids and high oxygen fugacity of environment. The correlation coefficients between elements display the controlling role of Mn-oxides in distribution and concentration of REEs, Pb, Zn and Cu. Mineralogical and geochemical evidence such as presence of pyrophyllite, alunite and rutile, enrichment of LREEs relative to HREEs, low values of La+Ce+Y, negative Ce anomaly and strong positive correlations between $(LREEs/HREEs)_N-LOI$ and $(La/Lu)_N-P$ suggest that the development and evolution of argillic alteration zone in the Jizvan area is affiliated to hypogene processes.

Keywords: Geochemistry, Argillic alteration; Distribution of elements; Hypogene processes; Tarom-Hashtjin zone.

For Persian Version see pages 3 to 16

*Corresponding author: A. Abedini; E-mail: abedini2020@yahoo.com