

## تغییرات عناصر و منشأ سیالات در دگرسانی‌های گرمابی گرانیتوئید آستانه اراک

رحیمه میکاییلی<sup>۱</sup>، موسی کلیمی نقره‌ئیان<sup>۱\*</sup>، محمدعلی مکی‌زاده<sup>۱</sup> و بتول تقی‌پور<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

### چکیده

گسترش دگرسانی در گرانیتوئید آستانه به تشکیل هفت پهنه دگرسانی مجزا در این توده منجر شده است. در منطقه مورد مطالعه دگرسانی‌های فیلیک و سیلیسی از گسترش درخور توجهی برخوردار هستند. در طی دگرسانی فیلیک غنی‌شدگی از La بیشتر از سایر عناصر نادر خاکی بوده که می‌تواند به دلیل تشکیل کانی سربیسیت باشد. غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک در دگرسانی پروپیلیتیک بیشتر از نمونه غیر دگرسان بوده که ناشی از تثبیت این عناصر در کانی‌های ثانویه است. الگوی به‌هنجار سازی در دگرسانی آرژیلیک بیانگر تهی‌شدگی قابل ملاحظه از عناصر نادر خاکی در طی فرآیند دگرسانی است. نسبت  $Eu/Eu^*$  در نمونه‌های دگرسان شده پایین‌تر از یک بوده، در مقایسه با نمونه دگرسان نشده دارای آنومالی مثبت است. به‌طور کلی الگوی به‌هنجار سازی به کندریت بیانگر مشابهت در روند عناصر در نمونه‌های دگرسان و سنگ اولیه است. نتایج حاصل از مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار  $\delta D$ ،  $\delta O^{18}$  در رابطه با منشأ سیالات در دگرسانی‌های سیلیسی و فیلیک، بیانگر هم‌پوشانی آب‌های ماگمایی-دگرگونی است.

**واژه‌های کلیدی:** آستانه، ایزوتوپ‌های پایدار، تحرک عناصر، دگرسانی گرمابی، گرانیتوئید

### مقدمه

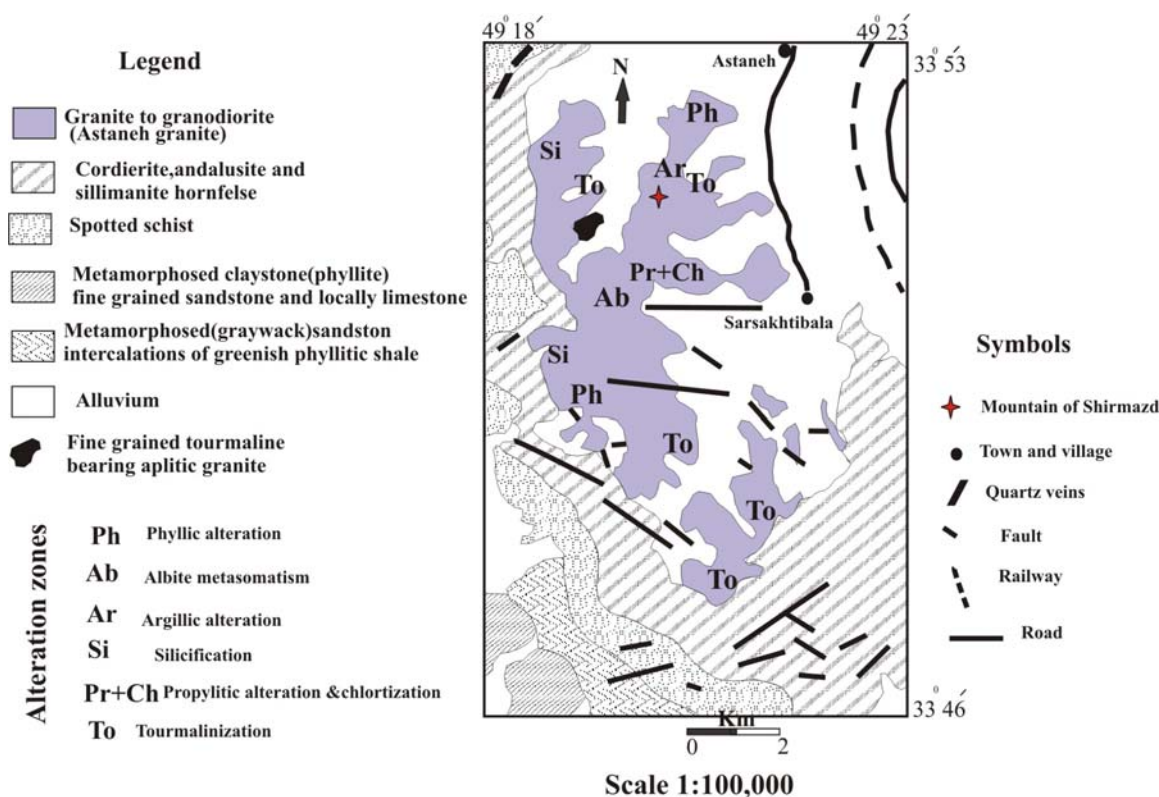
است (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) (شکل ۱). گرانیتوئید آستانه کم و بیش دارای وسعت زیاد، با امتداد شمال غرب-جنوب شرقی، موازی با روند زون سنندج سیرجان است. اولین فاز ماگماتیسیم گرانیتی رخ داده در منطقه مربوط به قبل از کرتاسه بوده، در طی دگرگونی به گنیس چشمی تبدیل شده است. دومین فاز ماگمایی گسترده در منطقه مربوط به بعد از ژوراسیک بوده،

توده گرانیتوئیدی آستانه به‌عنوان بخشی از پهنه سنندج-سیرجان شمالی، در ۵ کیلومتری جنوب شهرستان شازند واقع شده است (درویش‌زاده، ۱۳۸۲). از لحاظ موقعیت جغرافیایی این توده در بین طول‌های جغرافیایی "۳۰° ۱۷' ۴۹" تا "۲۲° ۴۹" شرقی و عرض‌های جغرافیایی "۳۰° ۴۶' ۳۳" تا "۵۴° ۳۳" شمالی قرار گرفته

دگرگونی مجاورتی در طی نفوذ توده گرانیتوئیدی در منطقه تشکیل شده است. تأثیر سیالات ماگمایی - گرمایی به ایجاد دگرسانی در توده نفوذی منجر شده و تغییراتی را در ترکیب کانی‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های منطقه ایجاد کرده‌اند (میکاییلی، ۱۳۸۸). فرآیند دگرسانی در توده مذکور از گسترش درخور توجهی برخوردار است که ضرورت مطالعه این فرآیند را ایجاب می‌کند.

ترکیب سنگ‌ها از گرانیت تا گرانودیوریت تغییر می‌کند (رادفر، ۱۳۶۶).

جوان‌ترین سنگ‌های رسوبی منطقه مربوط به تریاس فوقانی - ژوراسیک هستند و در اثر فرآیند دگرگونی ناحیه‌ای به تشکیل اسلیت، فیلیت و شیست‌های لکه‌دار منجر شده‌اند (رشیدمقدم، ۱۳۸۶). دگرگونی ناحیه‌ای رخ داده در منطقه در حد رخساره شیست سبز و زیر رخساره بیوتیت است، همچنین،



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه بر گرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سازند به همراه موقعیت جغرافیایی دگرسانی‌های رخ داده در توده گرانیتوئیدی (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵)

منطقه نمونه برداری شد و برای انجام مطالعات ایزوتوپ اکسیژن به مرکز تحقیقات ESIC آلمان ارسال شد. به منظور تعیین ایزوتوپ اکسیژن، از کانی‌های سیلیکاته از روش‌های Mayeda و Clayton (۱۹۶۳) و Borthewick و Harmon (۱۹۸۲) استفاده شده است. به منظور بررسی ژئوشیمی دگرسانی‌های گرمایی ۶ نمونه

## روش انجام پژوهش

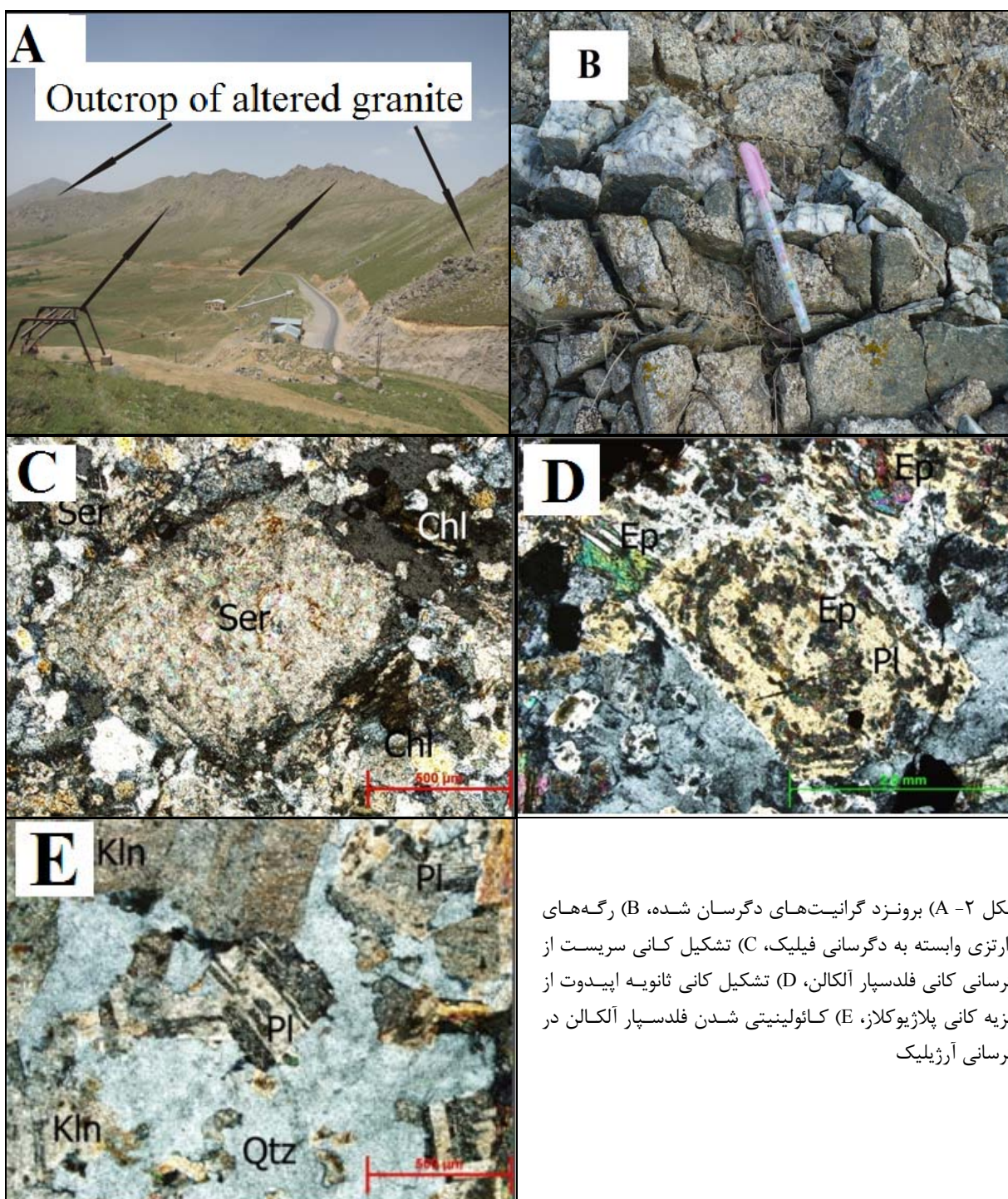
به منظور شناسایی پهنه‌های دگرسانی موجود در منطقه، مطالعات کانی‌شناسی توسط میکروسکوپ الپوس مدل BH2 و آنالیز XRD در دانشگاه اصفهان صورت گرفته است. برای تعیین منشأ سیالات تعداد ۵ نمونه از رگ‌های وابسته به دگرسانی‌های موجود در

دگرسانی‌های فیلیک، پروپیلیتیک، آرژیلیک حدواسط، متاسوماتیسم بر، سیلیسی، آلبیتی و کلریتی (شکل ۲). از میان دگرسانی‌های مذکور دگرسانی‌های فیلیک و سیلیسی از گسترش چشم‌گیری برخوردار هستند (شکل ۲-C). لازم به ذکر است که علی‌رغم وسعت درخور توجه رخداد فرآیند دگرسانی در منطقه، مطالعات صحرایی و پتروگرافی صورت گرفته بر روی پهنه‌های مذکور بیانگر یکنواختی کانی‌شناسی در نمونه‌های مربوط به هر پهنه بوده، بر این اساس، نتایج حاصل از یک نمونه دگرسان به احتمال زیاد می‌تواند بیانگر ویژگی‌های یک پهنه دگرسانی باشد. دگرسانی سریسیتی در حوالی کوه شیرمزد از گسترش درخور توجهی برخوردار است (شکل ۱)، این دگرسانی در منطقه به صورت انتخابی رخ داده و کانی‌های فلدسپار موجود به‌طور انتخابی توسط کانی سریسیت جایگزین شده‌اند از سویی دیگر با توجه به تکنیک فعال حاکم بر منطقه و دگرشکلی‌های موجود در کانی‌های اولیه از جمله کانی پلاژیوکلاز و تشکیل سریسیت از این کانی را می‌توان به دینامیک فعال در طی فرآیند دگرسانی نسبت داد (Conti *et al.*, 1998). ظاهر توده نفوذی در طی دگرسانی پروپیلیتیک، سبز رنگ شده است. این رنگ به دلیل کانی‌های ویژه این پهنه به‌ویژه کلریت و اپیدوت است. از ویژگی‌های بافتی این پهنه، هم‌رشدی کوارتز با اپیدوت است که به تشکیل بافت شانه‌ای منجر شده است. با توجه به گسترش کلریتی شدن در کانی‌های بیوتیت و آمفیبول، این فرآیند را می‌توان به‌عنوان یک دگرسانی مجزا در منطقه به حساب آورد. آلبیتی شدن نیز به‌عنوان یک دگرسانی از زیر مجموعه دگرسانی پروپیلیتیک است که در منطقه دیده می‌شود.

برای آنالیز ICP-MS به کانادا ارسال شد و آنالیزها توسط شرکت Als chemex انجام شد. به‌منظور تفکیک آهن ۲ و ۳ از یکدیگر از روش LeMaitre و همکاران (۱۹۸۹) استفاده شده است. نتایج حاصل از آنالیزهای مذکور توسط نرم‌افزارهای Corel Draw X3 (©2007)، Excel، Adobe Photoshop CS2 و Minpet مورد پردازش قرار گرفتند.

### پتروگرافی

توده نفوذی دارای ترکیب کلی گرانیت تا گرانودیوریت بوده، از تنوع کانی‌شناسی چندانی برخوردار نیست، کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، آمفیبول و بیوتیت از کانی‌های غالب در گرانیت دگرسان نشده هستند. توده نفوذی آستانه متحمل رخداد دگرسانی شده (شکل ۲-A)، این فرآیند همراه با تأثیر سیالات غنی از سیلیس بوده، به تشکیل رگه‌های سیلیسی بر روی توده نفوذی منجر شده است (شکل ۲-B). نبود گسترش فرآیند دگرسانی در واحدهای بیوتیت گرانیت و مونزوگرانیت می‌تواند مربوط به کمبود سیالات غنی از سیلیس ناشی از تفریق ماگما و نبود تأثیر سیالات ناشی از فرآیند دگرگونی بر روی این واحدهای سنگی باشد. رخداد دگرسانی به دگرسان شدن کانی‌های اولیه و تشکیل کانی‌های ثانویه اپیدوت، سریسیت، کلریت، پرهنیت، اسفن، کانی‌های رسی و اپاک منجر شده است (میکاییلی و همکاران، ۱۳۸۹). فراوانی هر یک از کانی‌های ثانویه به تشکیل یک پهنه دگرسانی خاص شده است، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول از کانی‌هایی هستند که شدیداً متحمل فرآیند دگرسانی منجر شده‌اند (شکل‌های ۲-E، D و C). در طی مطالعات صورت گرفته بر روی توده گرانیتوئیدی هفت پهنه دگرسانی شناسایی شده است که عبارتند از:



شکل ۲- A) برونزد گرانیت‌های دگرسان شده، B) رگه‌های کوارتزی وابسته به دگرسانی فیلیک، C) تشکیل کانی سریست از دگرسانی کانی فلدسپار آلکالن، D) تشکیل کانی ثانویه اپیدوت از تجزیه کانی پلاژیوکلاز، E) کائولینیتی شدن فلدسپار آلکالن در دگرسانی آرژلیک

آرژلیک پیشرفته در مطالعات میکروسکوپی و آنالیزهای صورت گرفته تشخیص داده نشد. در طی رخداد دگرسانی سیلیسی کانی‌شناسی اولیه سنگ از بین رفته و کوارتز به صورت فراگیر جانشین همه کانی‌های اولیه

از کانی‌های شاخص دگرسانی آرژلیک موجود در منطقه، ایلیت، کائولینیت و کلریت است که حضور آن‌ها توسط آنالیز XRD نیز تایید شده است، این دگرسانی در حد متوسط بوده، هیچ یک از کانی‌های شاخص



شده است و در پاره‌ای از موارد آثاری از کانی‌های اولیه به صورت شبیحی در کانی کوارتز اولیه برجای مانده است. متاسوماتیسم بر در مراحل انتهایی دگرسانی رخ داده و ظاهری سفید با تجمعات سیاه رنگ در توده نفوذی ایجاد کرده، کانی تورمالین در این دگرسانی اغلب جایگزین کانی پلاژیوکلاز و در پاره‌ای از موارد جانشین کانی ثانویه سریسیت نیز شده است (میکاییلی و همکاران، ۱۳۸۹). سیلیس برجای مانده در طی جانشینی تورمالین به تشکیل رگه‌های کوارتز - تورمالین منجر شده است. رخداد واحدهای گرانیت آپلیتی تورمالین‌دار می‌تواند وابسته به متاسوماتیسم بر و مراحل نهایی تفریق ماگمایی و غنی‌شدگی سیالات از عنصر بر باشد.

### ژئوشیمی

به دلیل رخداد دگرسانی در منطقه، علاوه بر مطالعات کانی‌شناسی و شناسایی پهنه‌های دگرسانی، این پهنه‌ها از لحاظ تغییرات و تحرک عناصر نیز مورد مطالعه قرار گرفته شده‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی سنگ کل می‌تواند در درک تغییرات سنگ اولیه در طی دگرسانی و اینکه فرآیند دگرسانی چه تأثیری بر روی تحرک عناصر اصلی و عناصر نادر خاکی داشته است مورد استفاده قرار گیرد. به منظور تعیین تغییرات رخ داده در سنگ اولیه در طی دگرسانی و بررسی تحرک عناصر راه کارهای گوناگونی ارائه شده است که اغلب این راه کارها بر پایه تغییرات جرم بنا شده‌اند، از جمله این موارد می‌توان به دو روش زیر اشاره نمود:

(۱) روش عناصر بی تحرک که توسط Maclean (۱۹۹۰) و (۱۹۹۳) ارائه شده و بر اساس یک عنصر غیر متحرک مانند اکسید آلومینیم استوار است و بر اساس مجموعه‌ای از معادلات به محاسبات تغییرات جرم

پرداخته می‌شود.

(۲) روش ایزوکن (Grant, 1986) که در این روش تغییرات جرم بر اساس گراف ایزوکن محاسبه می‌شود. اساس این روش ترسیم خط یا گراف ایزوکن است، ایزوکن خطی است که توسط آن نمونه‌هایی را که در طی دگرسانی، جرم به دست آورده‌اند از نمونه‌هایی که جرم از دست داده‌اند تفکیک می‌کند. شیب خط ایزوکن به عنوان تغییرات جرم در طی دگرسانی تعریف می‌شود و انحراف نمونه‌ها به عنوان تغییرات غلظت به حساب می‌آید.

در مطالعات پیشین از جمله در روش‌های Maclean (۱۹۹۳) و Gresens (۱۹۷۴) فرض بر این است که عناصری مانند آلومینیم یا تیتان در طی دگرسانی غیر متحرک هستند و بنابراین، می‌توان بیان کرد که هیچ تغییر حجمی رخ نداده است. Grant (۱۹۸۶) به منظور تعیین تغییرات جرمی رخ داده در طی دگرسانی سه رابطه را ارائه کرده است که هر یک با پیش فرض ویژه‌ای به کار گرفته می‌شود: رابطه اول بر اساس نبود تحرک اکسید آلومینیم، رابطه دوم بر اساس نبود تغییرات جرم و رابطه سوم بر فرض ثابت بودن حجم در طی تأثیر دگرسانی ارائه شده‌اند:

1.  $(\Delta C_i/C_i) = (C^O Al_2O_3 / CA l_2O_3) (C^A_i / C^O_i) - 1$ ,
2.  $(\Delta C_i/C_i) = (C^A_i / C^O_i) - 1$ ,
3.  $(\Delta C_i/C_i) = (P^A / P^O) (C^A_i / C^O_i) - 1$

در این پژوهش از رابطه سوم استفاده شده است و پارامترها به شرح زیر هستند:  $P^A$  میزان چگالی در سنگ دگرسان و  $P^O$  چگالی در سنگ سالم است، شایان ذکر است که چگالی مذکور ظاهری بوده، عبارت است از وزن واحد حجم، که برای این امر نمونه سنگ مربوطه را در آب شناور کرده، حجم سنگ با در نظر گرفتن حجم جابه‌جایی آب مشخص می‌شود. همچنین،  $C^A_i$  غلظت اکسید یا عنصر A در سنگ دگرسان و  $C^O_i$  غلظت عنصر

به منظور به حرکت درآوردن REEها.

نظر به این که اکسیدهای عناصر اصلی در اثر فرآیندهای پست ماگماتیک از جمله در اثر فرآیندهای دگرسانی دچار تغییرات غنی‌شدگی و تهی‌شدگی می‌شوند، بنابراین، استفاده از آن‌ها به منظور تشخیص فرآیندهای ژئوشیمیایی و شناسایی منشأ با تردید مواجه است، بنابراین، استفاده از عناصر نادر خاکی که کمتر دچار تغییرات می‌شوند کارآمدتر است، اما REEها می‌توانند توسط محلول‌های غنی از  $F^-$ ،  $Cl^-$ ،  $HCO_3^-$ ،  $PO_4^{3-}$ ،  $CO_3^{2-}$  و  $HPO_4^{2-}$  ترکیب با لیگاندهای گفته‌شده متحرک شوند. REEها از جمله Y ممکن است در طی دگرسانی ثابت باشند، این امر می‌تواند ناشی از مکانیسم‌های مختلفی باشد: (۱) حفاظت در کانی‌های اولیه که در برابر دگرسانی مقاوم هستند؛ (۲) تثبیت در بلورهای تازه تشکیل شده و (۳) جذب توسط کانی‌های رسی.

به‌طور کلی تمرکز عناصر نادر خاکی در سیالات گرمایی به‌وسیله دما، فشار و ترکیب سیال کنترل می‌شود ولی در نهایت می‌توان گفت که رفتار REEها در سیستم گرمایی بسیار پیچیده است (Mayer and Hemly, 1967). عناصر نادر خاکی در پهنه‌های دگرسانی مختلف رفتارهای گوناگونی از خود نشان می‌دهند، این رفتارهای کلی شناخته شده به شرح زیر است: در دگرسانی آرژیلیک HREEها دچار تحرک می‌شوند که این تحرک وابسته به محلول‌های هیدروترمال است. در طی دگرسانی پتاسیک نسبت به سنگ دگرسان نشده LREE افزایش و HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند (Fryer and Taylor, 1980).

به‌طور کلی از دگرسانی پروپلیتیک به سمت دگرسانی فیلیک تهی‌شدگی کلی از عناصر نادر خاکی مشاهده می‌شود ولی تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی

یا اکسید A در سنگ سالم است. با توجه به معادله  $C^O = (P^O/P^A)$  که بر اساس چگالی استوار است، ابتدا خط ایزوکن برای دگرسانی‌های مختلف ترسیم و سپس تغییرات جرم برای پهنه‌های مختلف محاسبه شده است.

### رفتار عناصر نادر خاکی در طی دگرسانی (REE)

عناصر نادر خاکی در طبیعت کم نیستند، در گذشته تصور بر این بود که این عناصر غیر متحرک هستند و طی فرآیندهای دگرسانی دچار فروشست نمی‌شوند. ولی مطالعات بر روی سیالات هیدروترمال و سنگ‌های دگرسان شده بیانگر این است که این عناصر متحرک هستند. عناصر نادر خاکی از نظر درجه تحرک متفاوت بوده، تحرک آن‌ها توسط عوامل گوناگونی کنترل می‌شود، این عوامل عبارت هستند از: pH، Eh، دما و لیگاندهای در دسترس که از بین موارد ذکر شده تأثیر pH بیشتر از سایر موارد است، زیرا زمانی که pH محیط پایین باشد عناصر نادر خاکی گونه‌های پایدار را تشکیل می‌دهند (Michard, 1989).

بسیاری از کانی‌های فرعی میزبان REEها هستند و تنها بخش کوچکی از REEها در کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌ها وجود دارند. کانی‌های اصلی سنگ‌های گرانیتی حاوی ۲۴ - ۲۸ درصد کل REEها هستند. بر طبق نظر Alderton و همکاران (۱۹۸۰) به‌دست آمدن یا از دست رفتن REEها در طی دگرسانی توسط فاکتورهای زیر کنترل می‌شود:

- (۱) تمرکز REEها در کانی‌های واکنش‌دهنده؛
- (۲) پایداری نسبی کانی‌ها در برابر سیال؛ (۳) در دسترس بودن جایگاه در کانی‌های ثانویه برای REEهایی که در طی دگرسانی رها شده‌اند؛ (۴) غلظت REEها در سیالات و (۵) توانایی سیال

اکسیدهای  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{TiO}_2$  و همچنین، L.O.I منجر شده است (شکل ۴). افزایش  $\text{K}_2\text{O}$  و کاهش  $\text{CaO}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  به دلیل دگرسانی انتخابی در کانی پلاژیوکلاز و تشکیل کانی سربیسیت است. بر طبق هیستوگرام ترسیم شده برای این پهنه، REEها دچار تهی‌شدگی شده‌اند و از بین عناصر نادر خاکی سنگین تنها Lu دارای غنی‌شدگی است. همچنین، کاهش Cs می‌تواند ناشی از تجزیه کانی بیوتیت باشد (شکل ۴).

نمودار ترسیم شده برای پهنه تورمالینی بر اساس گراف ایزوکن، نشان‌دهنده تحرک و کاهش اکسیدهای  $\text{CaO}$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{MgO}$  و افزایش  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{TiO}_2$  است (شکل ۵). نمودار تهی‌شدگی-غنی‌شدگی بیانگر تهی‌شدگی از همه عناصر نادر خاکی سبک و سنگین به غیر Eu است، همچنین، عناصر گروه LFSE (Ba, Rb, Sr) دچار غنی‌شدگی شده‌اند. عنصر Eu در برخی پهنه‌های دگرسانی مانند فیلیک، پروپیلیتیک و تورمالینی افزایش نشان می‌دهند، اما میزان افزایش در این دگرسانی به مراتب کمتر از سایر پهنه‌های مورد بررسی است. افزایش اندک در میزان Eu در طی دگرسانی ناشی از پیش رفتن شرایط محیطی به سمت اکسیدان است که Eu به  $\text{Eu}^{3+}$  تبدیل شده و در ساختار کانی‌های دگرسان تثبیت شده است.

نتایج حاصل از نمودارهای ترسیم شده در پهنه دگرسانی آرژیلیک، حاکی از کاهش اکثر اکسیدهای اصلی در طی دگرسانی است و تنها اکسیدهای  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{MgO}$  در طی رخداد دگرسانی بدون تغییر باقی مانده‌اند (شکل ۶). نمودار غنی‌شدگی-تهی‌شدگی نیز نشان‌دهنده کاهش همه REEهاست. تهی‌شدگی از عناصر مذکور می‌تواند ناشی از رفتار کمپلکس‌ها در طی فرآیند دگرسانی باشد. تحت شرایط اسیدی زمانی که pH محیط کاهش می‌یابد شرایط مناسبی برای تشکیل کانی‌های رسی فراهم می‌شود که به تبع آن همه

سنگین به مراتب بیشتر از عناصر سبک است، این عکس العمل در اثر افزایش نسبت سیال به سنگ دیواره و کاهش pH یا به عبارتی افزایش  $\text{H}^+$  است. در کل می‌توان گفت که پهنه سیلیسی نسبت به سایر پهنه‌ها از نظر عناصر نادر خاکی غنی‌تر است، به دلیل فرآیند آب شویی که در طی این دگرسانی صورت می‌گیرد سنگ بر جای مانده ترکیبی متفاوت‌تر از ترکیب اولیه به دست می‌آورد. دگرسانی سربیسیتی به غنی‌شدگی از La منجر شده و فرآیند هیدروترمال فروشت HREEها به‌ویژه Sm و Yb را موجب می‌شود (Shikazono *et al.*, 2008).

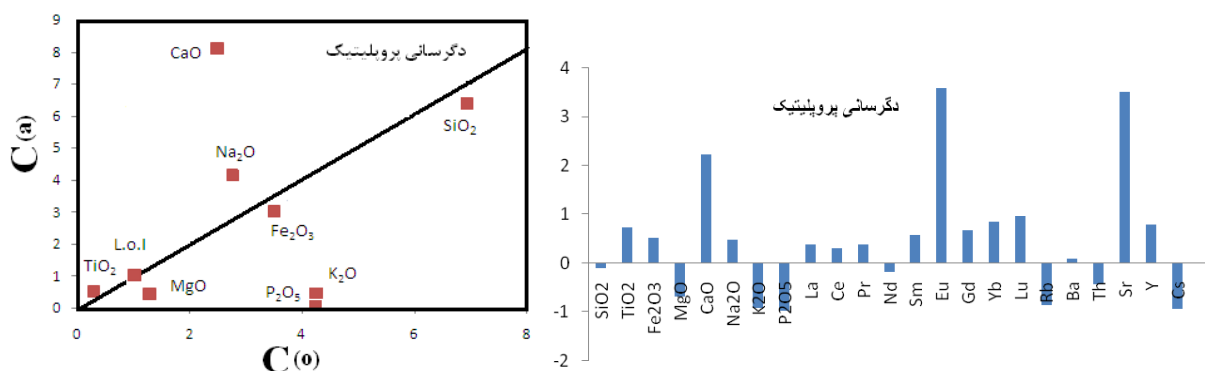
از چگالی غلظت عناصر در نمونه‌های دگرسان و غیر دگرسان به‌منظور ترسیم نمودارهای ایزوکن استفاده شده و برای پرهیز از آشفتگی، تنها از اکسیدهای اصلی بهره گرفته شده است. ترسیم این نمودار برای دگرسانی پروپیلیتیک نشان‌دهنده افزایش اکسیدهای  $\text{CaO}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{TiO}_2$ ، همچنین، L.O.I در اثر فرآیند دگرسانی بوده، در مقابل اکسیدهای  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  دچار کاهش شده‌اند (شکل ۳). غنی‌شدگی از  $\text{CaO}$  و کاهش  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{MgO}$  می‌تواند ناشی از تجزیه کانی‌های بیوتیت، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلازها و تشکیل کانی اپیدوت باشد که دارای Ca بیشتری در ساختار خود است (Montoya and Hemley, 1975). نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی برای این پهنه گویای تهی‌شدگی از REEها در طی فرآیند دگرسانی است، تهی‌شدگی از REEها و کاهش جرم به دلیل رفتار سیالات غنی از  $\text{CO}_2$  می‌تواند باشد. در طی این دگرسانی عناصر دارای شعاع یونی بالا به غیر از Sr دچار تهی‌شدگی شده‌اند (شکل ۳).

در پهنه فیلیک (سربیسیتی)، دگرسانی به تهی‌شدگی اکسیدهای  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  و غنی‌شدگی از

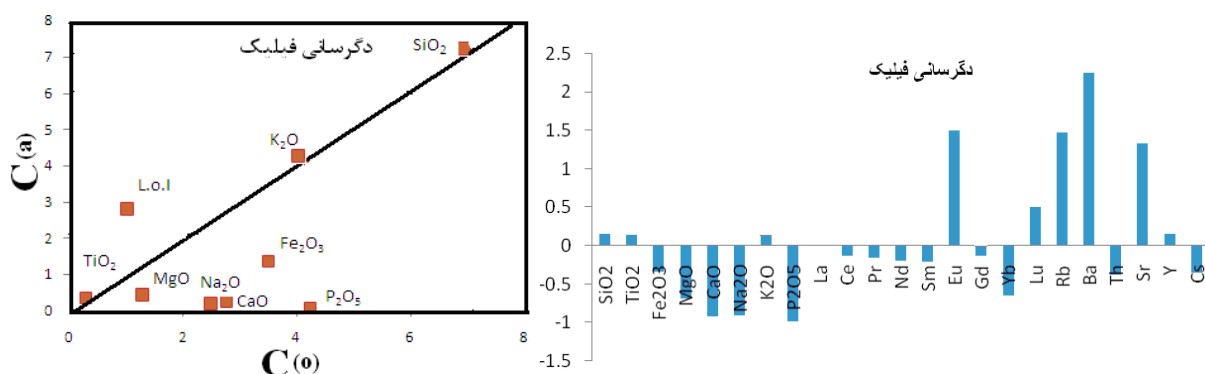
سیالاتی با اسیدیته بالا به فروشست کلیه عناصر منجر شده است، بنابراین، همه REE به غیر از Y و Gd دچار کاهش شده‌اند که می‌تواند ناشی از تشبیت آن‌ها در کانی‌های تشکیل شده ناشی از فرآیند دگرسانی باشد (Minark et al., 1989).

کانی‌های سیلیکاته که میزبان REEها بودند دچار فروشست می‌شوند.

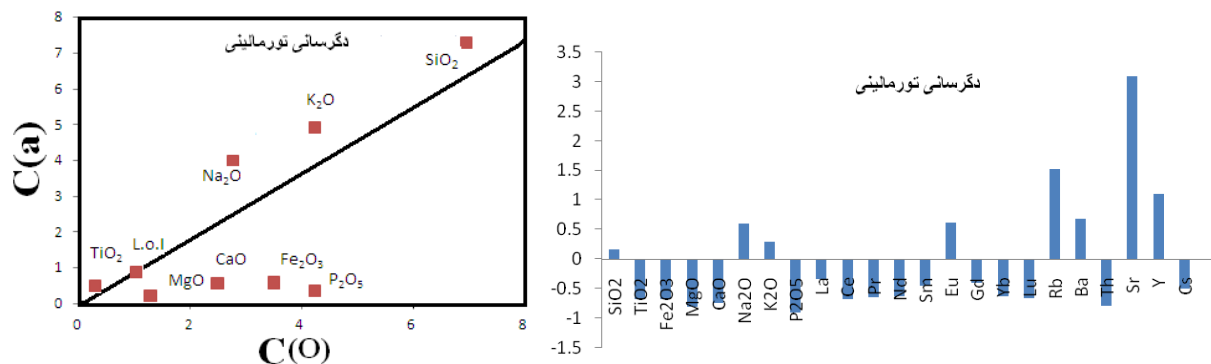
بر اساس نمودارهای ترسیم شده  $\text{SiO}_2$  تنها اکسیدی است که در طی دگرسانی سیلیسی افزایش یافته و  $\text{TiO}_2$  تنها اکسیدی است که در طی این دگرسانی به صورت غیر متحرک باقی مانده است (شکل ۷).



شکل ۳- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی به همراه نمودار تهی‌شدگی- غنی‌شدگی پهنه دگرسانی پروپلیتیک

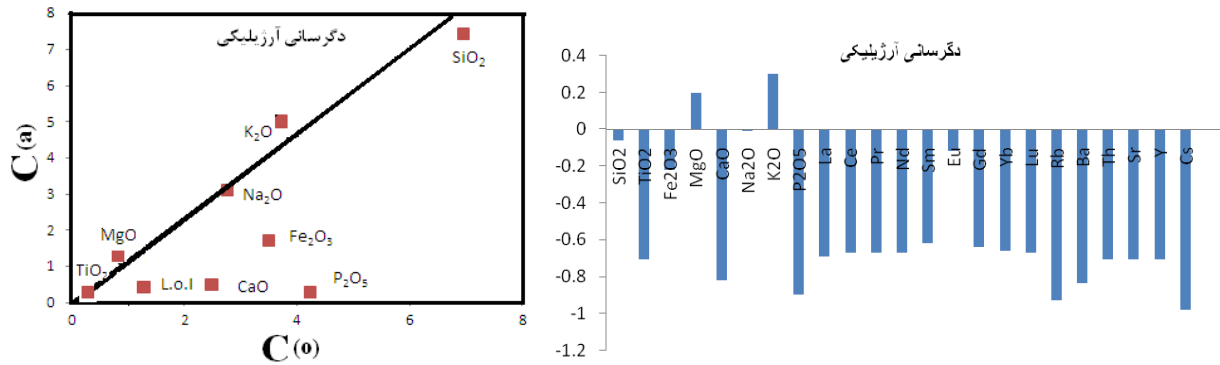


شکل ۴- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی به همراه نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی در پهنه دگرسانی فیلیک

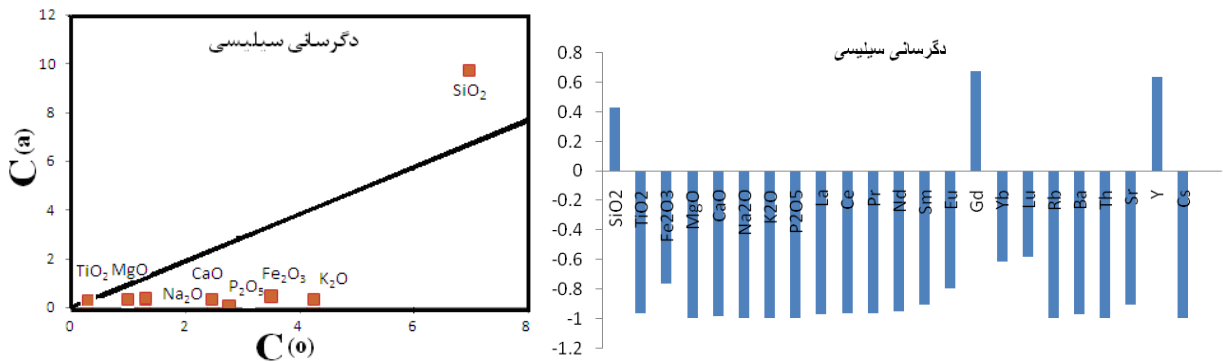


شکل ۵- تغییرات اکسیدهای اصلی و نمودار تهی‌شدگی-غنی‌شدگی در پهنه تورمالینی





شکل ۶- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی به همراه نمودار تهی‌شدگی-غنی‌شدگی برای پهنه دگرسانی آرژیلیکی



شکل ۷- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی و نمودار تهی‌شدگی-غنی‌شدگی در پهنه دگرسانی سیلیسی

## بحث

در میزان عناصر نادر خاکی در دگرسانی‌های موجود در منطقه منجر شده است. الگوی به‌هنجار شده برای پهنه پروپلیتیک نشان‌دهنده مطابقت زیاد با روند نمونه غیر دگرسان است. نمونه‌های مطالعه شده غنی‌شدگی ۱۰۰ برابری از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به کندریت نشان می‌دهند، در دگرسانی پروپلیتیک غنی‌شدگی از LREEها و تهی‌شدگی از HREEها قابل مشاهده است. همچنین، دگرسانی فیلک دارای الگوی مشابه با سنگ اولیه بوده، هر دو نمونه از عناصر نادر خاکی سبک در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین نسبتاً غنی‌تر هستند، این افزایش می‌تواند با غنی‌شدگی در طی تکامل سیال و یا با پایداری عناصر نادر خاکی سبک در کمپلکس‌های کلریدی در طی pH پایین مرتبط باشد (Humphris, 1998). غنی‌شدگی از REEهای سبک در

به‌منظور بررسی رفتار عناصر نادر خاکی در طی فرآیند دگرسانی تعداد شش نمونه دگرسان و غیر دگرسان به کندریت به‌هنجار شده و روند تغییرات در نمونه‌های دگرسان نسبت به سنگ مادر دگرسان نشده مورد مطالعه قرار گرفته (McDonough and Sun, 1989) و نتایج حاصل از آنالیز این نمونه‌ها در ادامه در جدول ۱ آورده شده است (میکاییلی و همکاران، ۱۳۸۹). الگوی به‌هنجارسازی عناصر نادر خاکی سبک و سنگین به سنگ مادر برای دگرسانی‌های فیلک، سیلیسی، پروپلیتیک و متاسوماتیسم بر (دگرسانی تورمالینی) و آرژیلیک ترسیم شده است. این نمودارها بیانگر روند مشابه با سنگ اولیه در نمونه‌های دگرسان است که به تبع آن فرآیند دگرسانی به کاهشی متفاوت

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمی سنگ کل (Q-1, A-g-1, B-10, A-9, HAS-1) به ترتیب افزایش شدت دگرسانی: نمونه سالم، دگرسانی پروپیلیتیک، دگرسانی تورمالینی، دگرسانی فیلیک، دگرسانی آرژیلیک، دگرسانی سیلیسی)

Sample No.	HAS-1	A-7	A-9	B-10	A-g-1	Q-1
(wt%)						
SiO <sub>2</sub>	69.49	72.70	63.70	72.40	74.4	97.90
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.08	0.49	0.33	0.09	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.99	17.40	14.25	0.17	14.14	0.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.96	1.14	5.01	2.24	1.72	0.88
MnO	0.07	0.02	0.07	0.80	0.032	0.01
MgO	1.25	0.21	0.41	0.42	0.44	0.01
CaO	2.43	0.56	8.10	0.18	0.49	0.02
Na <sub>2</sub> O	2.7	3.97	4.15	0.22	3.1	0.05
K <sub>2</sub> O	4.3	4.91	0.33	4.02	3.62	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	4.1	0.35	0.11	0.06	0.2	0.01
LOI	0.99	0.88	1.17	2.79	0.59	0.00
Total	99.1	99.2	99.6	98.1	99.08	98.2
(ppm)						
Rb	74	171	11.3	193	5.7	0.40
Cs	11.1	4.54	0.061	6.85	0.22	0.02
Sr	12	43.5	54.3	28.8	3.9	1.1
Ba	58.9	122	89	271	14.2	1.8
Th	17.2	3.16	9.68	10.5	5.4	0.05
U	1.9	1.83	4.21	2.45	0.61	0.05
Cr	36.8	10	80	150	75	10
Co	8.2	1	20.1	4.3	1.32	0.7
Zn	32.9	18	18	28	0.9	8
Ga	7.1	18	18	28	0.29	7
Y	12.2	7	22.3	14.2	6.05	4.11
La	17	5.1	24.2	18	5.8	0.5
Ce	36.5	10.7	48.3	32.7	13.3	1.20
Pr	4.1	1.25	5.5	3.35	1.4	0.14
Nd	13.7	4.4	20.5	11.2	4.98	0.6
Sm	3.1	1.37	4.48	2.29	1.24	0.27
Eu	0.22	0.42	2.45	1.89	0.28	0.48
Gd	2.7	1.43	4.44	2.47	1.1	0.34
Tb	0.4	0.29	0.7	0.35	0.2	0.07
Dy	3.1	1.5	3.93	2.34	1.18	0.58
Ho	0.4	0.23	0.85	0.52	0.2	0.14
Er	1.5	0.53	2.5	1.57	0.6	0.47
Tm	0.8	0.08	0.38	0.29	0.07	0.08
Yb	1.5	0.42	2.45	1.83	0.53	0.49
Lu	0.2	0.06	0.4	0.31	0.06	0.08

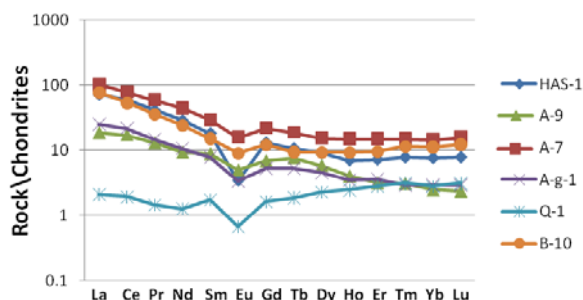
از میان MREE ها، Sm تنها عنصری است که در طی این دگرسانی افزایش یافته است (شکل ۸). تهی شدگی کمتر عناصر نادر خاکی سنگین می تواند حاکی از تحرک پایین این عناصر در طی شرایط اسیدی باشد. نمودارهای چند عنصره به هنجار شده برای پهنه پروپیلیتیک نشان دهنده تهی شدگی از Rb و Th و غنی شدگی از Ba است (شکل ۹)، این کاهش می تواند مربوط به تجزیه کانی های آلکالی فلدسپار و بیوتیت باشد

پهنه فیلیک می تواند ناشی از تثبیت شدن این عناصر در کانی های اولیه آپاتیت، اسفن و زیرکن باشد که به عنوان کانی میزبان برای این عناصر به شمار می روند و در طی دگرسانی مقاوم هستند. در طی دگرسانی سریسیتی تغییرات زیادی در REE ها ایجاد نمی شود، چون کانی های این پهنه فلدسپار و میکاست که دارای REE چندانی نیستند تا در طی دگرسانی آزاد نمایند. از میان LREE ها La تنها عنصری است که در طی دگرسانی دچار غنی شدگی شده است.

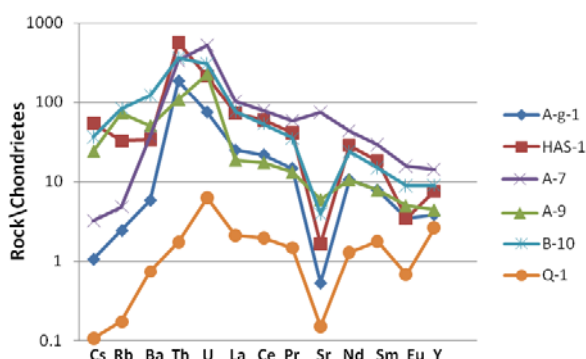
دگرسانی آرژیلیکی نسبت به سنگ غیر دگرسان و سایر دگرسانی های موجود در منطقه از عناصر نادر خاکی سبک و سنگین تهی شدگی بیشتری نشان می دهد، ولی در کل روند نمونه های دگرسان به غیر از دگرسانی سیلیسی با نمونه غیر دگرسان مشابه است (شکل ۸). حاکم بودن شرایط pH پایین به همراه تخریب و تجزیه کانی های اولیه به تهی شدگی درخور توجه در میزان REE ها منجر شده است (Fulignati et al., 1998). Eu<sup>2+</sup> آزاد شده از کانی فلدسپار آلکالن در طول دگرسانی آرژیلیک در محلول های هیدروترمال حضور داشته و با توجه به این که Eu<sup>2+</sup> دارای شعاع یونی برابر با Ca<sup>2+</sup> و Sr است در نتیجه نمی تواند وارد ساختار کانی ایلیت شود بنابراین، انتقال یافته و آنومالی منفی و تهی شدگی این عنصر در طی دگرسانی را موجب می شود.

الگوی به هنجار سازی دگرسانی سیلیسی به کندریت بیانگر کاهش بسیار شدید در میزان عناصر نادر خاکی بوده، کاهش عناصر نادر خاکی سبک به مراتب بیشتر از عناصر نادر خاکی سنگین است.

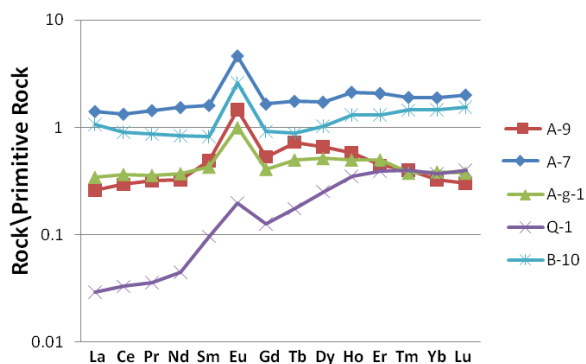
آنومالی مثبت Eu نسبت به سنگ اولیه هستند که می‌تواند نشان‌دهنده آزاد شدن Eu در طی فرآیند دگرسانی گرمایی باشد. میزان تهی‌شدگی از LREEها در دگرسانی سیلیسی بیشتر از سایر دگرسانی‌های موجود در منطقه است.



شکل ۸- الگوی به‌هنجار شده به کندریت برای دگرسانی‌های موجود در منطقه



شکل ۹- الگوی به‌هنجار سازی عناصر فرعی به کندریت برای دگرسانی‌های موجود در منطقه (McDonough and Sun, 1989)



شکل ۱۰- نمودار به‌هنجار شده نمونه‌های دگرسان نسبت به سنگ اولیه

(Wilson, 1989). الگوی مربوط به دگرسانی فیلیک بیانگر تشابه با سنگ اولیه بوده، دارای تهی‌شدگی از عناصر Cs و Sr است. روند موجود در این پهنه می‌تواند ناشی از تجزیه کانی پلاژیوکلاز و جایگزینی آن توسط کانی سربیسیت باشد، زیرا Ca موجود در ساختار پلاژیوکلاز توسط دو عنصر مذکور جایگزین می‌شود. نمودار چند عنصره در دگرسانی سیلیسی به‌طور کلی به مراتب متفاوت‌تر از سایر دگرسانی‌هاست. عناصر U و Th در طی این دگرسانی افزایش یافته و Sr، Rb و Cs دچار تهی‌شدگی شده‌اند (شکل ۹). کاهش شدید عناصر نادر حاکی بیانگر شکسته شدن کانی‌های اولیه از جمله بیوتیت و اسیدی شدن محیط است، در pHهای پایین و حرارت‌های کمتر از ۵۰۰ درجه نقش کمپلکس‌های Cl<sup>-</sup>، SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> و F<sup>-</sup> به‌همراه حضور سولفور و شرایط اکسیدان به‌عنوان عوامل تحرک عناصر در زون سیلیسی بوده، موجب تهی‌شدگی عناصر شده‌اند. کانی بیوتیت فراوانی عنصر Cs را کنترل می‌کند که با شکسته شدن کانی بیوتیت این عنصر دچار کاهش می‌شود (Rollinson, 1993). در همه دگرسانی‌های رخ داده در منطقه Ce نیز همانند سایر عناصر کمیاب دچار کاهش شده است، Ce<sup>3+</sup> می‌تواند در طی اکسیداسیون به Ce<sup>4+</sup> تبدیل شود که تحت شرایط اکسیدان Ce<sup>4+</sup> حلالیت پذیری کمتری نسبت به Ce<sup>3+</sup> دارد و می‌تواند وارد کانی‌های ثانویه از قبیل کانی‌های رسی شود، بنابراین، Ce دارای رفتار متفاوتی نسبت به REEهای دیگر است (Zhenhau, 2008). آنومالی منفی Sr و آنومالی مثبت Nd بیانگر ماگمای مشتق شده از گوشته است (Michard, 1989). نمودار به‌هنجار سازی نمونه‌های دگرسان شده نسبت به نمونه غیر دگرسان، حاکی از غنی‌شدگی بیشتر HREEها نسبت به LREEها در نمونه‌های دگرسان است (شکل ۱۰). همه نمونه‌های دگرسان شده دارای

بررسی شاخص دگرسانی یا (CIA) افزایش درجه دگرسانی به کاهش Na, K, Ca, Mg, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و غنی‌شدگی از Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> منجر می‌شود، برای بررسی این موارد از اندیس شیمیایی دگرسانی یا Chemical Index Alteration (CIA) استفاده می‌شود، محاسبه این پارامتر بر طبق فرمول زیر است (Nessbitt and Young, 1984):

افزایش درجه دگرسانی به کاهش Na, K, Ca, Mg, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و غنی‌شدگی از Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> منجر می‌شود، برای بررسی این موارد از اندیس شیمیایی دگرسانی یا Chemical Index Alteration (CIA) استفاده می‌شود، محاسبه این پارامتر بر طبق فرمول زیر است (Nessbitt and Young, 1984):

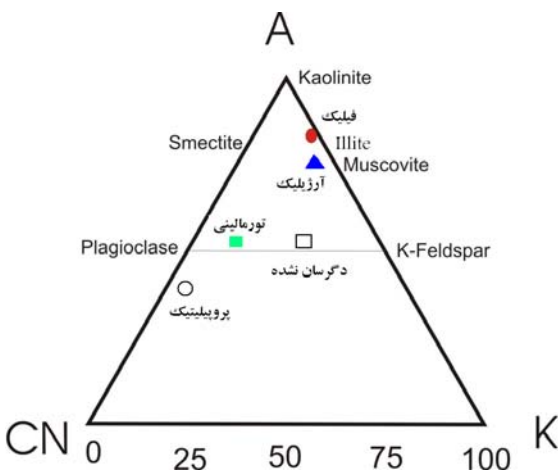
$$CIA = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O} * 100$$

کاتیون‌های Na و Ca در طی دگرسانی متحرک می‌شوند، اگر سنگ از دگرسانی درجه ضعیفی برخوردار باشد نزدیک به قطب CA تصویر می‌شود، اما زمانی که فرآیند دگرسانی پیشرفته‌تر باشد، فلدسپار پتاسیم مورد انحلال قرار گرفته، در طی این فرآیند پتاسیم آزاد می‌شود و نسبت به Al و Si با افزایش دگرسانی دچار کاهش می‌شود و به قطب CN نزدیک می‌شود.

محاسبه اندیس مذکور برای دگرسانی‌های مختلف به شرح زیر می‌باشد: دگرسانی سیلیسی ۵۹/۵۸، دگرسانی فیلیک ۷۵/۷۲، دگرسانی آرژیلیک ۶۴/۲، دگرسانی پروپیلیتیک ۵۱/۰۹ و دگرسانی تورمالینی ۴۹/۶۷. ترسیم مقادیر مذکور در نمودار ACNK، نشان‌دهنده نزدیک شدن نمونه‌های مربوط به دگرسانی فیلیک و آرژیلیک به قطب A است، نمونه مربوط به دگرسانی پروپیلیتیک به سمت قطب CN انحراف یافته و نمونه سالم تقریباً نزدیک خط آلکالی فلدسپار - پلاژیوکلاز تصویر شده است (شکل ۱۱).

### بررسی نسبت‌های عناصر نادر خاکی

به منظور بررسی تقریبی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین در طی فرآیند دگرسانی از نسبت (La/Yb)<sub>N</sub>، تفریق بین LREE را به صورت



شکل ۱۱- جایگاه نمونه‌های دگرسان در نمودار ACNK. بر اساس اندیس شیمیایی

نسبت  $Eu/Eu^*$  به عنوان معیاری برای سنجیدن آنومالی Eu کاربرد دارد، به این صورت که اگر مقدار پارامتر ذکر شده بالاتر از ۱ باشد آنومالی مثبت و در غیر این حالت آنومالی منفی به حساب می‌آید. آنومالی عنصر مذکور توسط کانی‌های پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار کنترل می‌شود و این آنومالی منفی ناشی از شرایط احیایی بودن محیط است، این پارامتر بر طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود:

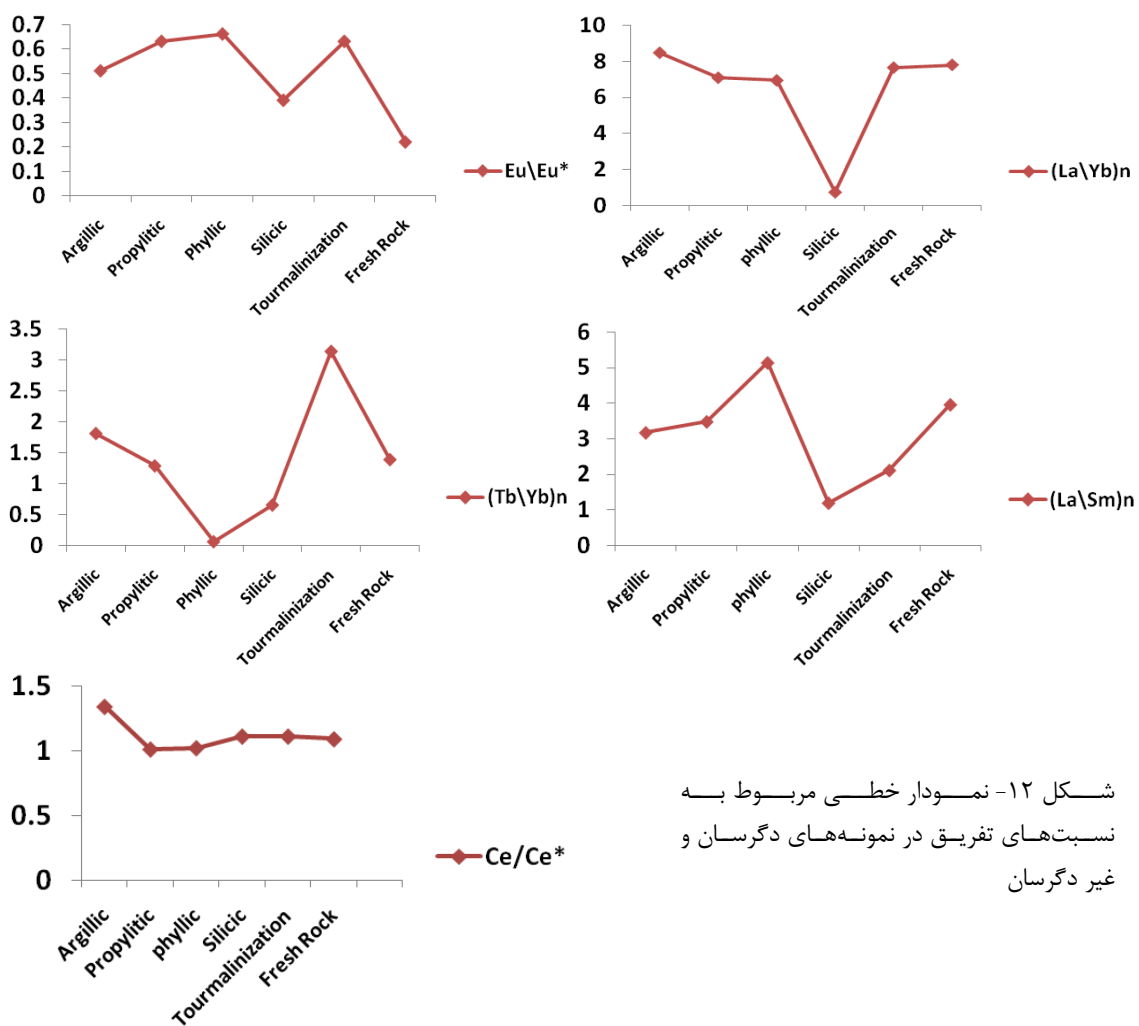
$$Eu/Eu^* = \frac{Eu_N}{(Sm.Gd)^{1/2}}$$

پارامتر مذکور در همه نمونه‌ها دارای مقادیر کمتر از یک بوده، بیشترین آنومالی منفی مربوط به نمونه دگرسان نشده و پایین‌ترین آنومالی منفی مربوط به پهنه سیلیسی است (شکل ۱۲)، که حاکی از کاهش شرایط احیایی حاکم بر محیط در طی پیشرفت دگرسانی است.

نسبت (La/Yb)<sub>N</sub> در دگرسانی آرژیلیک دارای بالاترین مقدار و در دگرسانی سیلیسی از پایین‌ترین مقدار برخوردار است که این موضوع بیانگر تفریق بیشتر

به‌منظور تفریق بین عناصر نادر خاکی سنگین به کار می‌رود، مقادیر به‌دست آمده از این پارامتر بیانگر بالا بودن این نسبت در دگرسانی تورمالینی است، در ضمن این نسبت در دگرسانی فیلیک از پایینترین مقدار برخوردار بوده، بالا بودن این نسبت در دگرسانی تورمالینی حاکی از غنی بودن این نمونه‌ها از MREE‌هاست.

در عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادرخاکی سنگین در طی دگرسانی آرژیلیک است (شکل ۱۲)، یا به عبارتی دیگر غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک در دگرسانی سیلیسی پایین‌تر است. نسبت  $(La/Sm)_N$  در دگرسانی فیلیک بالا بوده، در دگرسانی سیلیسی از میزان کمتری برخوردار است.  $(Tb/Yb)_N$  نسبت دیگری است که

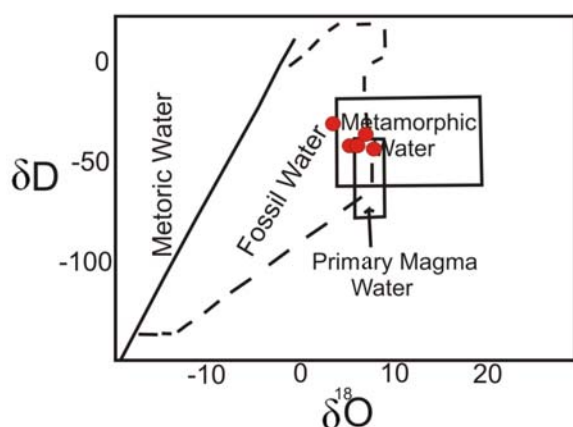


شکل ۱۲- نمودار خطی مربوط به نسبت‌های تفریق در نمونه‌های دگرسان و غیر دگرسان

مختلف به‌هم بخورد و در تشخیص مشکل ایجاد کند (Sheppard, 1977). مقادیر  $\delta D$  و  $\delta O^{18}$  در سنگ‌ها و آب‌های مختلف متفاوت بود و دلیل این تفاوت‌ها در فرآیندهایی هستند که موجب تفریق ایزوتوپی می‌شوند،

کاربرد ایزوتوپ‌های پایدار در تعیین منشأ سیالات از ایزوتوپ‌های پایدار به‌منظور تشخیص منشأ سیالات گرمایی استفاده می‌شود. محدوده‌های تعیین شده به‌وسیله ایزوتوپ‌ها می‌تواند در اثر تأثیر آب‌های

آب‌های ماگمایی-دگرگونی قرار می‌گیرد (شکل ۱۳)، که در این میان نقش آب‌های دگرگونی بیشتر بوده است. بر اساس مطالعات سیالات درگیر و نتایج حاصل در مورد پاره‌ای از رگه‌های سیلیسی سطحی که از گسترش شایان توجهی برخوردار نیستند می‌توان نقش سیالات جوی را نیز در نظر گرفت (میکاییلی، ۱۳۸۸)، اما در نهایت آب‌های ماگمایی-دگرگونی را می‌توان به‌عنوان منشأ اساسی در تشکیل این دگرسانی‌ها به‌حساب آورد.



شکل ۱۳- ترکیب ایزوتوپی مربوط به منشأ انواع آب‌های دخیل در طی فرآیند دگرسانی (Evans, 1993)

### نتیجه‌گیری

توده نفوذی آستانه دارای هفت پهنه دگرسانی بوده، دگرسانی‌های سیلیسی و فیلیک از گسترده‌ترین دگرسانی‌های موجود در منطقه هستند. نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و فرعی حاصل از ترسیم خط ایزوکن برای دگرسانی‌های منطقه بیانگر: غنی‌شدگی از اکسیدهای CaO، Na<sub>2</sub>O، L.O.I و همچنین، تهی‌شدگی از سایر اکسیدهای اصلی در طی دگرسانی پروپیلیتیک است. تشکیل کانی سربسیت به کاهش اکسیدهای SiO<sub>2</sub> و CaO در طی پهنه فیلیک منجر شده است. در طی تورمالینی شدن اکسیدهای Na<sub>2</sub>O، K<sub>2</sub>O و SiO<sub>2</sub> افزایش و سایر اکسیدها کاهش یافته‌اند. پهنه

همچنین، بیشتر بودن سرعت ارتعاشات مربوط به مولکول‌های سبک به سنگین از دیگر دلایل این تفاوت‌ها هستند (مر و مدبری، ۱۳۷۷). بیشتر سنگ‌های دگرگونی، رسوبی و گرانیته‌ها در مقایسه با گوشته زمین غنی‌شدگی بیشتری از  $\delta^{18}\text{O}$  نشان می‌دهند. کوارتز بیشترین مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  و کمترین مقدار مربوط به کانی مگنتیت است، به‌طور کلی گرایش کانی‌های سیلیکاته در تمرکز  $\delta^{18}\text{O}$  به ترکیب شیمیایی بستگی دارد. اختلاط سیال‌های گرمابی با سیالات جوی موجب کاهش شوری، دما و  $\delta^{18}\text{O}$  می‌شود (Ohmoto and Rye, 1974). به‌دلیل این که H<sub>2</sub>O مهم‌ترین سازنده سیالات کانه‌زاست، تعیین منشأ آن اساس هر مدل کانه‌زایی را تشکیل می‌دهد. برای تعیین منشأ سیالات دخیل در کانه‌زایی و سیالات ایجاد کننده دگرسانی‌های صورت گرفته در منطقه از ایزوتوپ‌های اکسیژن و دوتریم استفاده شده است. نتایج حاصل از آنالیز مربوط به رگه‌های کوارتز سفید مایل به خاکستری، رگه‌های کوارتز توده‌ای، کوارتز خاکستری رنگ و رگه‌های مینرالیزه شده وابسته به دگرسانی فیلیک که ایزوتوپ‌های  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta\text{D}$  در آن‌ها تعیین شده در (جدول ۲) آورده شده است، این ارقام برای  $\delta^{18}\text{O}$  برابر با ۵/۵۶ تا ۹/۱۰ پرمیل و برای  $\delta\text{D}$  برابر با ۳۵/۶۱- تا ۴۱/۰۳- پرمیل است.

جدول ۲- نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن در رگه‌های کوارتزی

Sample	$^{18}\text{O}\%$ (SMOW)	$\delta\text{D}\%$ (SMOW)
M1 (Massive- white quartz)	8.20	37.04
M2 (Coarse graine quartz)	7.40	40.13
M3 (White to gray quartz)	9.10	39.20
M4 (Gray crystal of quartz)	6.3	41.03
M5 (Single grain quartz)	5.56	35.61

بر طبق استفاده از نمودار ارائه شده توسط Evans (۱۹۹۳) منشأ رگه‌های موجود در منطقه در محدوده



عناصر نادر خاکی سبک بیشتر از عناصر نادر خاکی سنگین است. نسبت  $Eu/Eu^*$  در نمونه‌های دگرسان و غیر دگرسان دارای آنومالی منفی بوده اما میزان این آنومالی در نمونه‌های دگرسان شده کمتر بوده، نشان‌دهنده تغییر در شرایط محیطی در طی گسترش فرآیند دگرسانی است. نسبت  $(La/Yb)_N$  در دگرسانی آرژیلیک از بالاترین و در دگرسانی سیلیسی از پایین‌ترین مقدار برخوردار است. بالا بودن نسبت  $(La/Sm)_N$  در پهنه فیلیک بیانگر تفریق بیشتر LREEها در مقایسه با MREE است. به کارگیری ایزوتوپ‌های پایدار به منظور تعیین منشأ سیالات موثر در طی فرآیند دگرسانی به‌ویژه دگرسانی‌های فیلیک و سیلیسی منشأ ماگمایی-دگرگونی را برای سیالات نشان می‌دهد.

آرژیلیک تهی‌شدگی شایان توجهی از اغلب اکسیدهای اصلی و REEها نشان می‌دهد که این کاهش می‌تواند ناشی از pH پایین محیط و تشکیل کانی‌های رسی باشد. در پهنه سیلیسی کاهش اغلب اکسیدهای اصلی به‌غیر از  $SiO_2$  بیانگر سیلیسی شدن فراگیر کانی‌ها در طی این دگرسانی است. تحرک کمتر عناصر در دگرسانی فیلیک می‌تواند مربوط به کانی‌های این پهنه باشد که دارای تمرکز پایینی از REE هستند، از سویی دیگر غنی‌شدگی از La در این پهنه بالاتر از نمونه غیر دگرسان است. در طی تورمالین‌زایی، تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک بیشتر از عناصر نادر خاکی سنگین بوده، غنی‌شدگی از عناصر MREE مشاهده می‌شود. در پهنه سیلیسی به‌دلیل تخریب کانی‌های اولیه و تشکیل شرایط اسیدی میزان تهی‌شدگی از

## منابع

- رادفر، ج. (۱۳۶۶) بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه-گوشه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
- رشیدمقدم، ن. (۱۳۸۶) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی آستانه و مطالعه دگرگونی مجاورتی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۲) زمین‌شناسی ایران. نشر امیر کبیر، تهران.
- سهندی، م.، رادفر، ج.، حسینی‌دوست، س. ج.، محجل، م. (۱۳۸۵) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگ شماره ۵۸۵۷.
- مر، ف. و س. مدبری. (۱۳۷۷) مبانی زمین‌شیمی. مرکز نشر دانشگاهی تهران (چاپ اول)، تهران.
- میکاییلی، ر. (۱۳۸۸) مطالعه کانی‌شناسی دگرسانی گرمابی در گرانیتوئید طلادار آستانه اراک (زون سندانج-سیرجان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- میکاییلی، ر.، نقره‌ئیان، م.، مکی‌زاده، م. ع.، تقی‌پور، ب. و طهماسبی، ز. (۱۳۸۹) شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی دگرسانی پروپلیتیک در گرانیتوئید آستانه (جنوب غرب اراک). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۱(۱۸): ۹۳-۱۰۴.
- Alderton, D. H., Pearce, M. and Potts, J. A. (1980) Rare earth element mobility during granite alteration: Evidence from southwest England. *Earth Planet Science Letters* 49:149-165.
- Borthwick, J. and Harmon, R. S. (1982) A note regarding  $ClF_3$  as an alternative to  $BrF_5$  for Oxygen Isotope Analysis. *Geochimica et cosmochimica. Acta* 46: 1665-1668.
- Clayton, R. N. and Mayeda. T. K. (1963) The use of bromine penta fluoride the extraction of oxygen from

- oxides and silicates for isotope analysis. *Geochemica et cosmochimica. Acta* 27: 43-52.
- Conti, P., Funedda, A. and Cerbai, N. (1998) Mylonite development in the Hercynian basement of Sardinia (Italy). *Journal of Structural Geology* 120: 121-133.
- Evans, A. M. (1993) *Ore geology and industrial mineral: An introduction*. 3<sup>rd</sup> edition. Blackwell, London, Scientific Publications.
- Fulginiti, P., Gioncada, A. and Sabanna, A. (1998) Rare earth element behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal systems of volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88: 325-342.
- Grant, J. A. (1986) The isocon diagram simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81: 1976-1982.
- Gresens, R. L. (1974) Composition- volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2: 47-56.
- Humphris, S. E. (1984) The mobility of rare earth elements in the crust. In: Henderson, P. (Ed.): *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 317-342.
- LeMaitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre LeBas, M. J., Sabaine, P. A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolly, A. R. and Zanettin, B. (1989) *A Classification of igneous rocks and glossary of term*. Blackwell, Oxford.
- McDonough, W. F. and Sun, S. (1989) The composition of the earth. *Chemical Geology* 120: 223-254.
- Macleane, W. H. (1990) Mass change calculations in altered rocks series. *Mineralium Deposita* 25: 44-49.
- Macleane, W. H. and Barrett, T. J. (1993) Lithochemical techniques using in mobile elements. *Geochemical Exploration* 48: 109-133.
- Mayer, C. and Hemly, J. J. (1967) Wall rock alteration in *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. *Economic Geology* 166-235.
- Michard, A. (1989) Rare earth element systematics in hydrothermal fluid. *Geochimica et Cosmochimica. Acta* 53: 745-750.
- Minark, L., Zigova, A., Bendl, J. and Skrivani, P. (1998) The behaviour of rare earth element and Y during the rock weathering and soil formation in the Ricany granite massif, Central Bohemia. *Science of the total Environment* 215: 101-111.
- Montoya, J. W. and Hemley, J. J. (1975) relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions. *Economic Geology* 70: 577-594.
- Nessbitt, H. W. and Young, G. M. (1984) Early proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299: 715-717.
- Ohmoto, H. and Rye, R. O. (1974) Isotopes of Sulfur and carbon. In: Barnes, H. L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, 509-561.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. John Wiley and Sons, New York.
- Sheppard, S. (1977) Characterization and isotopic variation in natural waters. *Reviews in Mineralogy. Mineralogy Society American* 16: 165-183.
- Shikazono, N. Y., Ogawa, M., Utada, D., Ishiyama, T., Mizuta, N. and Ishikawa, Y. (2008) Geochemical behavior of rare earth elements in hydrothermal altered rocks of the Kuroko mining area Japan. *Journal of Geochemical Exploration* 98: 65-79.
- Taylor, R. P. and Fryer, B. J. (1980) Multi-stage hydrothermal alteration in porphyry copper systems in northern Turkey. *Journal of Earth Science* 17: 901-926.
- Zhenhau, Z. (2008) The weathering crusts of granitic rocks in south China Zhiwe Bao. *Ore Geology Reviews* 33: 519-535.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Academic Division of Unwin Hyman, London.

## Elements variations and the origin of fluids during the hydrothermal alterations in the Astaneh-Arak granitoid

Rahimeh Mikaili <sup>1</sup>, Moussa Kalimi Noghreyan <sup>1\*</sup>, Mohammad Ali Mackizadeh <sup>1</sup>  
and Batoul Taghipour <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Shiraz, Shiraz, Iran

### Abstract

Seven distinct hydrothermal alteration zones developed within the Astaneh granitoid. The phyllic and silicic alterations have a wide extension in the study area. In the phyllic alteration, La in comparison to other REE's, is much more enriched which may be the result of sericite formation. The enrichment of LREE in the propylitic alteration, due to their accommodation in secondary minerals, is more than that of unaltered sample. The REE normalized pattern in the argillic alteration shows a considerable leaching of REE during the alteration process. The Eu/Eu\* ratio in the altered samples is less than one and in comparison to unaltered sample displays positive anomaly. Generally, the chondrite normalized pattern in altered and unaltered sample is similar. The stable isotopes,  $\delta O^{18}$  and  $\delta D$ , data indicate that magmatic-metamorphic waters were responsible for fluids involved in phyllic and silicic alterations.

**Key words:** Granitoid, Astaneh, Hydrothermal, Stable isotope, Element mobility

---

\* m.noghreyan@geol.ui.ac.ir