

## **The study of the mineralogy and Rare Earth Elements (REE) behavior in the hydrothermal alteration zones of the Astaneh granitoid massif (SW Arak, Markazi province, Iran)**

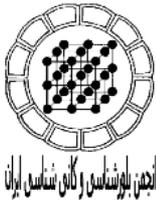
**D. Esmaily, S. Z. Afshooni, M.V. Valizadeh**

*Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Iran  
Email: esmaili@khayam.ut.ac.ir*

(Received: 3/5/2008, in revised form: 17/11/2008)

**Abstract:** The Astaneh granitoid massif is located about 40 km to Arak city, central Iran, is a part of Sanandaj-Sirjan structural Zone. These intrusive rocks which are mainly composed of gneodioritic rocks, widely affected under hydrothermal alteration. The alteration zones, on the basis of field studies and mineralogy as well as the study of the REE behavior, are investigated in this paper. Eight alteration zones including phyllic (sericitic) with quartz, sericite and pyrite; chloritic with quartz, sericite and chlorite; propylitic with chlorite, epidot, calcite and albite; argillic with clay minerals (chlorite and illite); silicic with abundant quartz; albitic with albite, chlorite and quartz; hematitisation with hematite, Fe-carbonates (ankerite and siderite) and tourmalinisation with tourmaline (dravite) are identified. The results demonstrate notable differences in the REE behavior in the different alteration zones. Accordingly, comparison with the fresh rocks, in the phyllic (sericitic) alteration, LREE are enriched, but HREE, except Yb which enriched, unchanged. Also in chloritic alteration zone, LREEs are depleted, but HREEs represent different behaviors. In the argillic and propylitic alteration zones, all REE are depleted, but compared with HREE, the LREE represent more depletion. In the silicic and hematitisation alteration zones, compared with HREE, the LREE are enriched. Finally, in the albitic and tourmalinisation alteration zones all REE are depleted. These features indicate that the behavior of REE in the hydrothermal alteration zones of the Astaneh granitoid rocks is mainly controlled by PH, availability of complexing ions in the fluid as well as the presence of secondary phases as host REE minerals.

**Keywords:** *Astaneh, Rare Earth Element (REE), hydrothermal alteration.*



## بررسی کانی‌شناسی و رفتار عناصر نادر خاکی (REE) در زون‌های دگرسان گرمابی توده گرانیتوئیدی آستانه (جنوب‌باختری اراک، استان مرکزی)

داریوش اسماعیلی، سیده زهرا افشونی، محمدولی ولی‌زاده

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران  
پست الکترونیکی: [esmaili@khayam.ut.ac.ir](mailto:esmaili@khayam.ut.ac.ir)

(دریافت مقاله: ۸۷/۲/۱۴، نسخه نهایی: ۸۷/۸/۲۷)

**چکیده:** توده گرانیتوئیدی آستانه در ۴۰ کیلومتری شهرستان اراک قرار گرفته و بخشی از زون ساختاری سنجندج-سیرجان را در باختر ایران تشکیل می‌دهد. بیشتر این توده نفوذی از سنگ‌های گرانودیوریتی تشکیل شده و به‌طور گسترده‌ای دستخوش دگرسانی گرمابی شده است. توصیف این زون‌های دگرسان بر اساس بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و رفتار عناصر نادر خاکی (REE) موضوع این مقاله است. در گستره مورد بررسی هشت زون دگرسان گرمابی شامل زون فیلیک (سریسیتی) با انبوهه‌هایی از کوارتز، سریسیت و پیریت؛ کلریتی با مجموعه کوارتز، سریسیت، و کلریت؛ پروپیلیتی با مجموعه کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت و آلبیت؛ آرژیلیتی با فراوانی بیشتر کانی‌های رسی (کلریت و ایلیت)؛ سیلیسی با فراوانی کوارتز؛ آلبیتی با کانی‌های آلبیت، کلریت؛ و کوارتز؛ هماتیته با انبوهه‌هایی از هماتیت، کربنات‌های آهن (آنکرایت و سیدریت)؛ و بالاخره کلریت تورمالینی شده با کانی شاخص تورمالین (دراویت) قابل شناسایی هستند. نتایج حاصل نشان می‌دهند که تفاوت‌های چشمگیری در رفتار REEها، در زون‌های مختلف دگرسان این منطقه وجود دارد به طوری که در زون دگرسان سریسیتی LREEها غنی شده‌اند، ولی الگوی HREEها (به استثنای Yb که غنی شده است) در مقایسه با سنگ نادرسان معادل خود، تغییری نمی‌کند. در زون دگرسان کلریتی LREEها تهی شده‌اند ولی HREEها رفتارهای متفاوتی نشان می‌دهند. در زون‌های دگرسان پروپیلیتی و آرژیلیتی همه REEها تهی شده‌اند ولی LREEها در مقایسه با HREEها تهی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند، و در زون دگرسان سیلیسی و هماتیته LREEها در مقایسه با HREEها غنی‌شدگی نشان می‌دهند، و بالاخره در زون دگرسان آلبیتی و زون تورمالینی همه REEها تهی شده‌اند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهند که رفتار REEها در زون‌های دگرسان گرمابی توده گرانیتوئیدی آستانه در واقع به‌واسطه PH، حضور آمیخته‌های یونی در شار و وجود کانی‌های ثانویه‌ای که بتوانند REEها را در ساختار خود بپذیرند، کنترل می‌شوند.

**واژه‌های کلیدی:** آستانه، عناصر نادر خاکی (REE)، دگرسانی گرمابی.

### ۱- مقدمه

ساکن در نظر می‌گرفتند که نسبت به فرایند آبشویی و دگرسانی گرمابی بی‌تاثیر بوده و به‌صورت ساکن عمل کرده‌اند [۱]. بررسی‌های دیگری روی تمرکز REEها در شار-های گرمابی [۲-۴] و سنگ‌های دگرسان در نهشته‌های وراگرمابی و مس پورفیری [۵-۸] نشان دادند که در شرایط خاص، این عناصر به حرکت در می‌آیند. معمولاً این عناصر در

در بررسی‌های زون‌های دگرسان غالباً بررسی کانی‌های موجود در این زون‌ها و نیز سرشته‌های شیمیایی آبگونی‌های دگرسان کننده مورد بحث قرار می‌گیرند. ولی بحث در خصوص رفتار عناصر نادر خاکی (REE) در طول فرایندهای دگرسانی گرمابی نیز حائز اهمیت است. در گذشته عناصر REE را به صورت

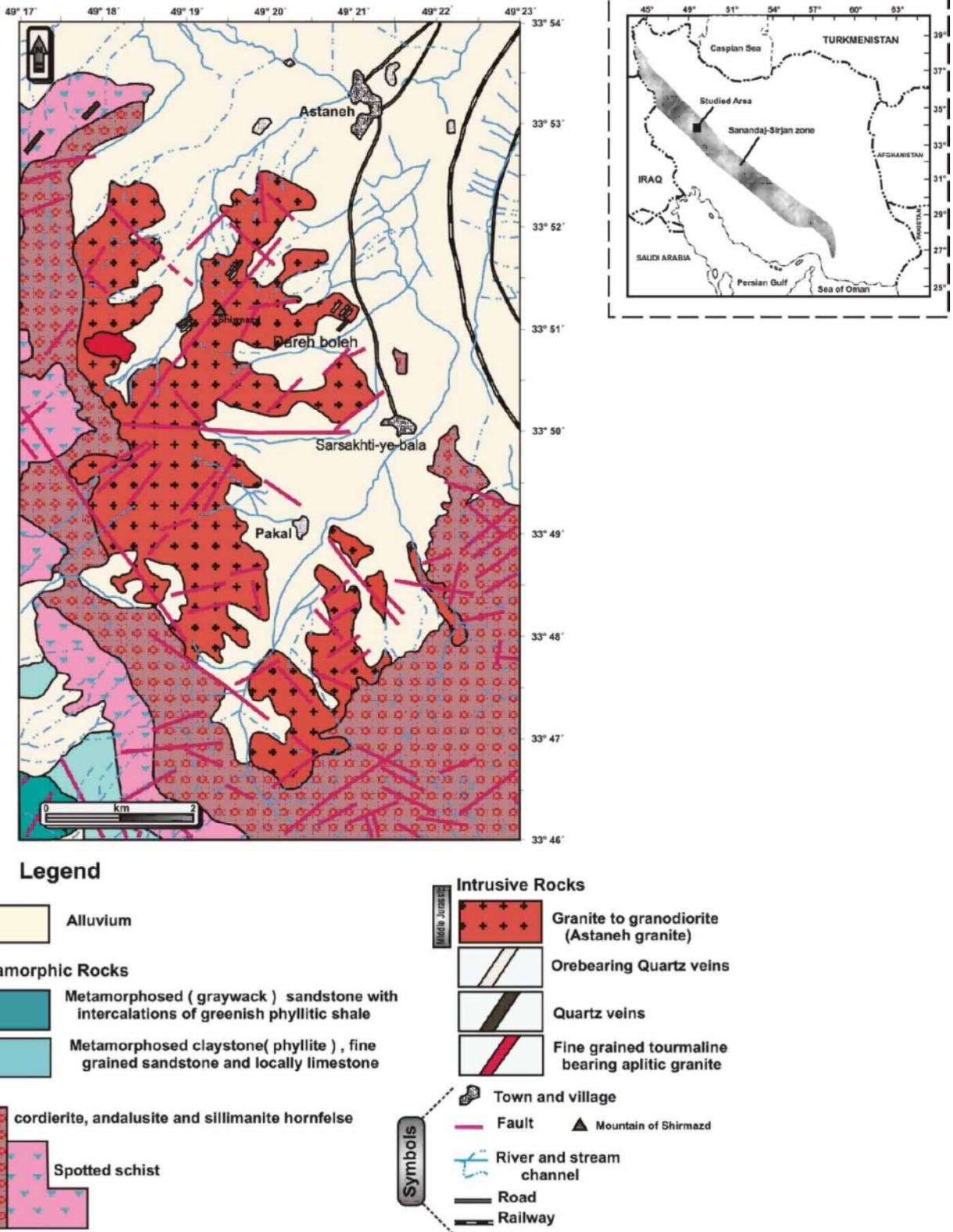
آن نیز بررسی‌های پراکنده‌ای از منظرهای مختلف در این منطقه و یا مناطق همجوار انجام شده است [۱۲-۱۵] که در هیچکدام از آنها بررسی زون‌های دگرسان صورت نگرفته است. توده نفوذی آستانه در شیست‌های سیاه‌رنگ ژوراسیک تزریق شده است که حاصل این تزریق ایجاد هاله دگرگونی در مجاورت بلافصل توده با سنگ‌های میزبان است (شکل ۱). ترکیب سنگ‌شناسی این توده شامل گرانیت، گرانودیوریت، و کوارتزیدیوریت با فراوانی بیشتر گرانودیوریت‌ها بوده و بافت اصلی و عمومی آنها، گرانولار دانه متوسط تا درشت دانه، پوئی‌کیلیتی و در برخی موارد پورفیروئیدی بوده و از نظر کانی‌شناسی بیشتر از پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت و به مقدار کمتر آمفیبول (هورنبلند) تشکیل شده‌اند. در بیشتر مقاطع مطالعه شده، دانه‌های کوارتز بی‌شکل و پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و در اکثر بلورهای پلاژیوکلاز، ساختار منطقه بندی شده (زونینگ) دیده می‌شود. از کانی‌های فرعی می‌توان به آپاتیت، اسفن، زیرکن و تورمالین اشاره کرد. کلریت، اپیدوت، سربسیست و کانی‌های رسی از کانی‌های تجزیه‌ای و ثانویه هستند که تقریباً در بیشتر نمونه‌ها کم و بیش وجود دارند. همچنین این توده با مجموعه-ای از دایک‌های میکروگرانودیوریتی و آپلیتی، و رگه‌های کوارتز-تورمالین کانی‌زایی شده مورد هجوم قرار گرفته است. دایک‌های میکروگرانودیوریتی به صورت پراکنده و بیشتر در کوه شیرمزد رخنمون داشته و در اثر نفوذ آبگون‌های گرمایی، برخی از آنها به شدت دگرسان شده‌اند. رگه‌های کوارتز-تورمالین نیز بیشتر در شمال‌باختری روستای سرسختی دیده می‌شوند (شکل ۲). نتایج حاصل از آنالیز XRD نمونه‌هایی از این رگه‌ها نشان می‌دهند که کوارتز، دراویت (تورمالین منیزیم‌دار)، آثار کانی‌زایی مس به صورت ملاکیت و آزوریت و آثار تنگستن به صورت شیلیت مهم‌ترین اجزای سازنده این رگه‌ها هستند. در این منطقه دو نوع دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی دیده می‌شوند که در این میان گستردگی دگرگونی ناحیه‌ای بیشتر است. سنگ‌های تهنشستی تریاس فوقانی - ژوراسیک (شیل و ماسه‌سنگ) در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند و فیلیت و شیست ایجاد شده است. آثار دگرگونی مجاورتی در باختر و جنوب توده و بیشتر به صورت هورنفلس در حدفاصل توده آستانه و فیلیت‌ها دیده می‌شود.

شرایط PH پائین، نسبت سنگ/ آب بالا و فراوانی آمیخته‌های یونی  $F^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $PO_4^{3-}$ ,  $Cl^-$  به حرکت در می‌آیند [۳]. REE‌ها غالباً در شرایط اسیدی بیشتر با  $Cl^-$  و  $SO_4^{2-}$  تشکیل آمیخته‌ای داده و حرکت می‌کنند [۹، ۱۰]. جدایی LREE از HREE‌ها به کانی‌شناسی سنگ نادرسان بستگی دارد، برای مثال از کانی‌هایی مانند آپاتیت و فسفات‌ها REE آزاد شده ولی در کانی‌های مقاوم مانند زیرکن حفظ می‌شوند. بیشتر REE‌ها دارای ظرفیت +۳ بوده و با افزایش عدد اتمی، شعاع یونی آنها کاهش می‌یابد ولی Eu و Ce رفتار ژئوشیمیایی متفاوتی با بقیه REE‌ها داشته و در شرایط احیایی  $Eu^{+2}$  و در شرایط اکسیدی  $Ce^{+4}$  وجود دارند که در این حالت Ce پتانسیل یونی بیشتر و در نتیجه تحرک کمتری دارد. این اختلاف‌های کوچک که از نظر رفتار و اندازه بین عناصر کمیاب خاکی وجود دارد باعث می‌شود که این عناصر در اثر برخی فرایندهای زمین‌شناسی از یکدیگر جدا شوند. این پدیده در ژئوشیمی از اهمیت بالایی برخوردار است و در جهت پی بردن به خاستگاه مجموعه‌های سنگی و ماهیت فرایندهای زمین‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد [۱۱].

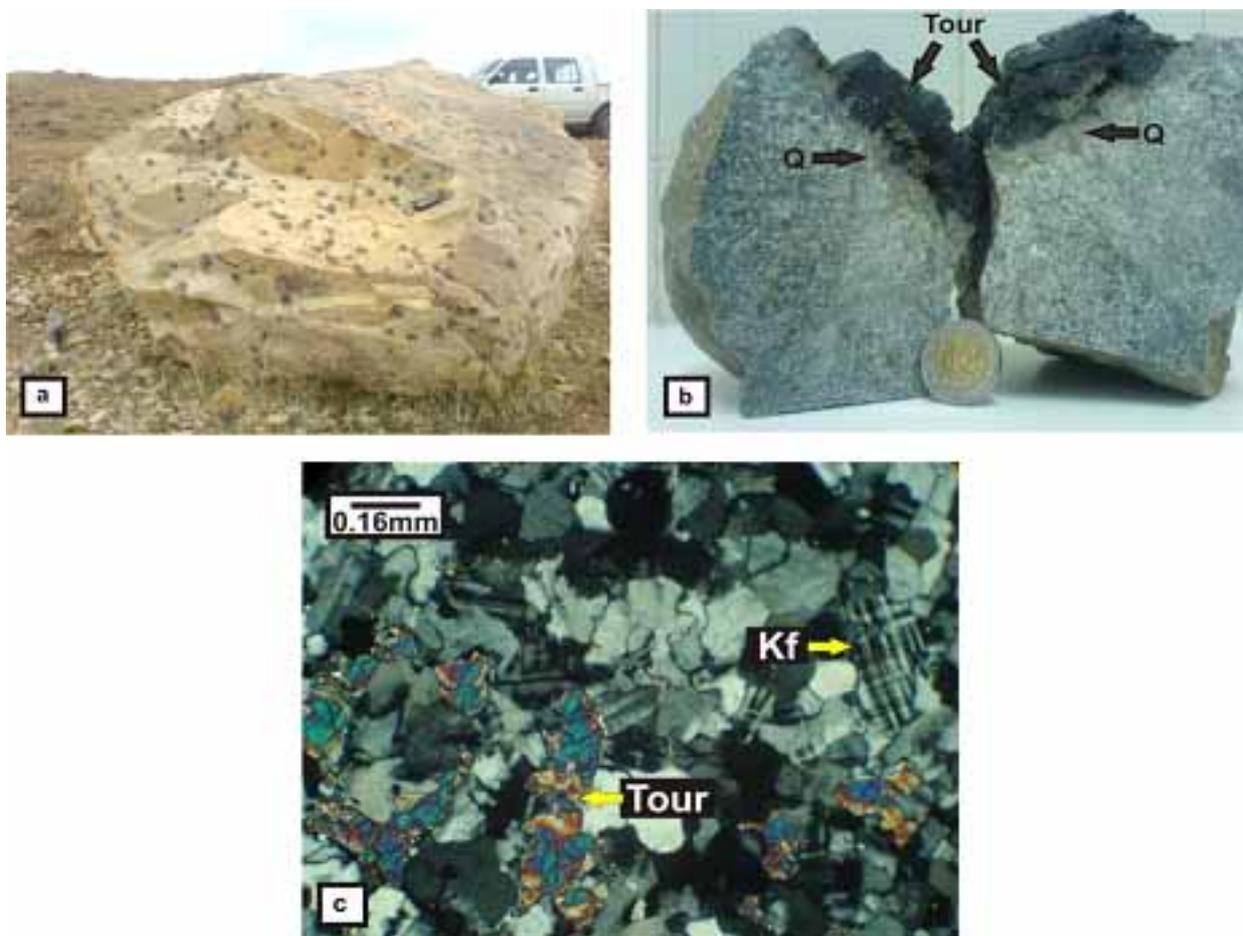
در این مقاله ضمن معرفی زون‌های دگرسان گرمایی در توده گرانیتوئیدی آستانه، تغییرات کانی‌شناسی این زون‌ها با استفاده از بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های XRD، و رفتار عناصر نادر خاکی (REE) را در زون‌های مختلف مورد بررسی قرار داده تا بدین ترتیب گامی در شناخت بیشتر گرمایی‌های گرمایی و شرایط حاکم بر فرایند دگرسانی برداریم. بعلاوه با توجه به ارتباط تنگاتنگ فرایند دگرسانی با کانه‌زایی‌های مختلف، این بررسی می‌تواند راه‌گشای بررسی‌های بیشتر کانه‌زایی‌های احتمالی به ویژه کانه‌زایی طلا در منطقه باشد.

## ۲- زمین‌شناسی عمومی

توده گرانیتوئیدی آستانه با وسعت حدود ۳۰ کیلومترمربع بین طول‌های جغرافیایی  $30^{\circ} 17' 49''$  تا  $30^{\circ} 22' 49''$  خاوری و عرض‌های جغرافیایی  $30^{\circ} 46' 33''$  تا  $33^{\circ} 54' 00''$  شمالی، در ۴۰ کیلومتری جنوب‌باختری اراک و ۶ کیلومتری جنوب سازند واقع شده و بخشی از زون سنندج- سیرجان در باختر ایران را تشکیل می‌دهد (شکل ۱). اولین بررسی‌های سیستماتیک در سال ۱۳۵۳ توسط برتیه و همکاران زیر عنوان چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی چهارگوش خرم‌آباد انجام شده است که توده گرانیتوئیدی آستانه را نیز در بر می‌گیرد. پس از



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی آستانه بر پایه [۱۶].



شکل ۲ (a) گره‌های تورمالین در گرانیتهای موجود در جنوب باختری پاکل؛ (b) برشی از رگه کوارتز-تورمالین گرانیته آستانه در شمال باختری سرسختی؛ (c) تصویری از یک مقطع نازک در لوکسولیانیت منطقه آستانه. به کانی تورمالین توجه شود (PPL). Tour = تورمالین.

### ۳- روش بررسی

بررسی‌های صحرایی این کار پژوهشی در طی چهار هفته در تابستان و مهرماه ۱۳۸۵ انجام گرفت و در این مدت، در حدود ۱۵۰ نمونه از واحدهای سنگی مختلف موجود در منطقه برداشت شدند. از بین این نمونه‌ها، بیش از ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و با میکروسکوپ قطبشی مورد بررسی قرار گرفتند و سپس بین نمونه‌های بررسی شده تعداد ۱۵ نمونه (۹ نمونه از سنگ‌های گرانیته‌ی دگرسان و ۶ نمونه نادگرسان) برای آنالیزهای شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه ژئوشیمی Actlab کانادا ارسال و به روش ICP-MS عناصر نادر خاکی آنها آنالیز شدند (جدول ۱). همچنین به منظور تشخیص کانی‌ها و به ویژه تعیین نوع کانی‌های رسی تعداد ۹ نمونه سنگی در آزمایشگاه کانی‌شناسی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و دانشگاه تربیت‌مدرس مورد آنالیز XRD (جدول

۲) قرار گرفتند. در نهایت تلفیق اطلاعات و رسم نقشه‌ها با استفاده از نرم افزار COREL DRAW 13 و پردازش داده‌ها و بررسی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی، با نرم‌افزارهای EXCEL, IGPET, NEWPET, MINPET صورت گرفت.

### ۴- کانی‌شناسی زون‌های دگرسان

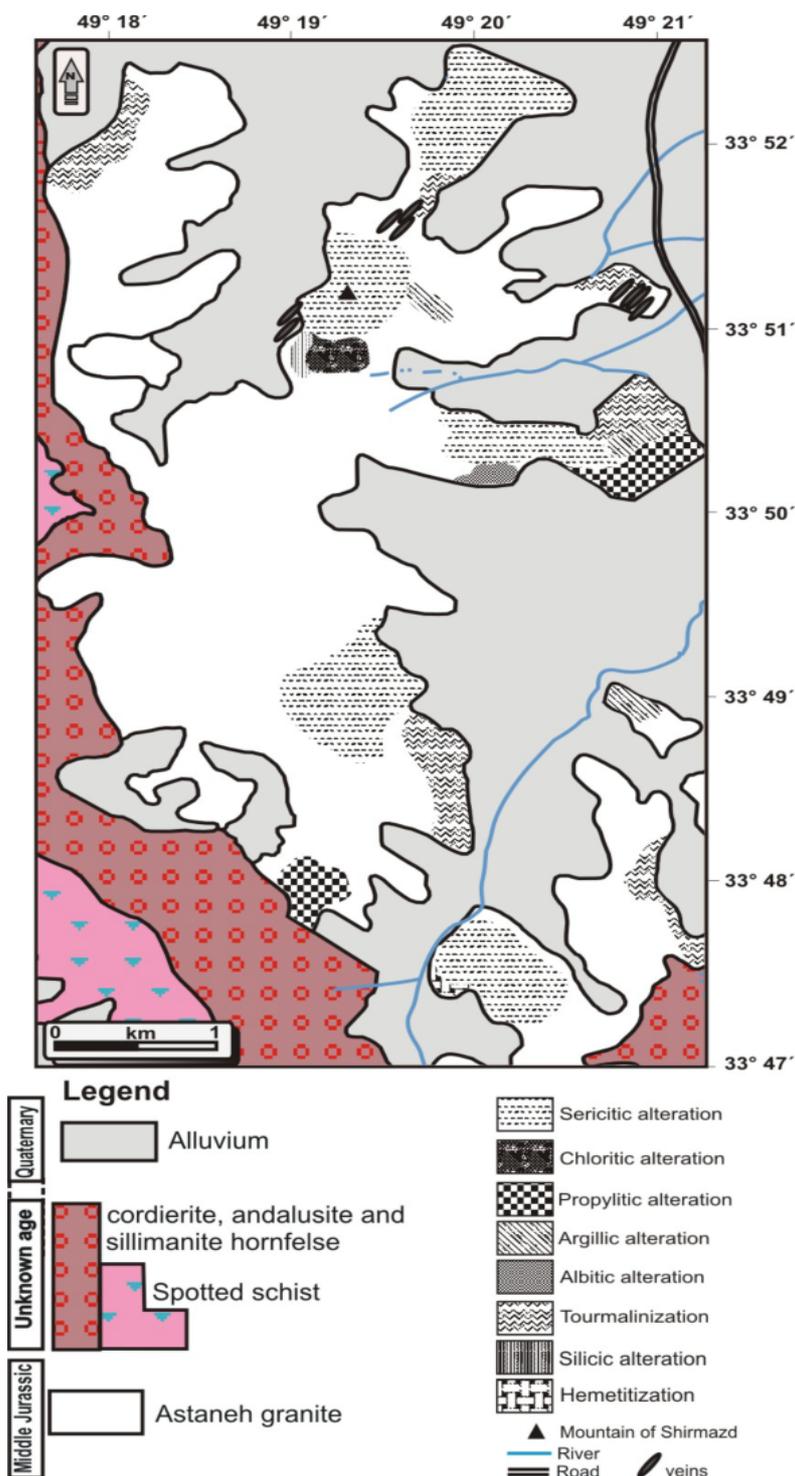
زون‌های دگرسان معمولاً بر مبنای یک یا چند کانی مهم تفکیک می‌شوند [۱۶]. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و نتایج آنالیزهای XRD، در توده گرانیته‌ی آستانه نیز مجموعاً ۸ زون دگرسان قابل شناسایی‌اند که به تفصیل مورد بررسی قرار گرفتند. نقشه پراکندگی زون‌های دگرسان در منطقه آستانه در شکل ۳ نشان داده شده است. شایان ذکر است که تبدیل مجموعه‌های دگرسان به یکدیگر به صورت تدریجی صورت می‌گیرد.

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی عناصر نادر خاکی (REE) سنگ‌های گرانیتوئیدی آستانه.

	سنگ‌های انتره نشده														
	سریسیتی	کلریتی	پروپیلیتی	آرژیلیتی	سیلیسی	آلبیتی	هماتیتی	تورمالینی	As 28	As 15	As 58	As 19	As 26	As 60	
La	۲۶/۹	۹/۳	۸/۵	۱۱/۹	۵/۹	۲/۹	۱/۵	۲۶/۱	۲/۴	۱۱/۴	۱۷/۲	۳۴/۶	۱۴/۴	۸/۷	۱۸/۶
Ce	۴۸/۶	۱۸/۳	۱۶/۸	۲۶	۱۳/۳	۶/۱۹	۳/۸	۵۵/۴	۹/۷۶	۲۲/۹	۳۶/۴	۷۲/۳	۳۰/۶	۱۷/۸	۳۷
Pr	۵/۲	۲	۱/۸	۲/۹	۱/۴	-/۷	-/۴	۶/۲	۱/۱	۲/۴	۳/۹	۷/۹	۳/۴	۱/۹	۴
Nd	۱۷/۶	۶/۹۵	۶/۷۸	۱۱/۳	۴/۹۸	۲/۶۳	۱/۵۷	۲۲/۵	۳/۷	۸/۷۶	۱۳/۴	۲۷/۵	۱۲/۵	۶/۷	۱۴/۱
Sm	۳/۲	۱/۵	۱/۵	۲/۷	۱/۲	-/۶	-/۵	۴/۶	۱/۱	۱/۸	۲/۸	۵/۳	۲/۹	۱/۵	۲/۸
Eu	-/۵	-/۳	-/۲	-/۳	-/۲	-/۲	-/۰۷۵	-/۵	-/۳	-/۱	-/۲	-/۳	-/۳	-/۱	-/۱
Gd	۲/۹	۱/۶	۱/۶	۲/۷	۱/۱	-/۷	-/۷	۳/۸	۱/۱	۱/۸	۲/۷	۴/۳	۳	۱/۵	۲/۷
Tb	-/۳	-/۲	-/۲	-/۴	-/۲	-/۱	-/۱	-/۴	-/۲	-/۳	-/۴	-/۶	-/۵	-/۲	-/۳
Dy	۱/۹۷	۱/۴۲	۱/۵۳	۲/۴	۱/۱۸	-/۶۴۱	-/۷۱۱	۲/۰۶	-/۷۹۳	۱/۶۶	۲/۲۹	۳/۲	۲/۹۶	۱/۳۹	۲/۰۱
Ho	-/۴	-/۳	-/۳	-/۵	-/۲	-/۱	-/۱	-/۳	-/۱	-/۳	-/۴	-/۶	-/۶	-/۳	-/۴
Er	۱	-/۹	-/۹	۱/۴	-/۶	-/۴	-/۳	-/۸	-/۲	۱	۱/۲	۱/۷	۱/۶	-/۸	۱
Tm	-/۱	-/۱	-/۱	-/۳	-/۰۷۵	-/۰۷۵	-/۰۷۵	-/۱	-/۰۷۵	-/۱	-/۲	-/۲	-/۳	-/۱	-/۱
Yb	۱	-/۸	-/۹	۱/۳	-/۵	-/۳	-/۳	-/۶	-/۲	-/۸	۱/۳	۱/۶	۱/۴	-/۷	-/۹
(La/Yb) <sub>n</sub>	۱۸/۳۷	۷/۹	۶/۴۲	۶/۲۲	۸/۰۲	۶/۵۷	۳/۴	۲۹/۵۵	۱۴/۹۵	۹/۶۸	۸/۹۹	۱۴/۶۹	۶/۹۹	۸/۴۴	۱۴
(La/Sm) <sub>n</sub>	۵/۲۵	۳/۸۷	۳/۵۴	۲/۷۵	۳/۰۷	۳/۰۲	۱/۸۷	۳/۵۲	۲/۵	۳/۹۵	۳/۸۴	۴/۰۸	۳/۱	۳/۶۲	۴/۱۵
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	۲/۳۵	۱/۶۲	۱/۴۴	۱/۶۸	۱/۷۸	۱/۸۹	۱/۸۹	۵/۱۲	۴/۴۵	۱/۸۲	۱/۶۸	۲/۱۷	۱/۷۳	۱/۷۳	۲/۴۳
(Ce/Ce*)	۱	۱/۰۲	۱/۰۳	۱/۰۷	۱/۱	۱/۰۵	۱/۱۹	۱/۰۵	۱/۰۸	۱/۰۶	۱/۰۷	۱/۰۶	۱/۰۶	۱/۰۶	۱/۰۴
(Eu/Eu*)	-/۵	-/۶	-/۳۹	-/۳۴	-/۵۳	-/۹۴	-/۳۸	-/۳۶	-/۸	-/۱۷	-/۲۲	-/۱۹	-/۳	-/۲	-/۱۱

جدول ۲ نتایج آنالیز XRD در زون‌های دگرسان و رگه کوارتز-تورمالین توده گرانیتوئیدی آستانه.

نتایج کانی شناسی	شماره نمونه	زون دگرسانی
کوارتز + فلدسپار + میکا + کلریت (کلینوکلر) + ایلیت	AA8	سریسیتی
کوارتز + فلدسپار + میکا + کلریت (کلینوکلر) + کلسیت	KAH7	پروپیلیتی
کوارتز + فلدسپار + کلریت (کلینوکلر) + میکا + کلسیت	06As96	سیلیسی
آنالسیم + فلدسپار + کلسیت + کلریت + ایلیت	06As97	آلبیتی
کوارتز + فلدسپار + میکا + تورمالین (دراویت)	A42	هماتیتی
کوارتز + فلدسپار + میکا + کلریت + ایلیت	06As92	آرژیلیتی
کوارتز + فلدسپار + میکا + کلسیت + کلریت + ایلیت	A44	هماتیتی
کوارتز + فلدسپار + میکا + کلریت	A42	تورمالینی
کوارتز + مالاکیت + دراویت + آزوریت + شیلیت	06As94	رگه کوارتز تورمالین



شکل ۳ نقشه پراکندگی زون‌های دگرسان منطقه آستانه.

۴-۱- دگرسانی فیلیک (سریسیتی)

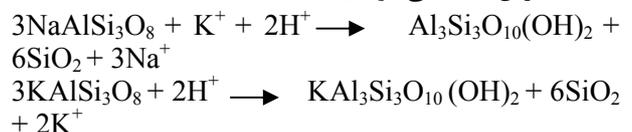
این دگرسانی با مجموعه کانی‌شناسی کوارتز-سریسیت-پیریت شناخته می‌شود (QSP)، و معمولاً حاوی کمی کلریت، ایلیت و روتیل نیز هست [۱۷]. دگرسانی فیلیک مهمترین نوع

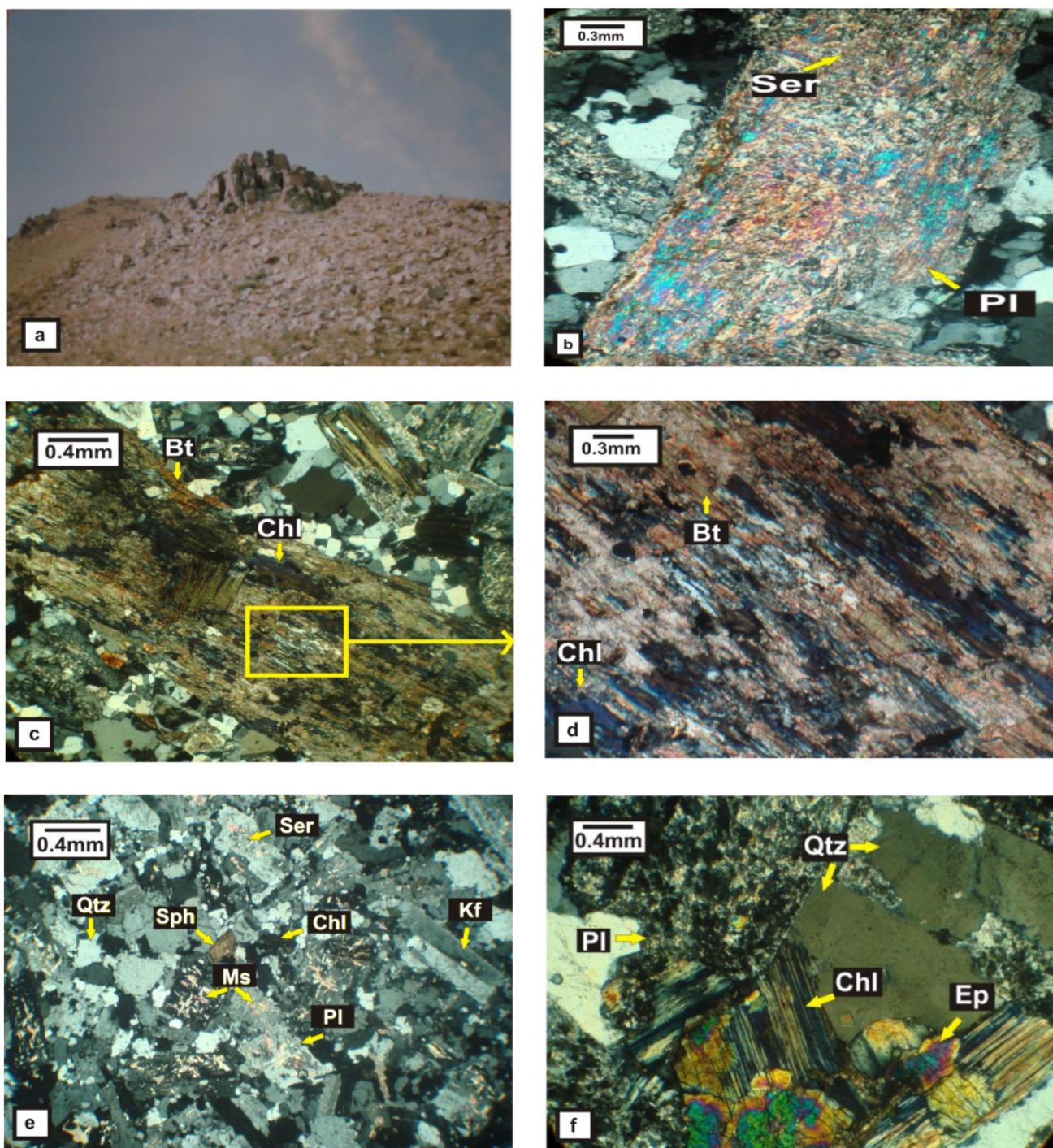
دگرسانی گرمابی در منطقه مورد مطالعه است که در آن سریسیت به صورت جانشینی درکانی‌های فلسیک و در برخی مقاطع به صورت پراکنده در زمینه سنگ دیده می‌شود. کوارتز ثانویه غالباً بی‌شکل بوده و از دیگر کانی‌های این زون محسوب

می‌شود. این کانی به طور پراکنده حضور دارد و به نظر می‌رسد که با آبگون‌های گرمابی، و یا آزاد شدن سیلیس از کانی‌های سنگ میزبان، و همچنین در اثر تبلور دوباره کوارتز اولیه به وجود آمده باشد. از طرف دیگر کوارتز به صورت رگچه‌های میلی‌متری در این زون دیده می‌شود که احتمالاً از آبگون‌های گرمابی حاوی  $\text{SiO}_2$  نهشته شده‌اند. در جاهائیکه سریستی شدن در منطقه، مانند جنوب کوه شیرمزد شدید است (شکل ۴a)، علاوه بر مجموعه یاد شده، روتیل و اسفن نیز دیده می‌شوند. علاوه بر سنگ‌های آذرین، در هورنفلس‌های مجاور بلافصل توده و دایک‌های میکروگرانودیوریتی نیز سریستی شدن شدید است. این نوع دگرسانی، به دو شکل فراگیر انتخابی و فراگیر دیده می‌شوند. در دگرسانی فراگیر انتخابی، پلاژیوکلازها به سریست تبدیل شده و کانی‌های مافیک (از جمله بیوتیت و آمفیبول) با کلریت جایگزین شده‌اند ولی در دگرسانی فراگیر همه کانی‌ها، سریستی شده‌اند. در برخی موارد شدت سریستی شدن به حدی است که تشخیص نوع فلدسپار ناممکن است (شکل ۴b). نتایج به دست آمده از آنالیز XRD نمونه AA8 از زون دگرسان سریستی حاکی از حضور کانی‌های رسی (ایلپیت+کلریت) در این نمونه است (جدول ۲). سریستی شدن شدید، وجود کانی‌های گرمابی و وجود پیریت در منطقه نشان‌دهنده خاستگاه گرمابی سریستی شدن در منطقه است.

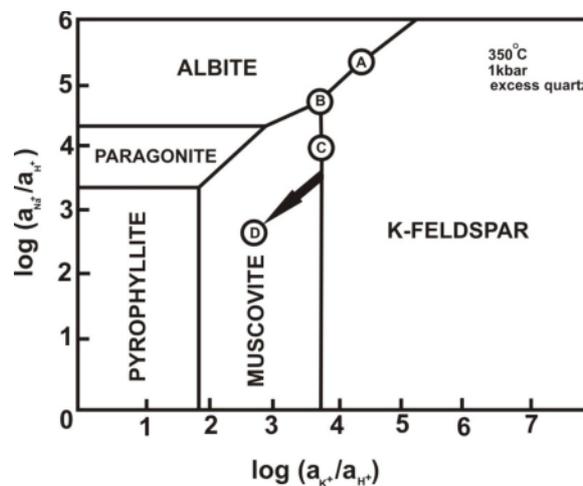
۴-۲- دگرسانی کلریتی  
پس از سریستی شدن، فراگیرترین نوع دگرسانی در منطقه مورد بررسی دگرسانی کلریتی است که در جنوب روستای پاکل، حوالی کوه شیرمزد و جنوب سرسختی و بیشتر همراه با دگرسانی نوع فیلیک دیده می‌شود. در این زون کلریت جانشین کانی‌های مافیک (بیوتیت و کمتر آمفیبول) شده است (شکل‌های ۴c و ۴d). این دگرسانی به صورت فراگیر انتخابی عمل کرده و کوارتز، کلریت، سریست، به مقدار کمتر کوارتز، کلریت، و کلسیت مهم‌ترین پارائز کانی‌شناسی این زون در منطقه مورد بررسی است. در جایی که کلریتی شدن در منطقه، مانند جنوب کوه شیرمزد شدید است، علاوه بر مجموعه یاد شده، اسفن نیز دیده می‌شود (شکل ۴e). نتایج به دست آمده از آنالیز XRD (جدول ۲) نشان می‌دهد که کلریت، بیشتر از نوع کلینوکلر (کلریت آهن و منیزیم‌دار) است. این نوع دگرسانی در شرایط مختلف PH و غنی بودن محلول از Fe, Mg, و یا Al می‌تواند تشکیل شود [۱۶].

به اعتقاد وانمیدلار و کیت [۱۸] این نوع دگرسانی تقریباً در همه سنگ‌های غنی از کانی‌های آلومینیوم‌دار که تحت تاثیر آبگون‌های اسیدی قرار گیرند، تشکیل می‌شود. شرایط اسیدی آبگون در مقایسه با زون آرژیلیتی کمتر است و نوع کانی‌های تولید شده در این زون به شدت هیدرولیز، مقاومت شیمیایی کانی‌های اولیه، و دمای محلول بستگی دارد. به طور کلی سریستی شدن فلدسپارها در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد [۱۸] در این واکنش پلاژیوکلاز کلسیم‌دار تحت تاثیر کلر و آب به سریست تبدیل می‌شود و کوارتز ثانویه نیز شکل می‌گیرد که ممکن است به طور پراکنده در متن سنگ و یا به صورت رگچه‌های میلی‌متری در زمینه سنگ حضور یابد. همچنین در این زون در نتیجه عمل هیدرولیز و جایگزین شدن آلپیت با مسکوویت در PH‌های اسیدی، مطابق واکنش زیر یون  $\text{K}^+$  جایگزین  $\text{Na}^+$  می‌شود [۱۷].





شکل ۴ (a) تصویر صحرایی از کوه شیرمزد که در آن زون دگرسانی سریسیتی قابل مشاهده است (دید به سمت جنوب باختری)؛ (b) بلور پلاژیوکلاز شدیداً سریسیتی شده در زون فیلیک (سریسیتی) (PPL)؛ (c) بلور درشت تخته‌ای شکل بیوتیت در زون دگرسان کلریتی که شدیداً به کلریت تجزیه شده است. زمینه شامل بلورهای ریز دانه کوارتز بی شکل و دانه‌های فلدسپار سریسیتی شده است. بخشی از این بلور با بزرگنمایی بیشتر در شکل d نشان داده شده است (PPL)؛ (e) کانی اسفن موجود در زون دگرسان کلریتی. دانه‌های کوارتز بی شکل و بلورهای کشیده فلدسپار قلیایی سریسیتی شده در این نمونه به چشم می‌خورد (Lp)؛ (f) دگرسان شدن بیوتیت به کلریت و اپیدوت در زون دگرسانی پروپلیتی (PPL). Ser = سریسیت؛ Pl = پلاژیوکلاز؛ Bt = بیوتیت؛ Chl = کلریت؛ Qtz = کوارتز؛ Sph = اسفن؛ Ms = مسکویت؛ Kf = پتاسیم فلدسپار؛ Ep = اپیدوت.

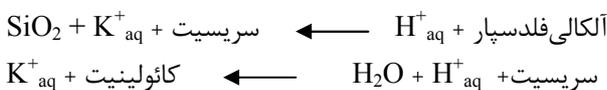


شکل ۵ نمودار فعالیت سیستم Na-K-Al-Si در دمای ۳۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۱ کیلو بار [۱۹].

به فلز در این زون پایین و به احتمال زیاد نسبت سنگ آب بالاست [۲۰]. شرط انجام واکنش‌های ممکن برای تشکیل کانی‌های ثانویه در زون پروپیلیتی، کاهش نسبت‌های  $K^+/Na^+$  و  $H^+/Na^+$  در آبگون‌های گرمابی است.

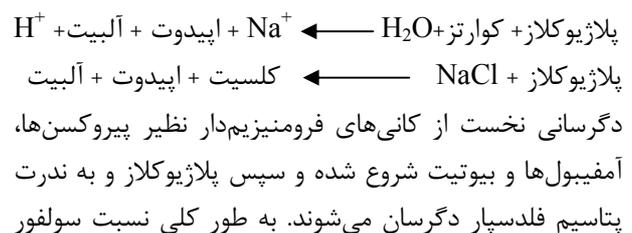
#### ۴-۴- دگرسانی آرژیلیتی

این نوع دگرسانی در منطقه مورد بررسی فقط به صورت فراگیر انتخابی که در آن کانی‌های رسی جانشین کانی‌های آلومینیوم‌دار شده‌اند، و در نمونه‌های مربوط به جنوب شرق شیرمزد (به سمت درهٔ بله) و شمال‌باختری سرسختی مشاهده می‌شود. جانشینی کانی‌های آلومینیوم‌دار بیشتر در فلدسپارهای پتاسیم‌دار (ارتوکلاز) و به مقدار کمتر در پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۶a). کائولینیت، کوارتز و پیریت از فراوان‌ترین کانی‌های زون دگرسان رسی هستند [۲۱]. نتایج حاصل از آنالیز XRD نمونه 06As92 نشان می‌دهد که کانی‌های رسی موجود در این زون بیشتر از نوع ایلیت است (جدول ۲). یک رگچه کلسیتی در این نمونه میکروسکوپی به چشم می‌خورد (شکل ۶b). این نوع دگرسانی در ذخایر رگه‌ای بین رگه و زون سرسیتی قرار می‌گیرد و در واقع هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار (محیط اسیدی) طی واکنش‌های زیر موجب تشکیل کانی‌های رسی می‌شوند [۱۷]:



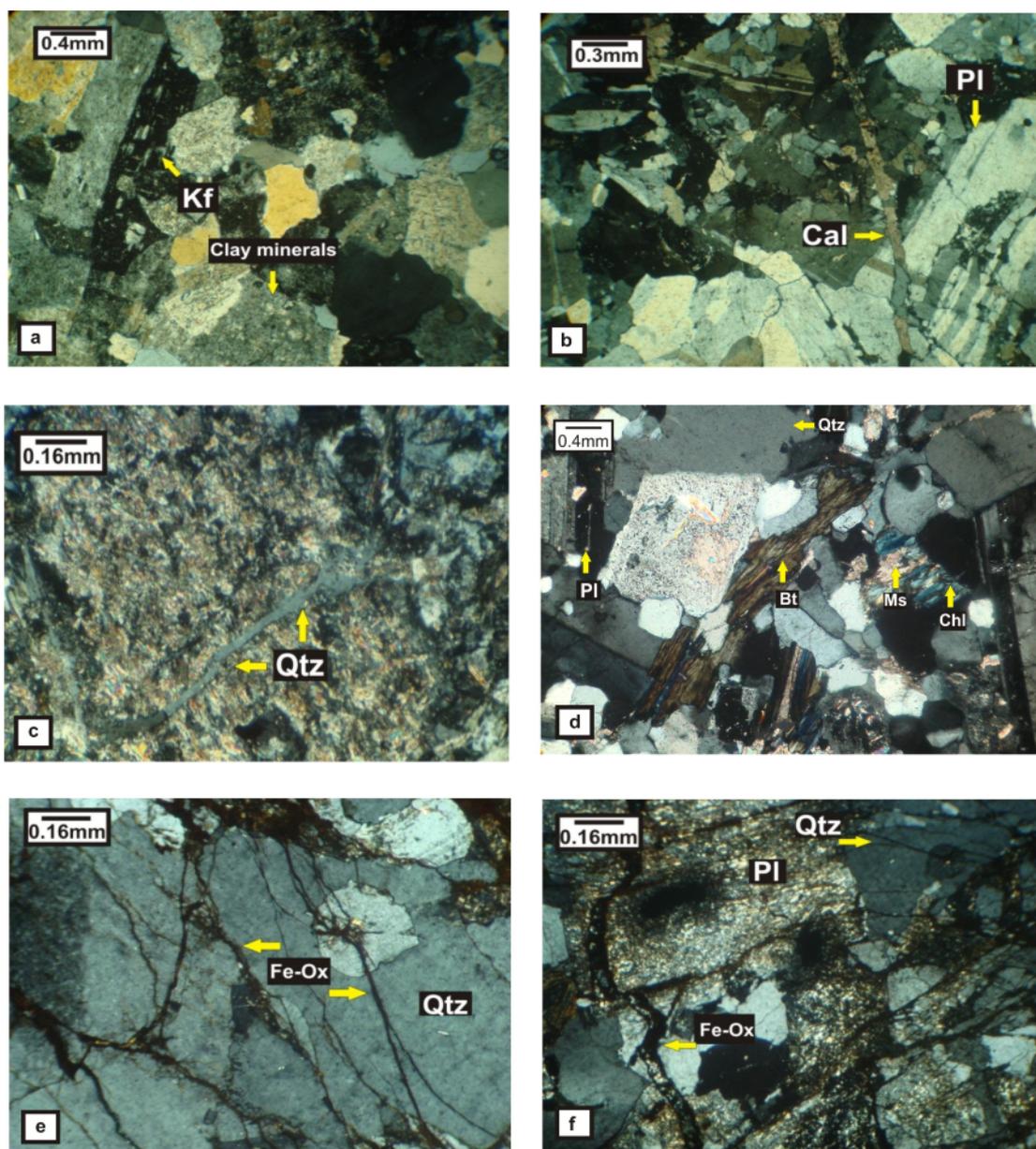
#### ۳-۴- دگرسانی پروپیلیتی

در محدوده مورد بررسی این نوع دگرسانی در حوالی باختر روستای پاکل دیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی (شکل ۴f) و نتایج آنالیز XRD حاصل از نمونه KAH7 (جدول ۲) پاراژنز این نوع دگرسانی در منطقه مورد بررسی عبارتند از کلریت، اپیدوت (زوئیزیت-کلینوزوئیزیت)، کرنات (کلسیت)، آلبیت، فلدسپارقلیایی و پیریت که در برخی موارد سرسیت و اکسیدهای آهن نیز این مجموعه را همراهی می‌کنند. همچنین کلریت، اپیدوت و کرنات به صورت رگچه-ای، این زون را تشکیل می‌دهند. پروپیلیتی شدن از ویژگی‌های سنگ‌های با دمای پائین (وراکرامبی) است [۱۸] که با افزایش  $\text{CO}_2$ ،  $\text{H}_2\text{O}$ ، و S (به طور محلی) بدون دگرنهادی قابل توجه حاصل می‌شود [۱۹]. آبگون‌های ماگمایی یا گرمابی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم، سدیم، و یا بیکرنات در سنگ‌های آذرین، سبب ایجاد این نوع دگرسانی می‌شود [۱۶]. عواملی از قبیل ترکیب کانی‌شناسی سنگ مادر، دما، و ترکیب شیمیایی آبگون، نوع کانی‌های زون پروپیلیتی را کنترل می‌کنند. از جمله واکنش‌هایی که در این زون رخ می‌دهد می‌توان به موارد زیر اشاره کرد [۱۹]:



آب‌های جوی سرد باعث شسته شدن سنگ‌های اطراف و تشکیل زون دگرسانی آرژیلیتی می‌شود. برای تشکیل این زون در سنگ‌های آذرین سری مگنتیتی، شرایط اکسیدی و وجود  $\text{HCl}$ ،  $\text{SO}_2$  و  $\text{HF}$  در آبگون‌های صعودکننده مهم است، ولی در سیستم‌هایی با شرایط احیایی و سنگ‌های آذرین سری ایلمنیت وجود  $\text{H}_2\text{S}$  دارای اهمیت بیشتری است [۲۳].

از نظر شیمیایی، دگرسانی آرژیلیتی در شرایط اسیدپته نسبتاً بالا و حضور حجم زیادی از آب در محیط تشکیل می‌شود [۲۲]. این دگرسانی هنگامی گسترش می‌یابد که شرایط محیط، به ویژه PH برای تحرک Al چندان مناسب نیست. صعود بخارهای حاصل از سرد شدن توده‌های نفوذی که در طول سرد شدن سریع، اسیدپته آنها به طور فزاینده‌ای افزایش یافته است، و برخورد این بخارها (حاوی  $\text{Hf}$ ،  $\text{HCl}$  و  $\text{SO}_2$ ) با



شکل ۶ (a) فلدسپار قلیایی دگرسان شده به کانی‌های رسی در زون دگرسان آرژیلیتی (PPL)؛ (b) رگچه کلسیتی در نمونه‌های دگرسان شده در زون آرژیلیتی (PPL)؛ (c) رگچه کوارتزی موجود در بلور درشت فلدسپار دگرسان در زون سیلیسی (PPL)؛ (d) مسکویتی شدن بیوتیت در زون دگرسان آلبیتی (PPL)؛ (e) رگچه‌های اکسید آهن در شکستگی‌های بلور بی شکل کوارتز در زون دگرسان هماتی (PPL)؛ (f) بلور پلاژیوکلاز شدیداً سریسیتی شده در زون دگرسان هماتی (PPL). Clay minerals = کانی‌های رسی؛ Cal = کلسیت؛ Fe-Ox = اکسید آهن.

## ۴-۵- سیلیسی شدن

در این زون نیز کانی‌های رسی (کلریت + ایلیت) حضور دارند (جدول ۲). مهمترین واکنش تشکیل آن به صورت:

$$4\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}) + 16\text{HF} + 6\text{O}_2 = 8\text{fluorite} + 10\text{hematite} + 32\text{quartz} + 10\text{H}_2\text{O ferroactinolite}$$

است و ممکن است همراه با آن تشکیل کانی‌های رسی، دولومیتی شده، سیلیسی شده و حتی تورمالینی شده نیز دیده شوند [۱۸].

## ۴-۸- تورمالینی شدن

سنگ‌های حاصل از تبلور در مراحل پگماتیتی-پنوماتولیتی، معمولاً به شکل رگه‌های باریک، عدسی‌های کوچک و رگه‌های نسبتاً ضخیم تورمالین‌دار با پراکندگی زیاد در کرانه‌های توده، و رگه‌های کوارتز-تورمالین نسبتاً ضخیم بیشتر در شمال‌باختری روستای سرسختی رخنمون دارند. این رگه‌ها - که قبلاً در بخش زمین‌شناسی عمومی به آن اشاره شد- دارای بلورهای درشت تورمالین بوده (شکل ۲b) و کانی‌های مس‌دار از جمله ملاکیت و آزوریت در آنها به چشم می‌خورد. گره‌های تورمالین موجود در سنگ‌های بیشتر گرانیتی (لوکسولیانیت) جنوب باختری روستای پاکل، از دیگر شکل‌های تورمالین‌ها در این منطقه است (شکل ۲a). بلورهای تورمالین مجموعه‌های بادبزی تا دایره‌ای (در مقطع عرضی) به قطر چند میلیمتر می‌سازند که گاهی این بلورها در محل شکستگی‌ها نیز دیده می‌شوند. گره‌های تورمالین، از جمله شواهد اولیه تغییر و رخداد‌های دگرنهادی در شرایط نیمه جامدند که به احتمال خیلی زیاد در اثر آزاد شدن شارهای غنی از بر (B) حاصل از تبلور گرانیت به وجود آمده‌اند [۲۴]. دگرسانی تورمالینی، به جایگزینی و تبلور ماگماهای غنی از B وابسته‌اند [۱۸]. نتایج حاصل از بررسی مقاطع میکروسکوپی حاکی از حضور قابل توجه کانی تورمالین در این زون است (شکل ۲c). بنا بر نتایج به دست آمده از آنالیزهای XRD، درایت (تورمالین غنی از منیزیم)، فراوانترین نوع تورمالین در منطقه مورد مطالعه است (جدول ۲).

## ۵- ژئوشیمی

به منظور بررسی ژئوشیمی نمونه‌های مورد بررسی و نیز رفتار عناصر نادرخاکی (REE)، با استفاده از نتایج آنالیزهای انجام شده روی ۱۵ نمونه سنگ کل (جدول ۱)، الگوهای REE مربوط به سنگ‌های دگرسان‌نشده و نمونه‌هایی که تحت تاثیر دگرسانی گرمایی قرار گرفته‌اند، نسبت به کندریت [۲۵] عادی‌سازی شده‌اند (شکل ۶). همچنین نسبت‌های  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  و  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$  به ترتیب برای بررسی جدایی

در این نوع دگرسانی کوارتز نسبت به کانی‌های دیگر موجود در سنگ افزایش قابل توجهی نشان می‌دهد [۱۸]. سیلیسی شدن در منطقه فقط به صورت دگرسانی رگه-رگچه‌ای دیده می‌شود. در مقاطع نازک میکروسکوپی دایک میکرو کوارتزدیوریتی در جنوب‌باختری کوه شیرمزد، سیلیسی شدن به خوبی دیده می‌شود (شکل ۶b). فرایند سیلیسی شدن در گستره گسترده‌ای از تغییرات دما، PH، و فشار بخار آب صورت می‌گیرد، ولی ابراشباع بودن محلول از سیلیس، شرط اصلی تشکیل و پیشرفت دگرسانی سیلیسی است. در سنگ‌های آذرین سیلیسی شدن از فلدسپارها شروع شده و کم‌کم سیلیس ممکن است جانشین تمامی کانی‌های سازنده سنگ شود. سیلیسی شدن از دو راه صورت می‌گیرد: (۱) افزوده شدن  $\text{SiO}_2$  به سنگ به وسیله آبگون‌های ماگمایی یا گرمایی و (۲) بالا رفتن مقدار سیلیس به هر دلیل دیگر [۱۶].

## ۴-۶- دگرسانی آلبیتی

این نوع دگرسانی معروف به دگرنهادی سدیک، حاصل افزایش سدیم از طریق آبگون‌های گرمایی یا ماگماهاست [۱۸]. در برخی موارد آلبیتی شدن با مسکویتی شدن بیوتیت‌ها همراه است (شکل ۶d). در منطقه مورد بررسی، این نوع دگرسانی در باختر روستای سرسختی (جنوب دره بله) دیده می‌شود و پارائز آن عبارت است از: آلبیت، کلریت و کوارتز. نتایج حاصل از بررسی‌های میکروسکوپی و آنالیز XRD نمونه 06As97 نشان می‌دهند که آنالسیم، کلسیت، و کانی‌های رسی (کلریت + ایلیت) نیز در این زون وجود دارند (جدول ۲). به اعتقاد برخی از پژوهشگران آلبیتی شدن از ویژگی‌های ذخایر طلای رگه‌ای است [۱۶].

## ۴-۷- هماتیتی شدن

این نوع دگرسانی در سیستم‌های کانه‌زایی Sn-W رایج است [۱۹] و در ارتباط با کانی‌زایی طلا نیز ذکر شده است [۱۸]. در گستره مورد بررسی نیز این نوع دگرسانی در جنوب روستای پاکل دیده می‌شود که در آن هماتیت به صورت رگچه در دیگر کانی‌ها نفوذ کرده است (شکل ۶e). در این زون نیز سربستی شدن فلدسپارها به چشم می‌خورد (شکل ۶f). از مهمترین انبوه‌های کانی‌شناسی این زون در منطقه مورد بررسی، می‌توان به هماتیت، کربنات‌های آهن، (آنکریت و سیدریت)، کلریت غنی از آهن و آمفیبول غنی از آهن اشاره کرد. همچنین داده‌های XRD حاصل از آنالیز نمونه A44 نشان می‌دهد که

Eh محیط کنترل می‌شود. بررسی‌های انجام شده روی الگوهای REE همه نوع‌های دگرسان توده گرانیتوئیدی آستانه، در مقایسه با سنگ‌های دگرسان نشده در این منطقه، رفتارهای متفاوتی از Eu را نشان می‌دهد.

الگوی REE در زون دگرسان کلریتی در مقایسه با نمونه‌های نادگرسان نشان می‌دهد که REE‌های سبک در این زون تهی‌شدگی نشان می‌دهند، اما REE‌های سنگین رفتارهای متفاوتی دارند، به طوری که در این زون Tb غنی‌شدگی و Yb تهی‌شدگی نشان می‌دهد و REE‌های دیگر سنگین تقریباً ساکنند. همچنین در زون کلریتی دگرسان میزان Eu در نمونه‌های دگرسان بیش از نمونه‌های سالم است (شکل ۷B). میانگین مقادیر نسبت‌های  $(La/Yb)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$  در نمونه‌های دگرسان از مقادیر مربوط به همین نسبت‌ها در نمونه‌های نادگرسان کمترند و نسبت  $(La/Sm)_n$  در نمونه‌های دگرسان و نادگرسان با هم برابرند (شکل ۸). نسبت  $Eu/Eu^*$  در نمونه‌های دگرسان معادل ۰/۵ و نسبت  $Ce/Ce^*$  در این نمونه‌ها ۱/۰۲۵ است (جدول ۱) که به ترتیب از مقادیر معادل خود در سنگ‌های نادگرسان بیشتر و کمترند.

در زون کلریتی دگرسان، LREE‌ها همراه با آبگون‌های غنی از Mg، Fe و یا Al، به مقدار ناچیز از محیط شسته شده و در نتیجه شاهد تهی‌شدگی این عناصر در نمونه‌های دگرسان هستیم. در این زون نیز بیهنجاری منفی Eu وجود دارد. Ce به مقدار ناچیز تهی‌شدگی نشان می‌دهد لذا مقادیر ناچیزی از Ce به صورت  $Ce^{+3}$  از محیط شسته شده است.

در زون پروپلیتی دگرسان، REE‌ها در مقایسه با نمونه‌های نادگرسان به طور کلی تهی‌شدگی نشان می‌دهند ولی میزان تهی‌شدگی LREE‌ها در مقایسه با HREE‌ها بیشتر است و این در حالی است که در مقایسه با نمونه نادگرسان Eu تغییر خاصی نشان نمی‌دهد (شکل ۷C). نسبت  $(La/Yb)_n$  و نسبت‌های  $(La/Sm)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$  در مقایسه با مقدار میانگین سنگ‌های نادگرسان، کمتر بوده و حاکی از جدایی ضعیف REE‌های سنگین در مقایسه با REE‌های سبک است (شکل ۸). علاوه بر آن، نسبت‌های  $(La/Sm)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$  به ترتیب برابرند با ۲/۷۵ و ۱/۶۸ که نشان‌دهنده جدایی REE‌ها طی دگرسانی است. نسبت  $Eu/Eu^*$  برای این زون ۰/۳۴ و نسبت  $Ce/Ce^*$ ، ۱/۰۷ است (میانگین  $Ce/Ce^*$  و  $Eu/Eu^*$  در نمونه‌های نادگرسان به ترتیب برابرند با ۱/۰۶ و ۰/۲۰) (جدول ۱). در این زون REE‌ها تهی‌شدگی نشان می‌دهند زیرا این

LREE‌ها و HREE‌ها و نسبت‌های  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$ ، نیز برای بررسی رفتاری این دو عنصر در زون‌های مختلف دگرسان، محاسبه (جدول ۱) و نمودارهای ستونی آنها در شکل ۷ ترسیم شده است.

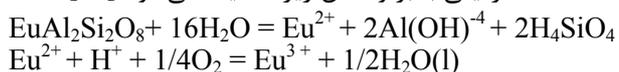
بیهنجاری Eu از طریق مقایسه غلظت اندازه‌گیری شده Eu با غلظت قابل پیش‌بینی ( $Eu^*$ ) که با درون‌یابی بین اعداد بهنجار شده Sm و Gd به دست می‌آید، به طور کمی بیان می‌شود. بنابراین نسبت  $Eu/Eu^*$  سنجشی از بیهنجاری Eu بوده و اگر بزرگتر از ۱ باشد بیهنجاری مثبت و اگر کوچکتر از ۱ باشد منفی خواهد بود [۱۱]. به منظور محاسبه نسبت‌های  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  از فرمول‌های زیر استفاده شد:

$$Eu/Eu^* = Eu_n / [((Sm_n) * (Gd_n))^{1/2}]$$

$$Ce/Ce^* = Ce_n / [((La_n) * (Pr_n))^{1/2}]$$

در تمامی زون‌های دگرسان موجود در منطقه آستانه این نسبت کوچکتر از ۱ و نشانی از بیهنجاری منفی Eu است.

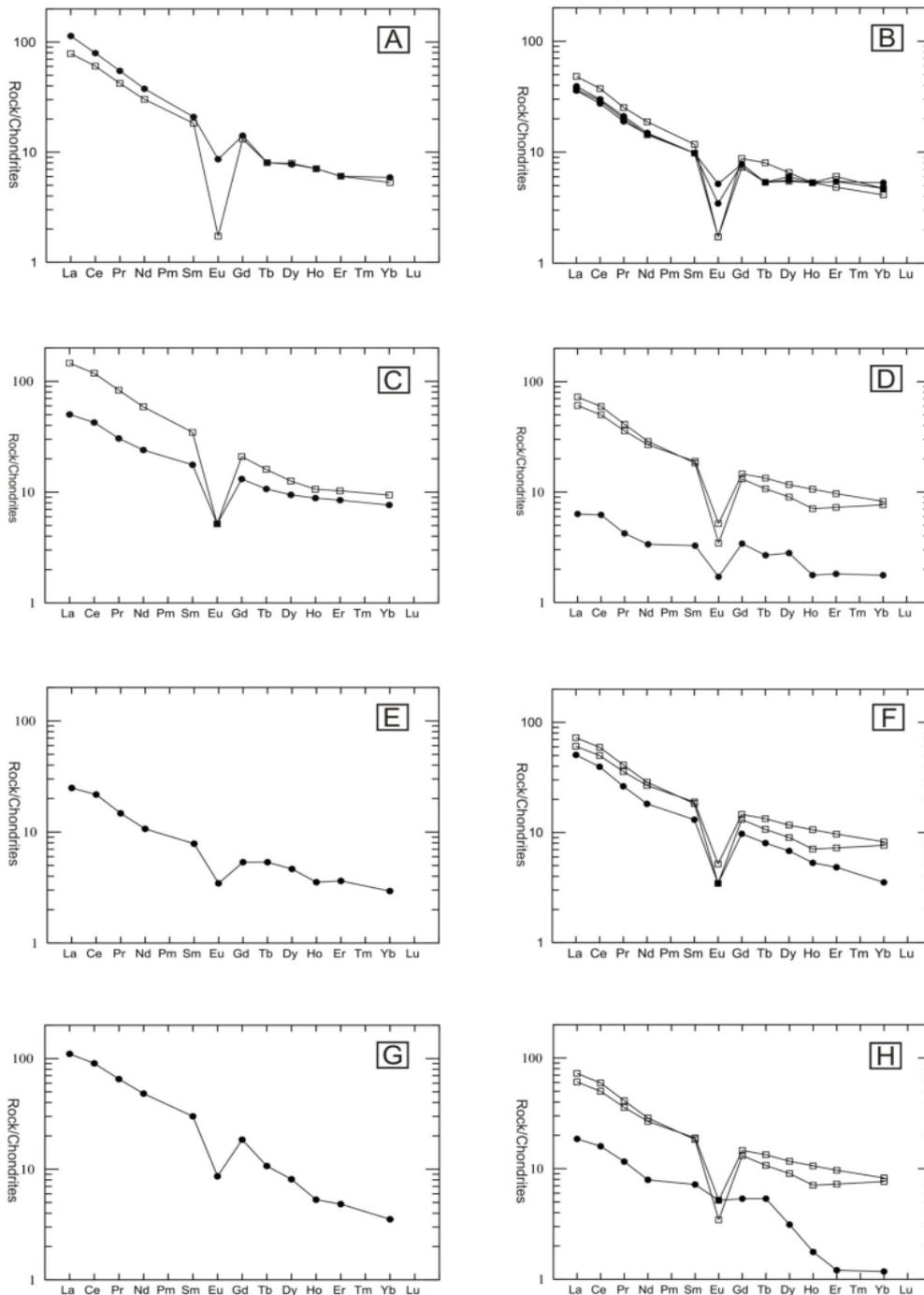
در زون دگرسانی سرپسیتی، همه REE‌های سبک، غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷A) ولی REE‌های سنگین (به جز Yb که در نمونه دگرسان در مقایسه با نمونه دگرسان نشده غنی‌شدگی نشان می‌دهد)، تقریباً ساکن‌اند. نسبت‌های  $(La/Yb)_n$ ،  $(La/Sm)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$  در این زون از میانگین نمونه‌های نادگرسان بیشتر است که حاکی از غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک در نمونه دگرسان در مقایسه با نمونه‌های نادگرسان است (شکل ۸). نسبت‌های  $Ce/Ce^*$  و  $Eu/Eu^*$  در این زون به ترتیب معادل ۱/۰ و ۰/۵ است (جدول ۱). در این زون Eu و Ce بیهنجاری منفی نشان می‌دهند. در واقع Ce با ظرفیت +۳ از محیط شسته شده است. در زون سرپسیتی دگرسان میزان Eu در نمونه‌های دگرسان بیش از نمونه‌های سالم است. Eu که در ساختار پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلیایی وجود دارد به صورت  $Eu^{2+}$  در آبگون‌های گرمایی آزاد می‌شود و در شرایط اکسیدی، دما و فشار پائین به حالت سه ظرفیتی بنابر واکنش زیر اکسیده می‌شود [۲۶]:



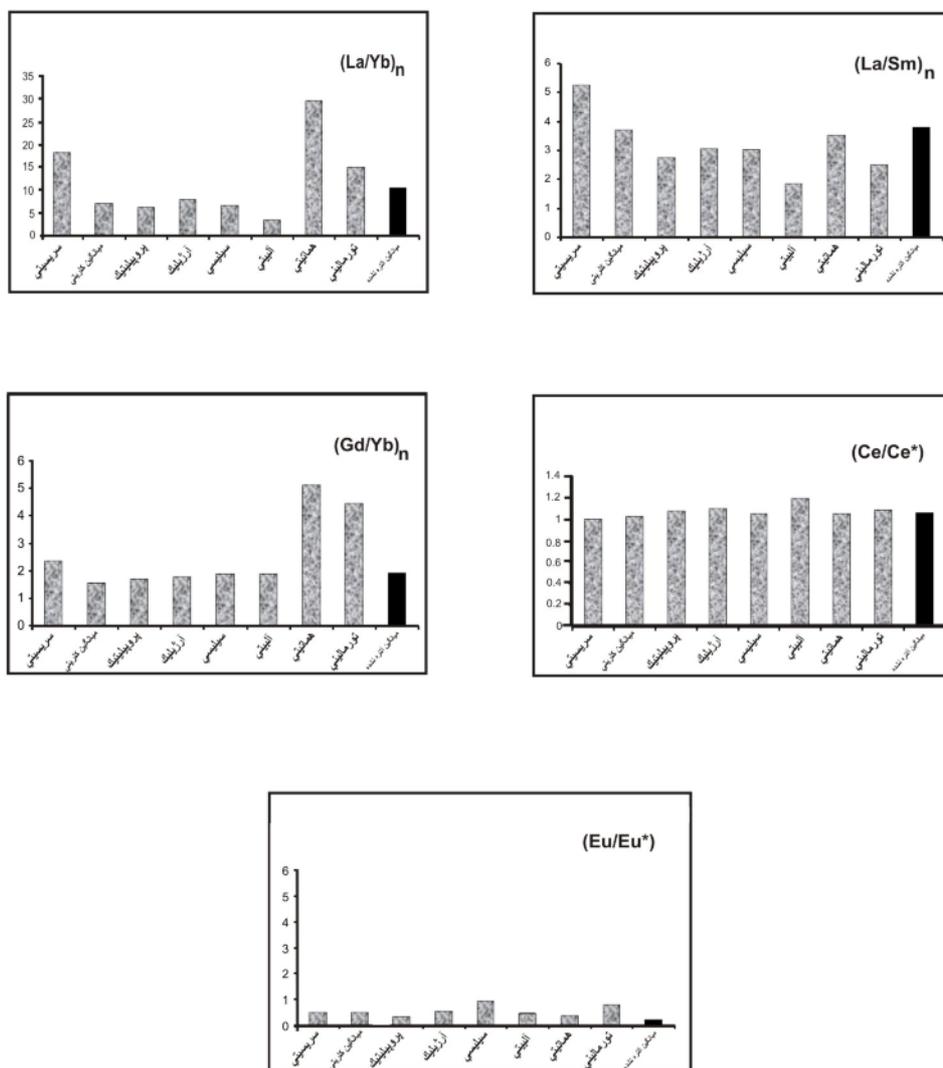
[۵] رفتار Eu را طی دگرسانی برون زا بررسی کرده‌اند و نشان دادند که طی سرپسیتی شدن پلاژیوکلازها و آلکالی‌فلدسپارها، Eu کاهش یافته است. آنها پیشنهاد کرده‌اند که  $Eu^{2+}$  دارای شعاع یونی برابر با  $Ca^{2+}$  و  $Sr^{2+}$  (برای  $Eu^{2+} = 1.25$  و  $1.12$ ، سرپسیت (و یا ایلیت) شود و دوباره انتقال می‌یابد و باعث بیهنجاری منفی  $Eu^{2+}$  می‌شود. بزرگی این بیهنجاری بیشتر با

معناست که این عنصر به صورت  $+3$  بوده ولی Ce بیهنجاری منفی داشته و نشان می‌دهد که حداقل بخشی از Ce با ظرفیت  $+3$  و در نتیجه پتانسیل یونی کمتر و قدرت تحرک بیشتر به‌همراه دیگر REE‌ها از محیط شسته و خارج شده است.

عناصر در آبگون‌های غنی از  $CO_2$  به حرکت درآمده و از سنگ خارج می‌شوند [۲۷]. شستشوی آبگون‌های ماگمایی یا گرمایی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم، سدیم، و یا بیکربنات در سنگ‌های آذرین، سبب تهی شدن REE‌ها در این زون شده است. Eu در این زون بیهنجاری خاصی نشان نمی‌دهد و این بدان



شکل ۷ نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از داده‌های [۲۵]: (A) زون سریسیتی؛ (B) زون کلریتی؛ (C) زون پروپیلیتی؛ (D) زون آرژیلیتی؛ (E) زون سیلیسی؛ (F) زون آلبیتی؛ (G) زون هماتی؛ (H) زون تورمالینی. • نمونه دگرسان شده، □ نمونه دگرسان نشده.



شکل ۸ نسبت‌های  $(La/Yb)_n$ ,  $(La/Sm)_n$ ,  $(Gd/Yb)_n$ ,  $(Ce/Ce^*)$  و  $(Eu/Eu^*)$  وابسته به زون‌های مختلف دگرسان منطقه آستانه در مقایسه با میانگین نمونه‌های دگرسان نشده.

زون نیز به علت هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار و فروشویی اسیدی که منجر به تشکیل کانی‌های رسی می‌شود. جدایی LREE نسبت به HREE در زون آرژیلیتی دگرسان را می‌توان به حضور کانی‌های ثانویه‌ای نسبت داد که می‌توانند LREE را در ساختار خود بپذیرند که کانی‌های رسی (در اینجا ایلیت و کلریت) این نقش را ایفا می‌کنند. همچنین PH پائین آبگون و فراوانی یون  $SO_4^{2-}$  از دیگر دلایل تهی‌شدگی REE در این زون است [۲۸]. بیهنجاری منفی Ce در نمونه‌های دگرسان نسبت به نمونه‌های نادگرسان نشان می‌دهد که بخشی از Ce با ظرفیت +۳ در این زون وجود

REE در زون آرژیلیتی دگرسان، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در این زون نیز تهی‌شدگی REE‌های سبک به مراتب شدیدتر از تهی‌شدگی REE‌های سنگین و میزان Eu در نمونه‌های دگرسان کمتر از نمونه‌های نادگرسان است (شکل ۷D). نسبت‌های  $(La/Yb)_n$ ,  $(La/Sm)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$  از مقدار میانگین سنگ‌های نادگرسان کمتر بوده (شکل ۸) و حاکی از تخلیه شدن نمونه‌های دگرسان از عناصر نادر خاکی است. به نظر می‌رسد- که در مقایسه با سایر عناصر، Eu دارای تهی‌شدگی کمتری است. مقدار  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  در این زون، به ترتیب برابرند با ۰/۵۳ و ۱/۱ (جدول ۱). تهی‌شدگی REE‌ها در این

نمودار بهنجار شده یک نمونه از سنگ‌های دارای دگرسانی هماتیتهی در شکل ۶G آورده شده است. چنانکه ملاحظه می‌شود LREEها در مقایسه با HREEها غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در این زون نسبت‌های  $Ce/Ce^*$  و  $(La/Sm)_n$  به ترتیب برابرند با ۱/۰۵ و ۳/۵۴ (جدول ۱) که از میانگین نسبت‌های مشابه در نمونه‌های نادگرسان کمتر است (شکل ۸).

نسبت‌های  $Eu/Eu^*$ ،  $(La/Yb)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$  در این زون به ترتیب معادل ۰/۳۶، ۲۹/۵۵ و ۵/۱۲ است که بیش از مقادیر میانگین سنگ‌های نادگرسان مشابه است (شکل ۸).

سرانجام نمودار بهنجار شده یک نمونه از سنگ‌های با دگرسانی تورمالینی همراه با ۲ نمونه‌ای از سنگ‌های نادگرسان مشابه در شکل ۶H ترسیم شده است. همه REEها جز Eu در این زون تهی‌شدگی نشان می‌دهند و نسبت  $Eu/Eu^*$  محاسبه شده معادل ۰/۸ است. این مقدار در مقایسه با میانگین مقادیر مشابه در سنگ‌های نادگرسان با مقدار ۰/۲۱۳، نشان می‌دهد که این نسبت در این زون افزایش یافته است. نسبت‌های  $(La/Yb)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$  در این زون به ترتیب معادلند با ۱۴/۹۵ و ۴/۴۵ که از مقادیر مربوط به نمونه‌های مشابه نادگرسان بیشتر است (شکل ۸). نسبت  $(La/Sm)_n$  در این زون ۲/۵ و در نمونه‌های نادگرسان ۳/۷۹ است. همچنین نسبت‌های  $Ce/Ce^*$  و  $Eu/Eu^*$  در این زون معادل ۱/۰۸ و ۰/۸ و بیشتر از مقادیر محاسبه شده در نمونه‌های نادگرسان است (جدول ۱).

برای بررسی رفتار REEها در زون تورمالین دگرسان، الگوی یک نمونه دگرسان نسبت به دو نمونه نادگرسان ترسیم شده است (شکل ۷H). در این زون همه REEها تهی‌شدگی نشان می‌دهند که احتمالاً به دلیل شسته‌شدن و تهی‌شدگی این عناصر با شاره‌های پساماگمایی یا گرمابی غنی از B است. Eu در زون تورمالین دگرسان موجود در منطقه آستانه رفتار متفاوتی در مقایسه با زون‌های دگرسان موجود دیگر در این توده گرانیتوئیدی نشان می‌دهد به طوری که بیهنجاری Eu در این زون تقریباً منظره تختی نشان می‌دهد و بیهنجاری منفی در آن بسیار کمتر از سایر زون‌ها و نیز نمونه‌های سالم است.

بین HREEها، Yb بیش از سایر REEها جدایی یافته است. در این زون مقادیر محاسبه شده برای نسبت‌های  $(La/Yb)_n$ ،  $(La/Sm)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$ ، به ترتیب معادل ۱۴/۹۵، ۲/۵ و ۴/۴۵ است که این نسبت‌ها به استثنای  $(La/Sm)_n$  از

داشته است و در نتیجه این عنصر با پتانسیل یونی کمتر و قدرت تحرک بیشتر توانسته است به همراه دیگر REEها از محیط شسته و خارج شود. همچنین مقدار بالای  $Ce/Ce^*$  این نمونه می‌تواند به علت اکسایش سطحی باشد که  $Ce^{3+}$  به دلیل وجود اکسیژن سطحی به‌طور بخشی به  $Ce^{4+}$  اکسید شده و به حالت پایدار بوده است. Eu نیز در نمونه‌های دگرسان نسبت به نمونه‌های نادگرسان بیهنجاری منفی نشان می‌دهد و این بدان معناست که مقداری از Eu به صورت یون دو ظرفیتی بوده و طی دگرسانی پلاژیوکلازها از سنگ شسته شده است.

در زون سیلیسی دگرسان، LREEها در مقایسه با HREEها غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶E). نسبت‌های  $(La/Yb)_n$ ،  $(La/Sm)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$  در این زون به ترتیب معادل ۶/۵۷، ۳/۰۲ و ۱/۸۹ و نسبت‌های  $Ce/Ce^*$  و  $Eu/Eu^*$  نیز به ترتیب ۱/۰۵ و ۰/۹۴ هستند (جدول ۱). به استثنای نسبت  $Eu/Eu^*$ ، همه مقادیر از میانگین نمونه‌های نادگرسان کمترند (شکل ۸).

در زون سیلیسی دگرسان، LREEها در مقایسه با HREEها غنی‌شده‌اند در این زون نیز Eu بیهنجاری منفی نشان می‌دهد. بیهنجاری منفی Eu معرف پایداری پلاژیوکلاز است.

برای بررسی رفتار REEها در زون آلبیتی دگرسان، الگوی یک نمونه دگرسان نسبت به دو نمونه نادگرسان ترسیم شده است (شکل ۷F). در این زون همه REEها تهی‌شدگی نشان می‌دهند که احتمالاً به دلیل شسته‌شدن و تهی‌شدگی این عناصر به شاره‌های پساماگمایی یا گرمابی غنی از سدیم است. در این زون میزان Eu در نمونه‌های دگرسان کمتر از نمونه‌های نادگرسان است. بیهنجاری منفی Eu معرف پایداری پلاژیوکلاز در این زون است. در بین HREEها، Yb بیش از REEهای دیگر جدایی یافته است. در این زون مقادیر محاسبه شده برای نسبت‌های  $(La/Yb)_n$ ،  $(La/Sm)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$ ، به ترتیب معادل ۳/۴، ۱/۸۷ و ۱/۸۹ است (جدول ۱) که از مقادیر مشابه در نمونه‌های نادگرسان کمترند. مقادیر محاسبه شده برای نسبت‌های  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  در این زون معادل ۵/۱۰ و ۱/۱۹ است که بیش از مقادیر مربوط به نمونه‌های نادگرسان است (شکل ۸).

و زون هماتیته با غنی‌شدگی REE‌های سبک در مقایسه با REE‌های سنگین همراه است. سرانجام شاره‌های غنی از B در زون دگرسان تورمالینی به‌گونه‌ای عمل کرده‌اند که منجر به شسته‌شدن و خروج REE‌ها از سیستم دگرسان شده‌اند.

#### سپاسگزاری

از شورای محترم پژوهشی پردیس علوم دانشگاه تهران به دلیل در اختیار قرار دادن بخشی از هزینه مالی این پژوهش (طرح نوع ششم) تشکر می‌شود. همچنین از جناب آقای دکتر احمد احمدی خلجی به خاطر همکاری ارزشمندشان در انجام کارهای صحرائی سپاسگزاریم.

#### مراجع

- [1] Palacios C.M., Hein U.F., Dulski P., "Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile", Earth planet. Sci. Lett. 80, 1986, 208-216.
- [2] Michard A., Albared F., 1986., "The REE content of some hydrothermal fluids", Chem. Geol. 55, 51-60.
- [3] Michard A., "Rare earth element systematics in hydrothermal fluid. Geochim", Cosmochim. Acta 53, 1989, 745-750.
- [4] Lewis A.J., Palmer M.R., Sturchio N.C., Kemp A.J., "The rare earth element geochemistry of acid-sulphate and acid-sulphate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA", Geochim. Cosmochim. Acta 61, 1997, 695-706.
- [5] Alderton D. H. M., Pearce J. A., Potts P. J., "Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southwest England", Earth Planet. Sci. Lett., 49, 1980, 149-165.
- [6] Taylor R.P., Fryer B.J., "Multi-stage hydrothermal alteration in porphyry copper systems in northern Turkey: the temporal interplay of potassic, propylitic and phyllic fluids", Can. J. Earth Sci. 17, 1980, 901-926.
- [7] Hopf S., "behaviour of rare earth elements in geothermal systems of New Zealand", J. Geochem. Explor. 47, 1993, 333-357.
- [8] Arribas Jr., A., "Epithermal high-sulfidation deposits-a review", In: Thompson, J.F.H. (Ed), Magmas, Fluids and Ore Deposits. Mineralogical Association of Canada, Short Course, 23, 1995, 419-454.

مقدار میانگین سنگ‌های نادگرسان  $(La/Sm)_n$ ،  $(La/Yb)_n$  و  $(Gd/Yb)_n$  به ترتیب برابر است با ۱۰/۴۷، ۳/۷۹ و ۱/۹۳ (جدول ۱). مقادیر محاسبه شده برای نسبت‌های  $Ce/Ce^*$  و  $Eu/Eu^*$  در این زون معادل ۰/۸ و ۱/۰۸ است که بیشتر از مقادیر وابسته به نمونه‌های نادگرسان ( $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  به ترتیب برابر است با ۰/۲ و ۱/۰۶) (شکل ۸).

#### ۸- برداشت

بر اساس نتایج حاصل از بررسی‌های میکروسکوپی و آنالیزهای XRD در مجموع ۸ زون دگرسانی فلیک (سریستی)، کلریتی، پروپیلیتی، آرژیلیتی، سیلیسی، آلبیتی، هماتیته و تورمالینی در توده گرانیتوئیدی آستانه قابل شناسایی است. سرلیسیت دگرسان مهم‌ترین آنهاست. بررسی‌های انجام شده در زون سریستی نشان می‌دهد که REE‌های سنگین در این زون تقریباً ساکن بوده ولی REE‌های سبک تا حدودی غنی شده‌اند. از دلایل غنی‌شدگی REE‌ها در این زون می‌توان به تشکیل کانی آپاتیت و اسفن و حضور کانی زیرکن که همگی میزبان مناسبی برای این عناصرند اشاره کرد. در زون دگرسان کلریتی، LREE‌ها در نمونه‌های دگرسان نسبت به نمونه‌های نادگرسان تهی‌شده نشان می‌دهند ولی HREE‌ها رفتارهای متفاوتی دارند. در زون پروپیلیتی در اثر تاثیر آبگونیهای  $CO_2$  عناصر نادرخاکی در نمونه‌های دگرسان به حرکت درآمده و از سنگ خارج و منجر به تهی‌شدگی REE در این نمونه‌ها شده است که در این میان میزان تهی‌شدگی LREE‌ها به مراتب بیشتر از HREE‌ها است. در زون آرژیلیتی نیز به علت شستشوی اسیدی، REE‌ها در نمونه‌های دگرسان تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در این زون REE‌های سبک نسبت به REE‌های سنگین جدایی حاصل کرده‌اند. فراوانی آمیختگی یونی  $SO_4^{2-}$  در شاره گرمایی و متلاشی شدن کانیهای اولیه در نتیجه PH بسیار پائین محیط منجر به تهی‌شدگی شدید REE‌ها در این زون می‌شود.

در زون دگرسان سیلیسی، LREE‌ها در مقایسه با HREE‌ها غنی‌شده‌اند. غنی‌شدگی REE‌های سبک در این زون را می‌توان به تاثیر آبگونیهای ماگمایی و گرمایی اسیدی نسبت داد. در زون آلبیتی شاره‌های غنی از سدیم منجر به شسته شدن و خروج REE‌ها از سیستم دگرسانی گرمایی شده

*granitoids in the North American cordillera*", Ore bearing granite system, 1990, pp 205-220.

[19] Pirajno., "Hydrothermal Mineral deposits", 1992, 703p.

[20] Zaluski G, Nesbitt B, Muehlenbachs K., "Hydrothermal alteration and stable isotope systematics of the Babine Porphyry Cu deposits", British Columbia: Implication for fluid evolution of porphyry systems: Econ. Geol. 89, 1994, 1518-1541.

[21] Cox K.G., Bell J. D., Pandhurst R.G., "The interpretation of igneous rocks: London", George Allen & Unwin, 1979, 450p.

[22] Titley S. R., Beane R. E., "Porphyry copper deposits: Econ Geol.", 75 Th Ann. 1981, pp. 214-269.

[23] Giggenbach W.F., "The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal ore deposits", 3<sup>rd</sup> ed. John Wiley, New York, 1977, pp 737-796.

[24] Le Fort P., "Les leucogranites a tourmaline de l Himalaya sur l exemle du granite du Manaslu (Nepal central)", Bell. Soc. Geol. Fr., 7, XV, 1973: 555-561.

[25] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes", Geological society of London, spec. pub, 42, 1989, 313-345.

[26] Sverjensky D.A., 1984, "Europium redox equilibria in aqueous solution", Earth Planet. Sci. Lett. 67, 70-78.

[27] Wendlandt R.F., Harison W. J., 1979., "Rare earth partitioning between immiscible carbonate and rare earth enriched rocks", Cotri 6. Mineral Petrol. 69, 409-419.

[28] Fulignati P., Gioncada A., Sbrana A., "Rare earth element behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Volcano (Aeolian Islands, Italy)", Jurnal of Volcanology and geothermal research. 88, 1998, 325-342.

[9] Wood S.A., "The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapour pressure", Chem. Geol. 88, 1990, 99-125.

[10] Haas J.R., Shock E.L., Sassani D.C., "Rare earth elements in hydrothermal systems: estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures", Geochim. Cosmochim. Acta 59, 1995, 4329-4350.

[11] Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation", Interpretation. Longman Scientific & Technical, 352, 1993.

[۱۲] خوئی ن., "زایش طلا در گرانیتهای آستانه", گزارش داخلی سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۶۱).

[۱۳] سهندی م.ر., رادفر ج., حسینی دوست س.ج., مجل م., "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند", سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۵) برگ شماره ۵۸۵۷.

[۱۴] رادفر ج., "بررسی زمین شناسی و پتروولوژی سنگ های گرانیتهای ناحیه آستانه-گوشه", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران (۱۳۶۶) ۱۰۹ صفحه.

[۱۵] هاشمی م., "نحوه کانی سازی طلا در آستانه اراک", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۰) ۱۵۰ صفحه.

[۱۶] کریم پور م.ج., سعادت س., "زمین شناسی اقتصادی کاربردی", انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۸۱).

[17] Montoya J. W., Hemley J. J., "Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions", Econ Geol., 70, 1975, 577-594.

[18] Van middelaar. W.T., Keith J.D., "Mica chemistry as an indicator of oxygen and halogen fugacities in the Can Tung and other W- related