

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. Esmaeily, 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 grnodioritic 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 phyllitic (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 phyllitic (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 Erth 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 افشوونی، محمدولی ولی‌زاده

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران
پست الکترونیکی: 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 سندنج-سیرجان را در باختر ایران تشکیل می‌دهد. بیشتر این توده نفوذی از سنگ‌های گرانوودیوریتی تشکیل شده و به طور گستره‌های 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 انبوه‌هایی از کوارتز، سریسیت و پیریت؛ کلریتی با مجموعه کوارتز، سریسیت، و کلریت؛ پروپیلیتی با مجموعه کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت و آلبیت؛ آژیلیتی با فراوانی بیشتر کانی‌های رسی (کلریت و ایلیت)؛ سیلیسی با فراوانی کوارتز؛ آلبیتی با کانی‌های آلبیت، کلریت؛ و کوارتز؛ هماتیتی با انبوه‌هایی از هماتیت، کربنات‌های آهن (آنکریت و سیدریت)؛ و بالاخره کلریت 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 نادرگرسان معادل خود، تغییری نمی‌کند. در زون دگرسان کلریتی LREE‌ها تهی شده‌اند و لی HREE‌ها رفتارهای متفاوتی نشان می‌دهند. در زون‌های دگرسان پروپیلیتی و آژیلیتی همه REE‌ها تهی شده‌اند و لی HREE‌ها در مقایسه با ها تهی شدگی بیشتری نشان می‌دهند، و در زون دگرسان سیلیسی و هماتیتی 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 درواقع به واسطه PH، حضور آمیخته‌های یونی در شاره و وجود کانی‌های ثانویه‌ای که بتوانند REE‌ها را در ساختار خود بپذیرند، کنترل می‌شوند.

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

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

- مقدمه

در بررسی‌های زون‌های دگرسان غالباً بررسی کانی‌های موجود در این زون‌ها و نیز سرشتی‌های شیمیایی آبگونه‌ای 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

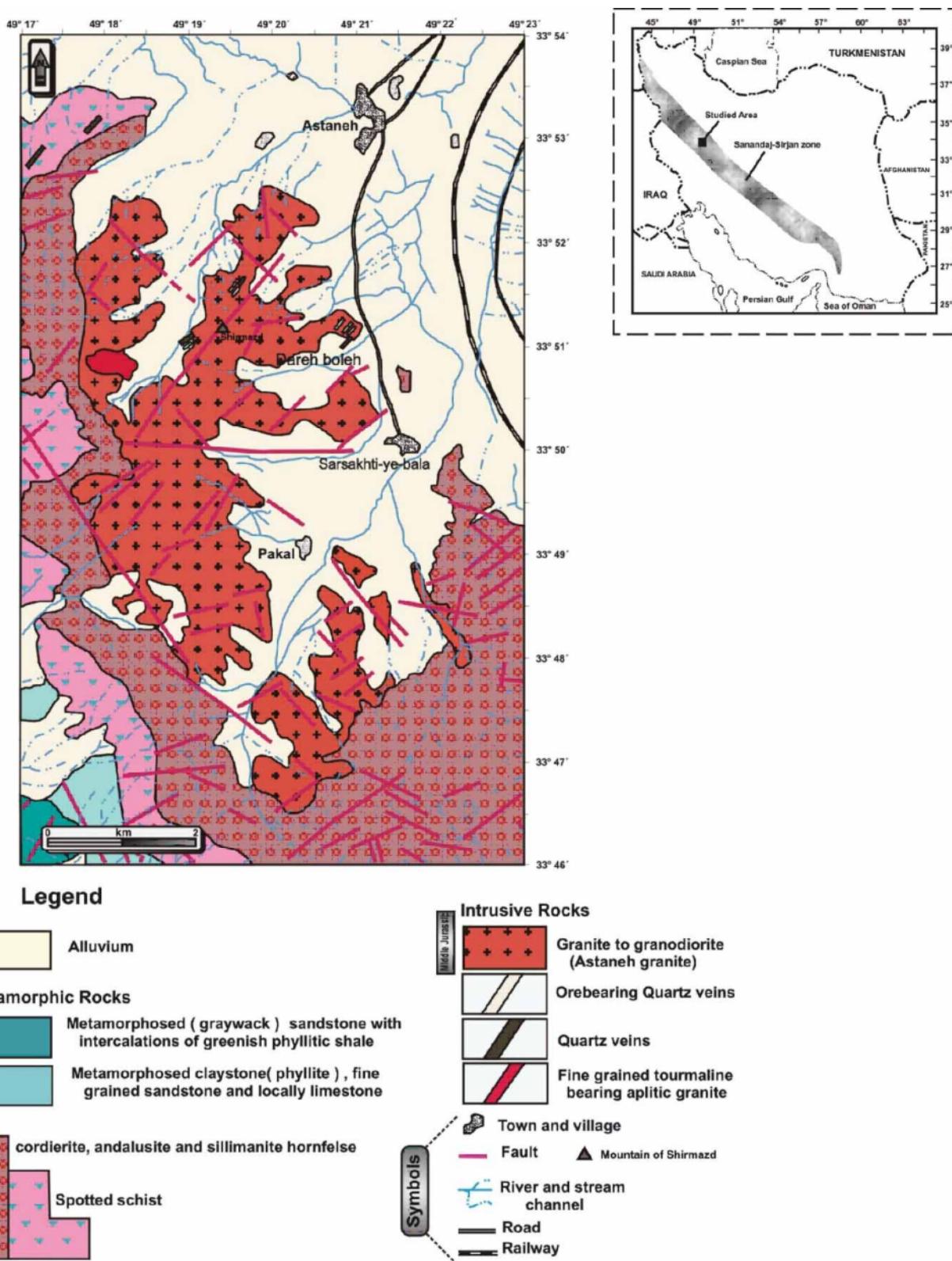
آن نیز بررسی‌های پراکنده‌ای از منظرهای مختلف در این منطقه و یا مناطق هم‌جوار انجام شده است [۱۵-۱۲] که در هیچ‌کدام از آنها بررسی زون‌های دگرسان صورت نگرفته است. توده نفوذی آستانه در شیسته‌های سیاهرنگ ژوراسیک تزریق شده است که حاصل این تزریق ایجاد هاله دگرگونی در مجاورت بالافصل توده با سنگ‌های میزبان است (شکل ۱). ترکیب سنگ‌شناسی این توده شامل گرانیت، گرانوپیوریت، و کوارتزدیوریت با فراوانی بیشتر گرانوپیوریت‌ها 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 (هورنبلندر) 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، سریسیت و کانی‌های رسی از کانی‌های تجزیه‌ای و ثانویه هستند که تقریباً در بیشتر نمونه‌ها کم و بیش وجود دارند. همچنین این توده با مجموعه‌ای از دایک‌های میکروگرانوپیوریتی و آپلیتی، و رگه‌های کوارتز-تورمالین کانی‌زایی شده مورد هجوم قرار گرفته است. دایک‌های میکروگرانوپیوریتی به صورت پراکنده و بیشتر در کوه شیرموزد رخنمون داشته و در اثر نفوذ آبگون‌های گرمابی، برخی از آنها به شدت دگرسان شده‌اند. رگه‌های کوارتز-تورمالین نیز بیشتر در شمال‌باختری رostای سرخستی 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^- , Cl^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} ، [۳] REEها غالباً در شرایط اسیدی بیشتر با Cl^- و SO_4^{2-} تشکیل آمیخته‌ای داده و حرکت می‌کنند [۹، ۱۰]. جدایی LREEها از HREEها به کانی‌شناسی سنگ نادگرسان بستگی دارد، برای مثال از کانی‌هایی مانند آپاتیت و فسفات‌ها آزاد شده ولی در کانی‌های مقاوم مانند زیرکن حفظ می‌شوند. بیشتر REEها دارای ظرفیت $^{+3}$ 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 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].

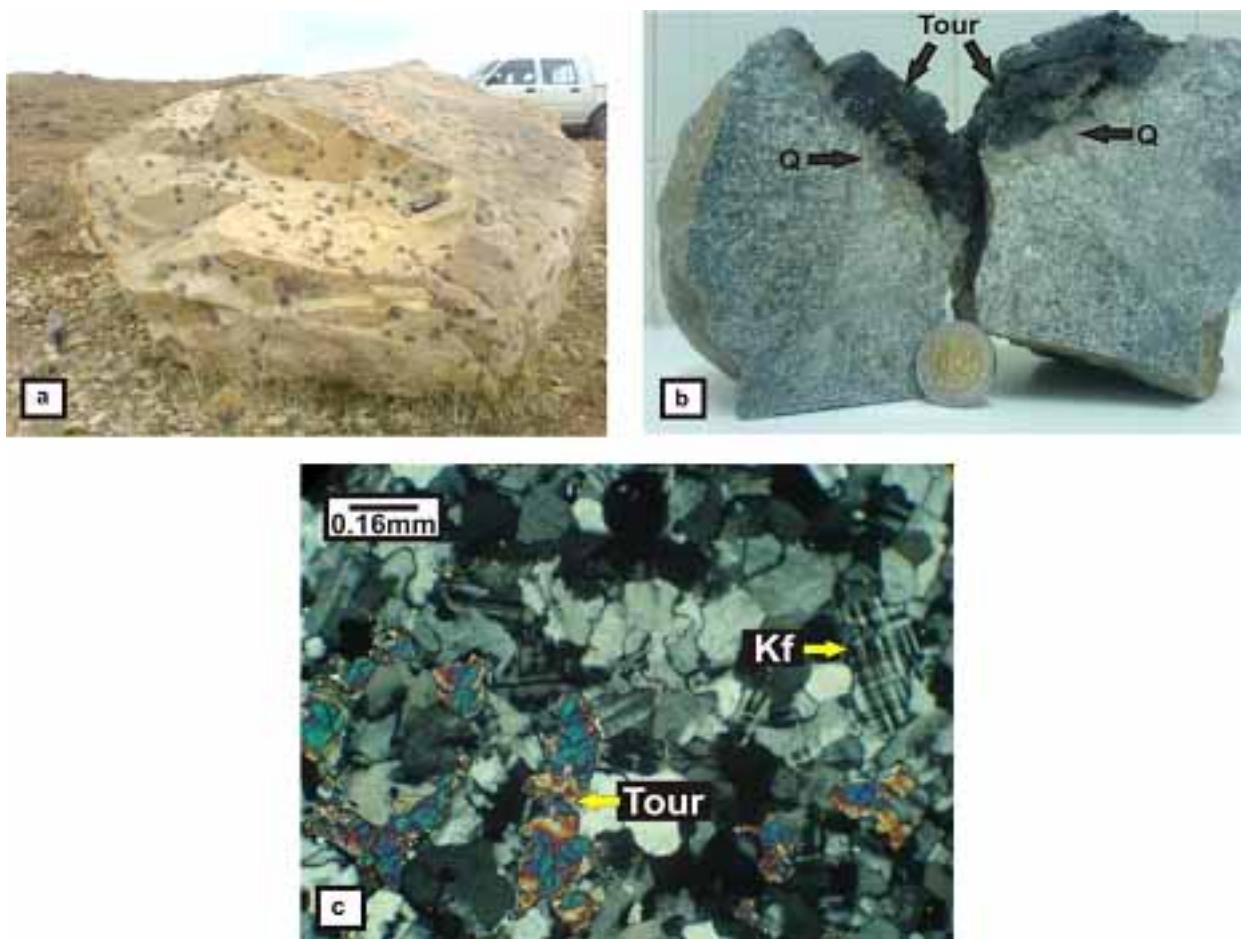
در این مقاله ضمن معرفی زون‌های دگرسان گرمابی در توده گرانیتوئیدی آستانه، تغییرات کانی‌شناسی این زون‌ها با استفاده از بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های XRD، و رفتار عناصر نادر خاکی (REE) را در زون‌های مختلف مورد بررسی قرار داده تا بدین ترتیب گامی در شناخت بیشتر گرمابی‌های گرمابی و شرایط حاکم بر فرایند دگرسانی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

۲- زمین‌شناسی عمومی

توده گرانیتوئیدی آستانه با وسعت حدود ۳۰ کیلومترمربع بین طول‌های جغرافیایی $^{\circ} ۳۰^{\prime} ۴۹^{\circ} ۲۲^{\prime} ۰۰^{\prime}$ تا $^{\circ} ۴۹^{\circ} ۱۷^{\prime} ۳۰^{\prime}$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $^{\circ} ۳۰^{\prime} ۳۳^{\circ} ۴۶^{\prime} ۰۰^{\prime}$ تا $^{\circ} ۳۳^{\circ} ۵۴^{\prime}$ شمالی، در ۴۰ کیلومتری جنوب‌باختری اراک و ۶ کیلومتری جنوب شازند واقع شده و بخشی از زون سنتندج- سیرجان در باختر ایران را تشکیل می‌دهد (شکل ۱). اولین بررسی‌های سیستماتیک در سال ۱۳۵۳ توسط برتبه 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 گرانیت آستانه در شمال باختری سرسختی؛ (c) تصویری از یک مقطع نازک در لوکسولیانیت منطقه آستانه. به کانی تورمالین توجه شود (Tour=تورمالین).

۲) قرار گرفتند. در نهایت تلفیق اطلاعات و رسم نقشه‌ها با استفاده از نرم افزار COREL DRAW 13 و پردازش داده‌ها و بررسی‌های سنگ‌شناسخی و ژئوشیمیایی، با EXCEL, IGPET, NEWPET, MINPET نرم‌افزارهای 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 گرانیت‌وئیدی آستانه نیز مجموعاً ۸ زون دگرسان قابل شناسایی‌اند که به تفصیل مورد بررسی قرار گرفتند. نقشهٔ 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.

۳- روش بررسی

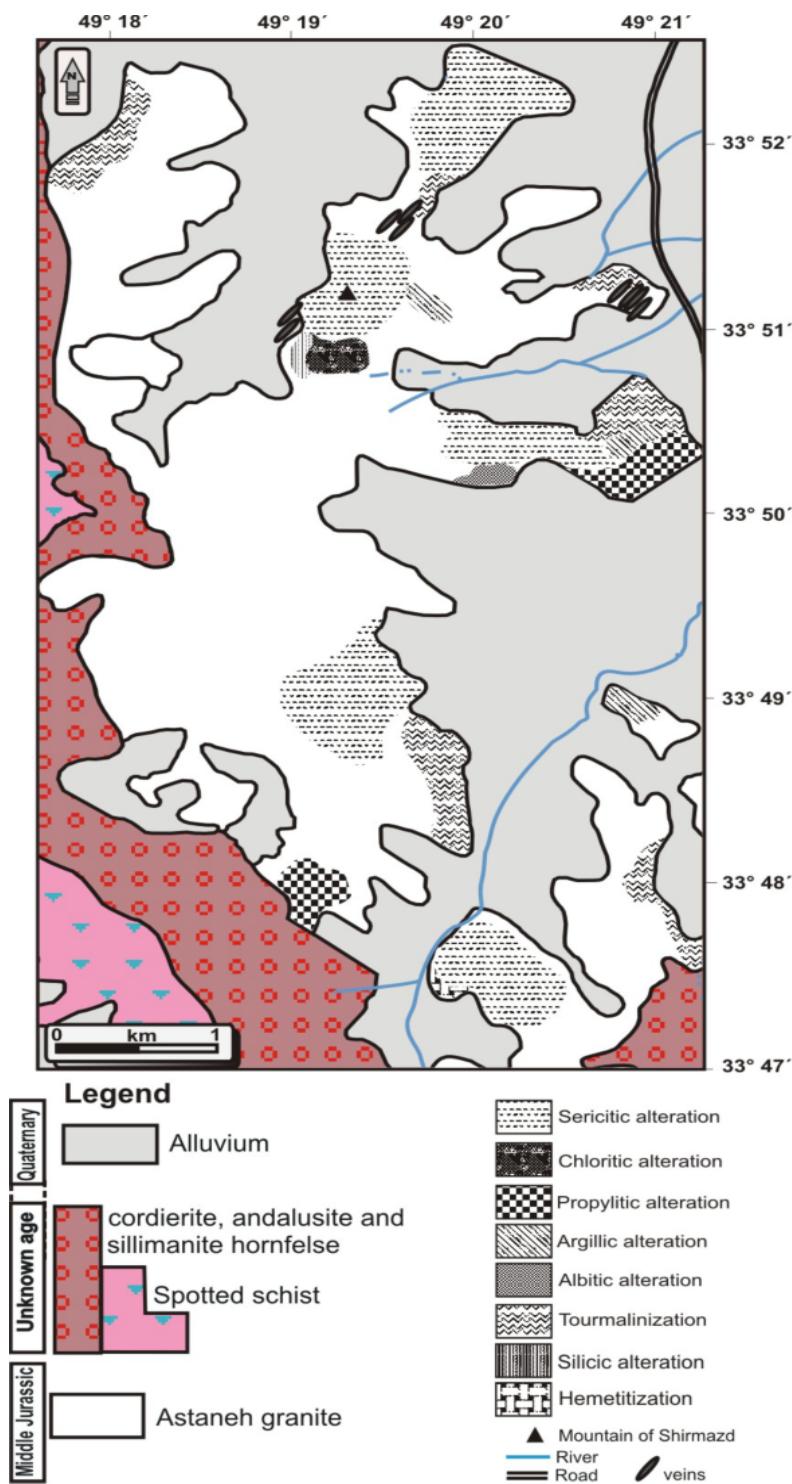
بررسی‌های صحرایی این کار پژوهشی در طی چهار هفته در تابستان و مهرماه ۱۳۸۵ انجام گرفت و در این مدت، در حدود ۱۵۰ نمونه از واحدهای سنگی مختلف موجود در منطقه برداشت شدند. از بین این نمونه‌ها، بیش از ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و با میکروسکوپ قطبشی مورد بررسی قرار گرفتند و سپس بین نمونه‌های بررسی شده تعداد ۱۵ نمونه (۹ نمونه از سنگ‌های گرانیت‌وئیدی دگرسان و ۶ نمونه نادگرسان) برای آنالیزهای شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه ژئوشیمی کانادا ارسال و به روش ICP-MS عناصر نادر خاکی آنها آنالیز شدند (جدول ۱). همچنین به منظور تشخیص کانی-ها 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

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

سری‌سیتی	سنگ‌های آتزه نشده														
	AAS	AA3	AA7	KAH7	06As 92	06As 96	06As 97	A44	A42	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	۴/۴	۱۱/۴	۱۷/۲	۳۴/۶	۱۴/۴	۸/۸	۱۸/۶
Ce	۴۸/۶	۱۸/۳	۱۶/۸	۲۶	۱۴/۳	۶/۱۹	۳/۸	۵۵/۴	۹/۷۶	۲۲/۹	۲۶/۴	۷۲/۳	۳۰/۶	۱۷/۸	۳۷
Pr	۵/۲	۲	۱/۸	۲/۹	۱/۴	۰/۷	۰/۴	۶/۲	۱/۱	۲/۴	۲/۹	۷/۹	۲/۴	۱/۹	۴
Nd	۱۷/۶	۶/۹۵	۶/۷۸	۱۱/۳	۴/۹۸	۲/۹۳	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	۰/۶	۰/۵	۴/۶	۱/۱	۱/۸	۲/۸	۵/۳	۲/۹	۱/۵	۲/۸
Eu	۰/۵	۰/۳	۰/۲	۰/۳	۰/۲	۰/۲	۰/۰۷۵	۰/۵	۰/۳	۰/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۱	۰/۱
Gd	۲/۹	۱/۶	۱/۶	۲/۷	۱/۱	۰/۷	۰/۷	۳/۸	۱/۱	۱/۸	۲/۷	۴/۳	۲	۱/۵	۲/۷
Tb	۰/۳	۰/۲	۰/۲	۰/۴	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۴	۰/۲	۰/۳	۰/۴	۰/۶	۰/۵	۰/۲	۰/۳
Dy	۱/۹۷	۱/۴۴	۱/۰۳	۲/۴	۱/۱۸	۰/۶۴۱	۰/۷۱۱	۲/۰۶	۰/۷۹۳	۱/۶۶	۲/۲۹	۳/۲	۲/۹۶	۱/۳۹	۲/۰۱
Ho	۰/۸	۰/۳	۰/۳	۰/۵	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۳	۰/۱	۰/۳	۰/۴	۰/۶	۰/۲	۰/۳	۰/۳
Er	۱	۰/۹	۰/۹	۱/۴	۰/۶	۰/۴	۰/۳	۰/۸	۰/۲	۱	۱/۲	۱/۷	۱/۶	۰/۸	۱
Tm	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۱	۰/۰۷۵	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Yb	۱	۰/۸	۰/۹	۱/۳	۰/۵	۰/۳	۰/۳	۰/۶	۰/۲	۰/۸	۱/۳	۱/۶	۱/۴	۰/۷	۰/۹
(La/Yb) ⁿ	۱۸/۲۷	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) ⁿ	۵/۲۵	۳/۸۷	۳/۵۴	۲/۷۵	۳/۰۷	۳/۰۲	۱/۸۷	۳/۰۴	۲/۵	۳/۹۵	۳/۸۴	۴/۰۸	۳/۱	۳/۹۲	۴/۱۵
(Gd/Yb) ⁿ	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	۱/۷۲	۲/۴۴
(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 ⁺)	۰/۵	۰/۶	۰/۳۹	۰/۳۴	۰/۵۳	۰/۹۴	۰/۳۸	۰/۳۶	۰/۸	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۳	۰/۲	۰/۱۱

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

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



شکل ۳ نقشه پراکندگی زون‌های دگرسان منطقه آستانه.

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

۴-۱-۴- 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

آزاد شده از این واکنش ممکن است یا به صورت کوارتز SiO_2 بلورین نهشته شود و یا به صورت آبگون باقی بماند. در این زون هیچگونه کانی Na دار جدید نظری پاراگونیت به وجود نمی‌آید که نشان می‌دهد همه Na^+ از محیط خارج شده‌اند.

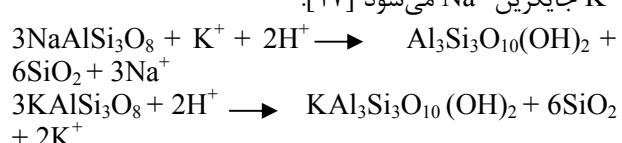
نمودار فعالیت سیستم $\text{Na}-\text{K}-\text{Si}$ در دمای ۳۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۱ کیلوبار (شکل ۵) نشان می‌دهد که دگرسان شدن آلبیت به مسکویت با افزایش شرایط اسیدیته همراه است. نقطه A در این نمودار موقعیت زون پاتاسیک (آلبیت+فلدسبار) قلیایی را نشان می‌دهد که در این نقطه فلدسبار پتاسیم ذاتا پایدار است. با افزایش اسیدیته، این نقطه به سمت نقطه سه‌گانه (نقطه B) یعنی جائیکه آلبیت به مسکویت دگرسان می‌شود ولی فلدسبار پتاسیم پایدار است، متمایل می‌شود. با توجه به پایدار بودن فلدسبار پتاسیم، باید مقدار یون K^+ افزایش یابد که باعث افزایش فعالیت K شده در نتیجه نسبت $\text{K}^+:\text{H}^+$ را ثابت نگه دارد، و اگر فعالیت K^+ همچنان افزایش یابد آلبیت بیش از آنکه به مسکویت تبدیل شود به فلدسبار پتاسیم دگرسان در می‌آید. از نقطه B تا C خارج شدن یون Na^+ بر پایداری فلدسبار پتاسیم تاثیری نخواهد داشت و با کاهش K^+ و یا با افزایش H^+ از حوضه پایداری فلدسبار پتاسیم به سمت حوضه پایداری مسکویت تغییر خواهد کرد (نقطه D).

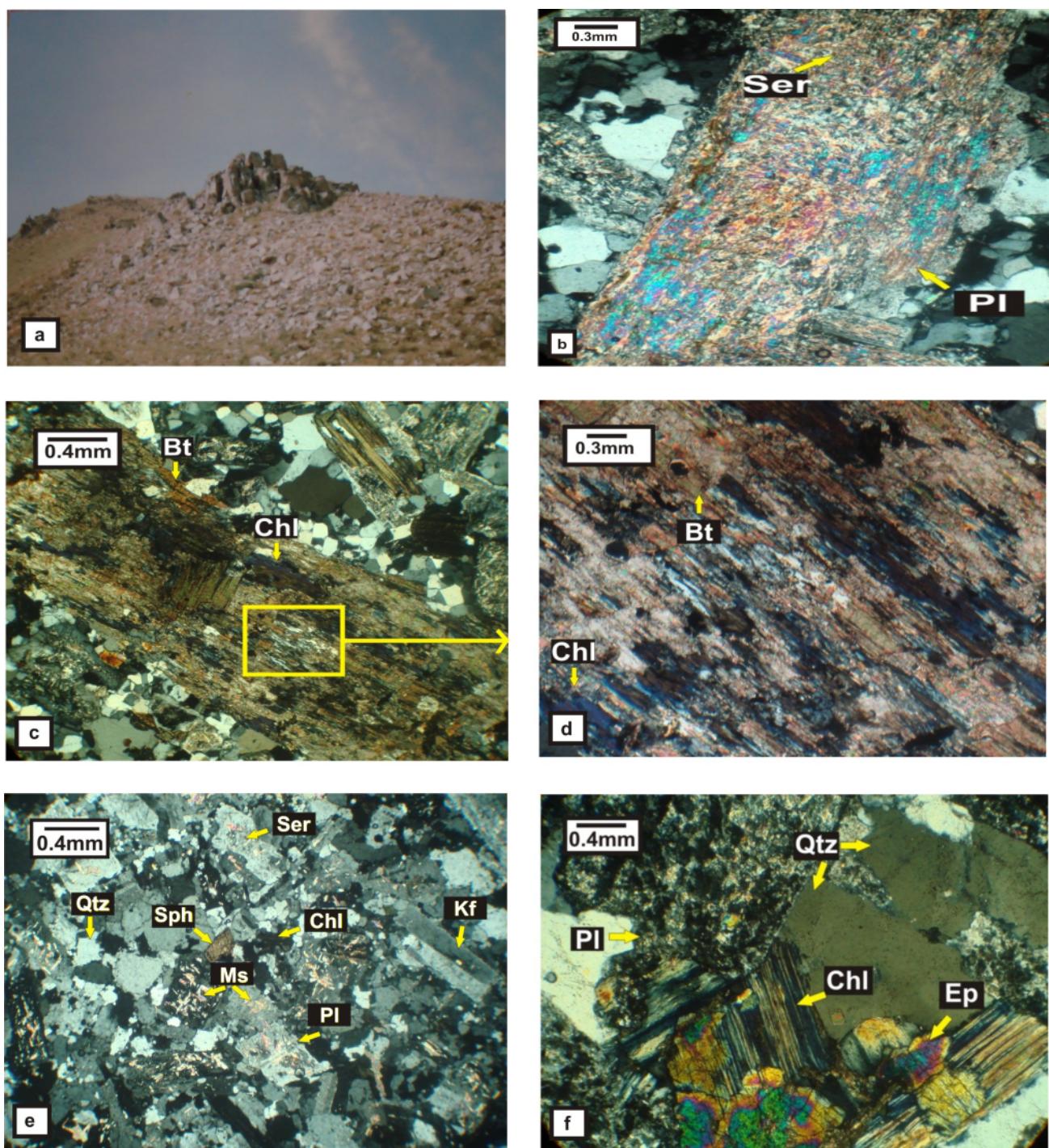
۲-۴- دگرسانی کلریتی

پس از سریسیتی شدن، فراگیرترین نوع دگرسانی در منطقه مورد بررسی دگرسانی کلریتی است که در جنوب روسیه پاکل، حوالی کوه شیرمزد و جنوب سرخستی و بیشتر همراه با دگرسانی نوع فیلیک دیده می‌شود. در این زون کلریت جانشین کانی‌های مافیک (بیوتیت و کمتر آمفیبیول) شده است (شکلهای ۴c و ۴d). این دگرسانی به صورت فراگیر انتخابی عمل کرده و کوارتز، کلریت، سریسیت، به مقدار کمتر کوارتز، کلریت، و کلسیت مهم‌ترین پاراژنز 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].

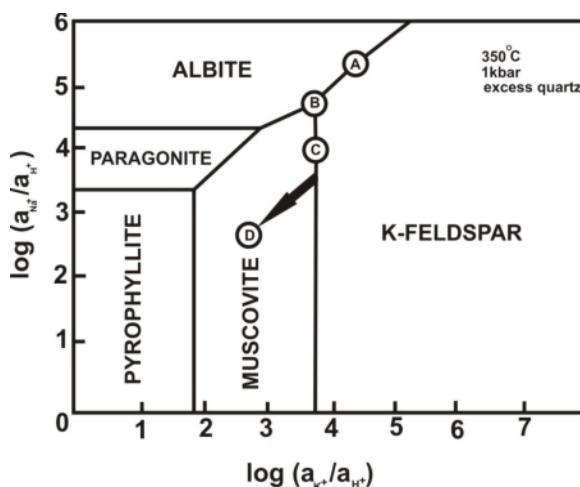
می‌شود. این کانی به طور پراکنده حضور دارد و به نظر می‌رسد که با آبگون‌های گرمابی، و یا آزاد شدن سیلیس از کانی‌های سنگ میزبان، و همچنین در اثر تبلور دوباره کوارتز اولیه به وجود آمده باشد. از طرف دیگر کوارتز به صورت رگچه‌های میلی‌متری در این زون دیده می‌شود که احتمالاً از آبگون‌های گرمابی حاوی SiO_2 نهشته شده‌اند. در جاهائیکه سریسیتی 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 بالفصل توده و دایک‌های میکروگرانودیوریتی نیز سریسیتی شدن شدید است. این نوع دگرسانی، به دو شکل فراگیر انتخابی و فراگیر دیده می‌شوند. در دگرسانی فراگیر انتخابی، پلازیوکلازها به سریسیت تبدیل شده و کانی‌های مافیک (از جمله بیوتیت و آمفیبیول) با کلریت جایگزین شده‌اند ولی در دگرسانی فراگیر همه کانی‌ها، سریسیتی شده‌اند. در برخی موارد شدت سریسیتی شدن به حدی است که تشخیص نوع فلدسبار ناممکن است (شکل ۴b). نتایج به دست آمده از آنالیز XRD نمونه AA8 از زون دگرسان سریسیتی حاکی از حضور کانی‌های رسی (آلبیت+کلریت) در این نمونه است (جدول ۲). سریسیتی شدن شدید، وجود کانی‌های گرمابی و وجود پیریت در منطقه نشان‌دهنده خاستگاه گرمابی سریسیتی شدن در منطقه است.

به اعتقاد وانمیدلار و کیت [۱۸] این نوع دگرسانی تقریباً در همه سنگ‌های غنی از کانی‌های الومینیومدار 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 سریسیتی شدن فلدسبارها در دمای ۴۰۰ درجه سانتی گراد رخ می‌دهد [۱۸] در این واکنش پلازیوکلاز کلسیم‌دار تحت تاثیر کلر و آب به سریسیت 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 آلبیت با مسکوویت در PH‌های اسیدی، مطابق واکنش زیر یون K^+ جایگزین Na^+ می‌شود [۱۷].





شکل ۴ (a) تصویر صحراوی از کوه شیرمژد که در آن زون دگرسانی سریسیتی قابل مشاهده است (دید به سمت جنوب باختری); (b) بلور پلاژیوکلاز شدیدا سریسیتی شده در زون فیلیک (سریسیتی) (PPL); (c) بلور درشت تخته‌ای شکل بیوتیت در زون دگرسان کلریتی که شدیدا به کلریت تجزیه شده است. زمینه شامل بلورهای ریز دانه کوارتر 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 کوارتر 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 پروپیلیتی (PPL) = سریسیت؛ Pl = پلاژیوکلاز؛ Bt = بیوتیت؛ Qtz = کوارتر؛ Sph = اسفن؛ Ms = مسکویت؛ Kf = پتانسیم فلدسپار؛ Ep = اپیدوت.

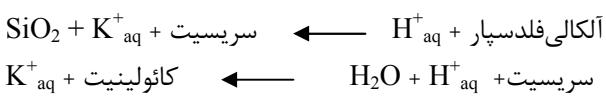


شکل ۵ نمودار فعالیت سیستم Na-K-Al-Si در دمای ۳۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۱ کیلوبار [۱۹].

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 گرمایی است.

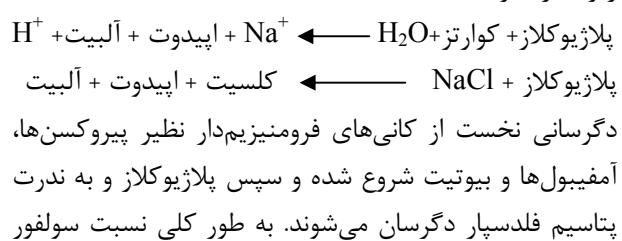
۴-۴- دگرسانی آرژیلیتی

این نوع دگرسانی در منطقه مورد بررسی فقط به صورت فراگیر اختیاری که در آن کانی‌های رسی جانشین کانی‌های آلومینیومدار شده‌اند، و در نمونه‌های مربوط به جنوب شرق شیرمزد (به سمت دره بله) و شمال باختری سرخستی مشاهده می‌شود. جانشینی کانی‌های آلومینیومدار بیشتر در فلدسپارهای پتاسیم‌دار (ارتوكلاز) و به مقدار کمتر در پلازیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۶a). کاولینیت، کوارتز و پیریت از فراوان‌ترین کانی‌های زون دگرسان رسی هستند [۲۱]. نتایج حاصل از آنالیز XRD نمونه ۰۶As92 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 سریسیتی قرار می‌گیرد و در واقع هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیومدار (محیط اسیدی) طی واکنش‌های زیر موجب تشکیل کانی‌های رسی می‌شوند [۱۷]:



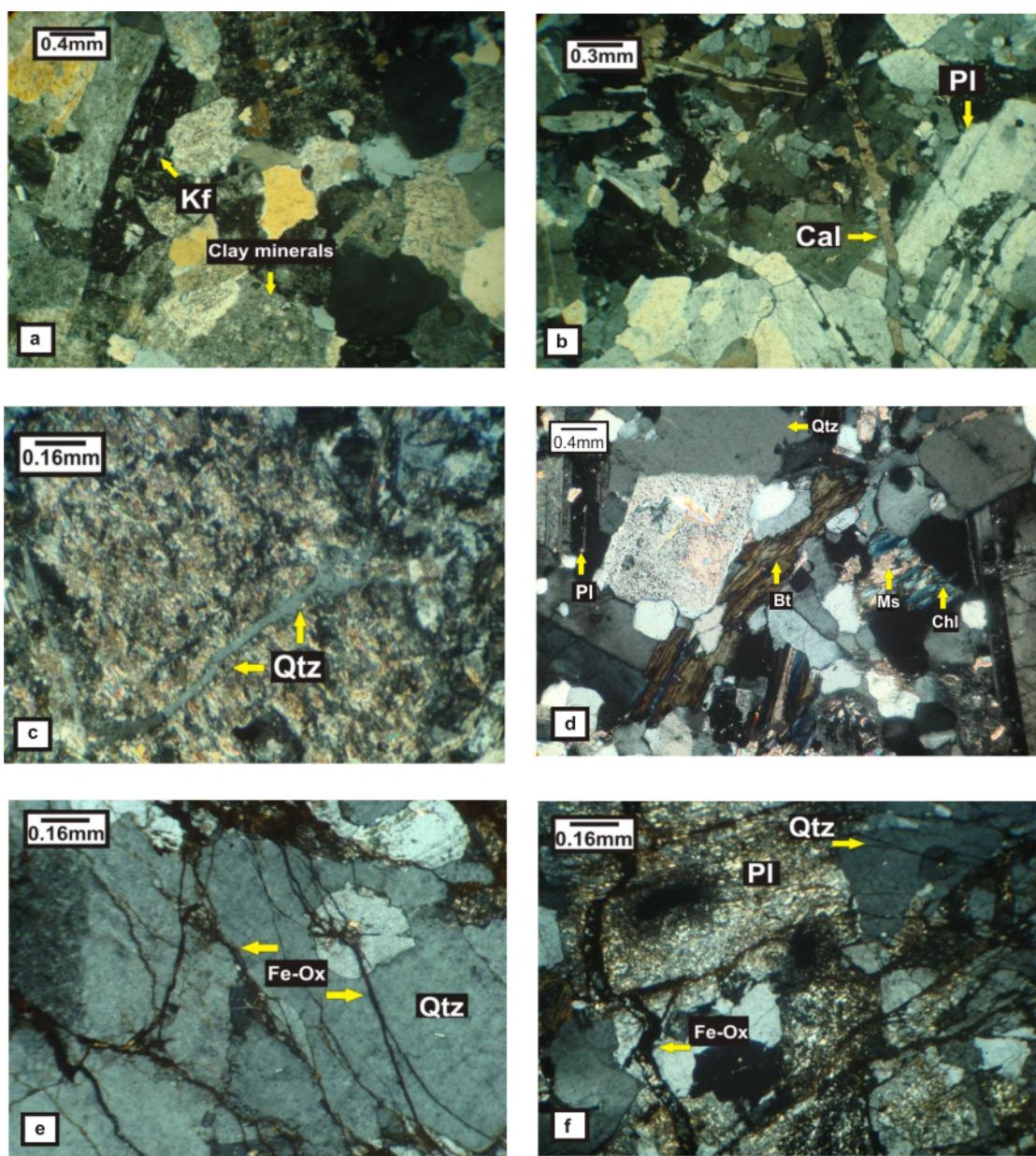
۴-۳- دگرسانی پروپیلیتی

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) پاراژنر این نوع دگرسانی در منطقه مورد بررسی عبارتند از کلریت، اپیدوت (زوئیزیت-کلینوزوئیزیت)، کربنات (کلسیت)، آلبیت، فلدسپارقالیایی و پیریت که در برخی موارد سریسیت و اکسیدهای آهن نیز این مجموعه را همراهی می‌کنند. همچنین کلریت، اپیدوت و کربنات به صورت رگچه‌ای، این زون را تشکیل می‌دهند. پروپیلیتی شدن از ویژگی‌های سنگ‌های با دمای پائین (وراگرمایی) است [۱۸] که با افزایش H_2O , CO_2 , S (به طور محلی) بدون دگرنهادی قابل توجه ، حاصل می‌شود [۱۹]. آبگون‌های ماقمایی یا گرمایی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم، سدیم، و یا بیکربنات 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 HF در آبگون‌های صعودکننده مهم است، ولی در سیستم‌هایی با شرایط احیایی و سنگ‌های آذرین سری ایلمینیت وجود H_2S دارای اهمیت بیشتری است [۲۳].

از نظر شیمیایی، دگرسانی آرژیلیتی در شرایط اسیدیته 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، اسیدیته آنها به طور فرایندهای افزایش یافته است، و برخورد این بخارها (حاوی SO_2 و HCl , Hf) 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 هماتیتی (PPL); (f) بلور پلازیوکلاز شدیداً سریسیتی شده در زون دگرسان هماتیتی (PPL). کانی‌های رسی = Clay minerals (PPL)، کانی‌های رسی = Cal (PPL)، اکسید آهن = Fe-Ox (PPL).

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].

۴-۸-۴- تورمالینی شدن

سنگ‌های حاصل از تبلور در مراحل پگماتیتی- پنوماتولیتی، معمولاً به شکل رگه‌های باریک، عدسی‌های کوچک و رگه‌های نسبتاً ضخیم تورمالین دار با پراکندگی زیاد در کرانه‌های توده، و رگه‌های کوارتز- تورمالین نسبتاً ضخیم بیشتر در شمال باختری روستای سرخستی رخمنون 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 مالاکیت و آزوریت در آنها به چشم می‌خورد. گره‌های تورمالین موجود در سنگ‌های بیشتر گراناتیت (لوکسولیانیت) جنوب باختری روستای پاکل، از دیگر شکل‌های تورمالین‌ها در این منطقه است (شکل ۲a). بلورهای تورمالین مجموعه‌های بادبزنی 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 شاره‌های غنی از بر (B) حاصل از تبلور گراناتیت به وجود آمدند [۲۴]. دگرسانی تورمالینی، به جایگزینی و تبلور ماقماهای غنی از B وابسته‌اند [۱۸]. نتایج حاصل از بررسی مقطع میکروسکوپی حاکی از حضور قابل توجه کانی تورمالین در این زون است (شکل ۲c). بنا بر نتایج به دست آمده از آنالیزهای XRD، دراویت (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 دگرسان نشده و نمونه‌هایی که تحت تاثیر دگرسانی گرمابی قرار گرفته‌اند، نسبت به کندریت [۲۵] عادی‌سازی شده‌اند (شکل ۶). همچنین نسبت‌های $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}}$ و $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{n}}$ و $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{n}}$ به ترتیب برای بررسی جدایی

۴-۵- سیلیسی شدن

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- رگه‌ای دیده می‌شود. در مقاطع نازک میکروسکوپی دایک میکرو کوارتزدیوریتی در جنوب باختری 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 ابراشیع بودن محلول از سیلیس، شرط اصلی تشکیل و پیشرفت دگرسانی سیلیسی است. در سنگ‌های آذرین سیلیسی شدن از فلدسپارها شروع شده و کم کم سیلیس ممکن است جانشین تمامی کانی‌های سازنده سنگ شود. سیلیسی شدن از دو راه صورت می‌گیرد: ۱) افزوده شدن SiO_2 به سنگ به وسیله آبگون‌های ماقمایی 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 ماقمایی است [۱۸]. در برخی موارد آلبیتی شدن با مسکویتی شدن بیوتیت‌ها همراه است (شکل ۶d). در منطقه مورد بررسی، این نوع دگرسانی در باختر روستای سرخستی (جنوب دره بله) دیده می‌شود و پارازنر آن عبارت است از: آلبیت، کلریت و کوارتز. نتایج حاصل از بررسی‌های میکروسکوپی و آنالیز XRD نمونه ۰۶As97 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].

۷- هماتیتی شدن

این نوع دگرسانی در سیستم‌های کانه‌زایی Sn-W رایج است [۱۹] و در ارتباط با کانه‌زایی 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 رگه در دیگر کانی‌ها نفوذ کرده است (شکل ۶e). در این زون نیز سریسیتی شدن فلدسپارها به چشم می‌خورد (شکل ۶f). از مهمترین انبووه‌های 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 Tb رفتارهای متفاوتی دارند، به طوری که در این زون 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 $(La/Sm)_n$ نسبت‌ها در نمونه‌های نادگرسان کمترند و نسبت در نمونه‌های دگرسان و نادگرسان با هم برابرند (شکل ۸). نسبت Eu/Eu^* در نمونه‌های دگرسان معادل 0.5 و نسبت Ce/Ce^* در این نمونه‌ها 1.025 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 Fe، Mg 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. به مقدار ناچیز تهی‌شدگی نشان می‌دهد لذا مقادیر ناچیزی از Ce به صورت Ce^{+3} از محیط شسته شده است.

در زون پروپیلیتی 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 C). نسبت $(La/Yb)_n$ 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 2.75 و 1.68 که نشان‌دهنده جدایی REE‌ها طی دگرسانی است. نسبت Eu/Eu^* برای این زون 0.34 و نسبت Ce/Ce^* در مقایسه با میانگین 1.07 است (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 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 1 باشد بیهنجاری مثبت و اگر کوچکتر از 1 باشد منفی خواهد بود [۱۱]. به منظور محاسبه نسبت‌های Eu/Eu^* و Ce/Ce^* از فرمول‌های زیر استفاده شد:

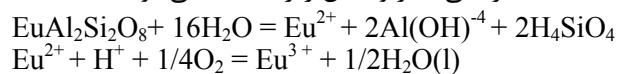
$$Eu/Eu^* = Eu_n / [((Sm_n)^* (Gd_n)^{1/2})]$$

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

در تمامی زون‌های دگرسان موجود در منطقه آستانه این نسبت کوچکتر از 1 و نشانی از بیهنجاری منفی Eu است.

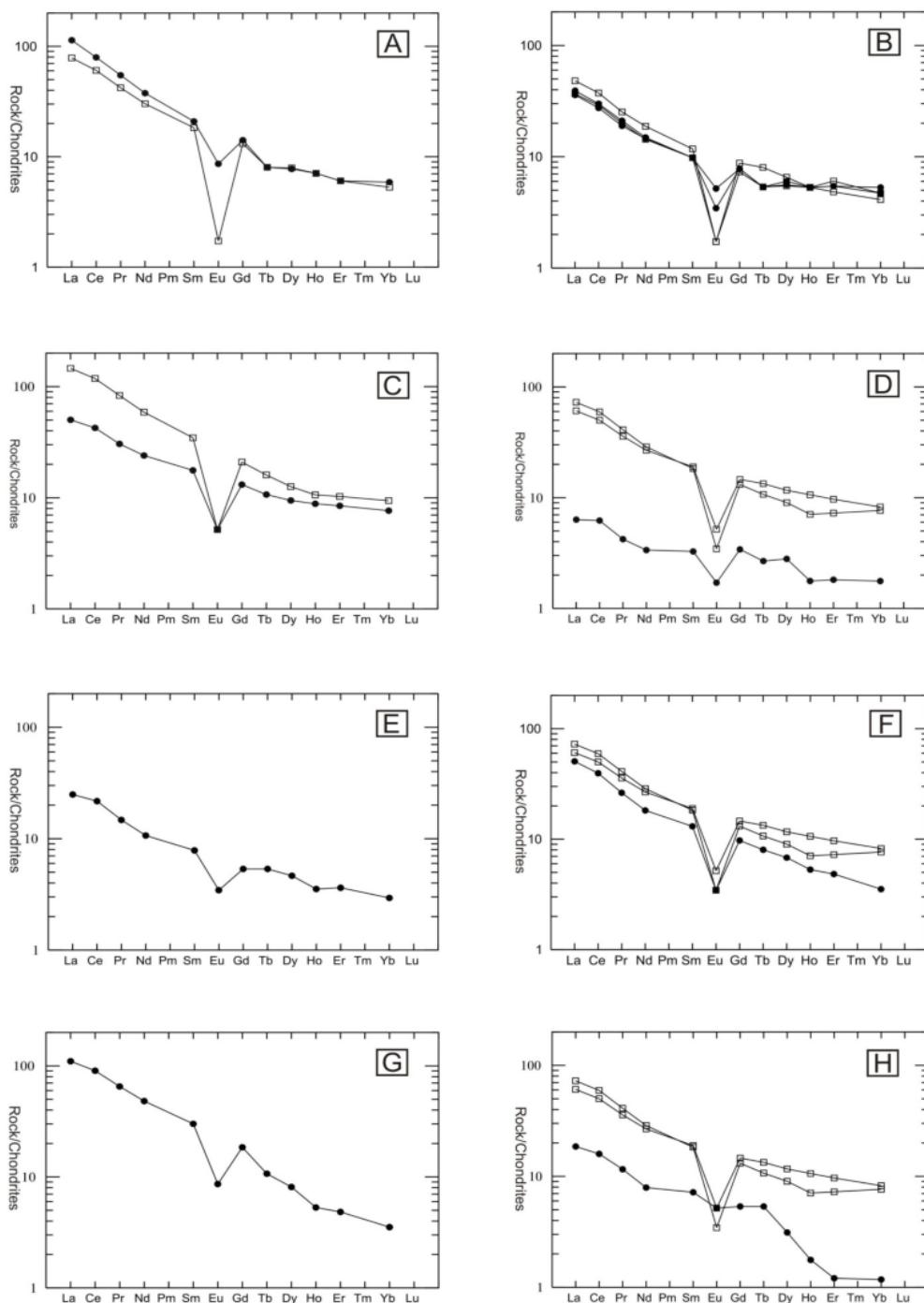
در زون دگرسانی سریسیتی، همه REE‌های سبک، غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷A) ولی REE‌های سنگین (به جزء Yb که در نمونه دگرسان در مقایسه با نمونه دگرسان نشده غنی‌شدگی نشان می‌دهد)، تقریباً ساکن‌اند. نسبت‌های $(La/Sm)_n$ ، $(La/Yb)_n$ و $(Gd/Yb)_n$ در این زون از میانگین نمونه‌های نادگرسان بیشتر است که حاکی از 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 0.5 و 0.5 است (جدول ۱). در این زون Eu و Ce بیهنجاری منفی نشان می‌دهند. در واقع Ce با ظرفیت $3+$ از محیط شسته شده است. در زون سریسیتی 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]:



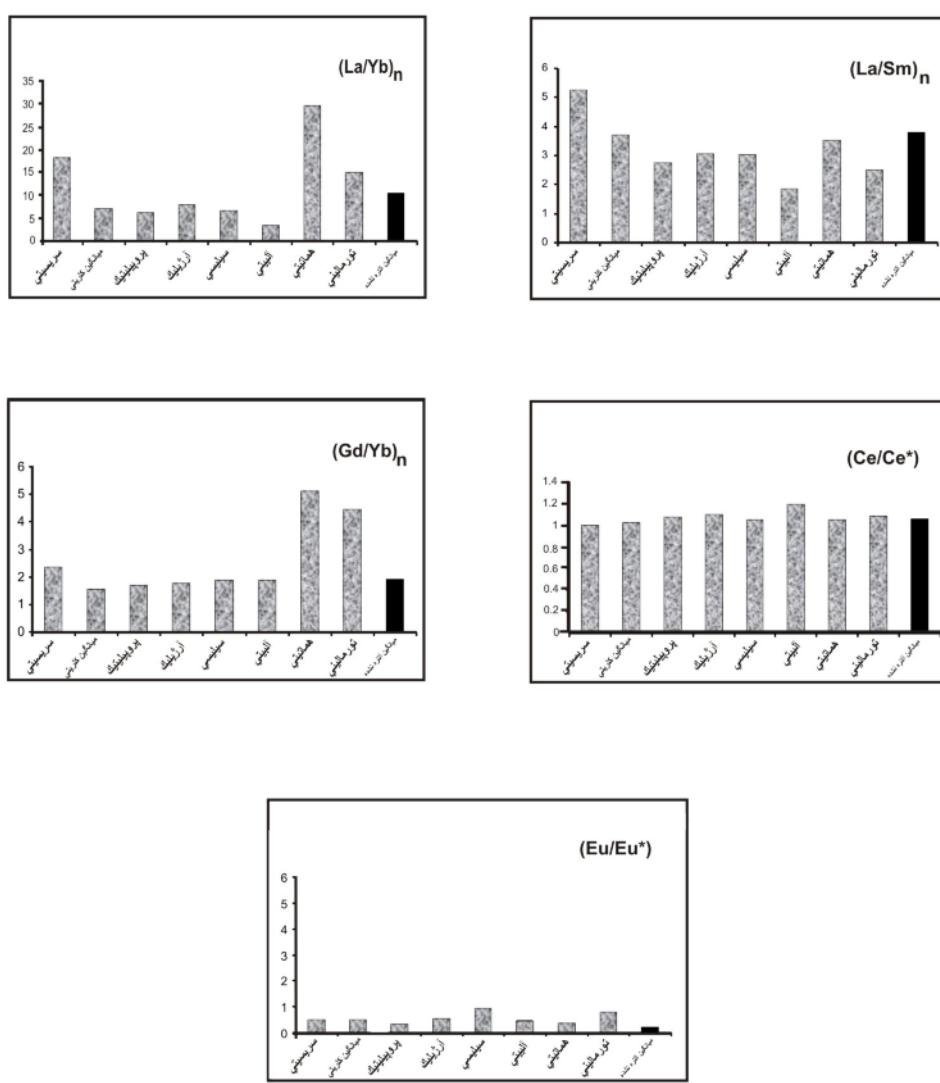
[۵] رفتار Eu را طی دگرسانی برون زا بررسی کرده‌اند و نشان دادند که طی سریسیتی شدن پلاژیوکلازها و آلکالی‌فلدسپارها، Eu کاهش یافته است. آنها پیشنهاد کردند که Eu²⁺ دارای شعاع یونی برابر با Ca^{2+} و Sr^{2+} (برای $Ca^{2+} Sr^{2+} = 1.26$) است، در نتیجه نمی‌تواند وارد ساختار سریسیت (و یا ایلیت) شود و دوباره انتقال می‌یابد و باعث بیهنجاری منفی Eu²⁺ 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 به همراه دیگر REE‌ها از محیط شسته و خارج شده است.



شکل ۷ نمودار بهنجارشده 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 هماتیتی؛ (G) زون آلبیتی؛ (H) زون تورمالینی. • نمونه دگرسان شده، □ نمونه دگرسان نشده.

عناصر در آبگون‌های غنی از CO_2 به حرکت درآمده و از سنگ خارج می‌شوند [۲۷]. شستشوی آبگون‌های ماقمایی یا گرمابی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم، سدیم، و یا بیکربنات در سنگ-های آذرین، سبب تهی شدن REE‌ها در این زون شده است. در این زون بهنجاری خاصی نشان نمی‌دهد و این بدان Eu



شکل ۸ نسبت‌های (Eu/Eu^*) و $(Ce/Ce^*)_n$ ، $(Gd/Yb)_n$ ، $(La/Yb)_n$ ، $(La/Sm)_n$ با میانگین نمونه‌های دگرسان نشده.

زون نیز به علت هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیومدار و فروشویی اسیدی که منجر به تشکیل کانی‌های رسی می‌شود. جدایی LREEها نسبت به HREEها در زون آرژیلیتی دگرسان را می‌توان به حضور کانی‌های ثانویه‌ای نسبت داد که می‌توانند LREEها 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 تهی شدگی REEها در این زون است [۲۸]. بیهنجاری منفی Ce در نمونه‌های دگرسان نسبت به نمونه‌های نادگرسان نشان می‌دهد که بخشی از Ce با ظرفیت $^{+3}$ در این زون وجود

REEها در زون آرژیلیتی دگرسان، تهی شدگی نشان می‌دهند. در این زون نیز تهی شدگی REEهای سبک به مراتب شدیدتر از تهی شدگی REEهای سنگین و میزان Eu در نمونه‌های دگرسان کمتر از نمونه‌های نادگرسان است (شکل ۷D). نسبت-های n $(La/Yb)_n$ ، $(La/Sm)_n$ ، $(Gd/Yb)_n$ و $(Ce/Ce^*)_n$ 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 تهی شدگی کمتری است. مقدار Eu/Eu^* و Ce/Ce^* در این زون، به ترتیب برابرند با 0.53 و 1.1 (جدول ۱). تهی شدگی REEها در این

نمودار بهنجار شده یک نمونه از سنگ‌های دارای دگرسانی هماتیتی در شکل ۶G آورده شده است. چنانکه ملاحظه می‌شود LREEها در مقایسه با HREEها غنی‌شدگی نشان (La/Sm)_n و Ce/Ce* می‌دهند. در این زون نسبت‌های Ce/Ce* 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*، Eu/Yb_n (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 ۰/۰ 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 Eu/Eu* و Ce/Ce* در این زون معادل ۱/۰۸ و ۰/۰۸ و بیشتر از مقادیر محاسبه شده در نمونه‌های نادگرسان است (جدول ۱). 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 پس‌ماگمایی یا گرمایی غنی از سدیم است. در این زون میزان Eu در نمونه‌های دگرسان کمتر از نمونه‌های نادگرسان است. بیهنجاری منفی Eu در این زون است. در بین HREEها، Yb در این زون است. در این زون مقادیر محاسبه شده برای دیگر جدایی یافته است. در این زون مقادیر محاسبه شده برای نسبت‌های (La/Sm)_n، (La/Yb)_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 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 ۱۴/۹۵، (La/Sm)_n، (La/Yb)_n و Gd/Yb_n به ترتیب معادل ۴/۴۵ و ۲/۵ 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 Ce³⁺ به دلیل وجود اکسیژن سطحی به طور بخشی به Ce⁴⁺ 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 پلازیوکلازها از سنگ شسته شده است.

در زون سیلیسی دگرسان، LREEها در مقایسه با HREEها غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶E). نسبت‌های Eu/Yb_n، (La/Sm)_n و (La/Yb)_n به ترتیب معادل ۳/۰۲، ۶/۵۷ و ۱/۸۹ نیز به ترتیب ۰/۹۴ و ۱/۰۵ 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 پلازیوکلاز 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 پس‌ماگمایی یا گرمایی غنی از سدیم است. در این زون میزان Eu در نمونه‌های دگرسان کمتر از نمونه‌های نادگرسان است. بیهنجاری منفی Eu در این زون است. در بین HREEها، Yb در این زون است. در این زون مقادیر محاسبه شده برای دیگر جدایی یافته است. در این زون مقادیر محاسبه شده برای نسبت‌های (La/Sm)_n، (La/Yb)_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 هماتیتی با غنی شدگی REE‌های سبک در مقایسه با REE‌های سنگین همراه است. سرانجام شاره‌های غنی از Dr زون دگرسان تورمالینی به‌گونه‌ای عمل کردند 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 آفای دکتر احمد احمدی خلجمی به خاطر همکاری ارزشمندانه 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 phyllitic 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 ۱۰۴۷، ۳۷۹ و ۱۹۳ (جدول ۱). مقادیر محاسبه شده برای نسبت‌های بیشتر از مقادیر وابسته به نمونه‌های نادگرسان (Eu/Eu^*) و (Ce/Ce^*) به ترتیب برابر است با ۰۲ و ۱۰۶ (شکل ۸).

۸- برداشت

بر اساس نتایج حاصل از بررسی‌های میکروسکوپی و آنالیزهای XRD در مجموع ۸ زون دگرسانی فیلیک (سریسیتی)، کلریتی، پروپیلیتی، آرژیلیتی، سیلیسی، آلیتی، هماتیتی و تورمالینی در توده گرانیتوئیدی آستانه قابل شناسایی است. سریسیت دگرسان مهم‌ترین آنهاست. بررسی‌های انجام شده در زون سریسیتی نشان می‌دهد که REE‌های سنگین در این زون تقریباً ساکن بوده ولی REE‌های سبک تا حدودی غنی شده‌اند. از دلایل غنی شدگی 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 HREE‌ها رفتارهای نادگرسان تهی‌شده نشان می‌دهند ولی HREE‌ها رفتارهای متفاوتی دارند. در زون پروپیلیتی در اثر تاثیر آبگونهای CO_2 عناصر نادرخاکی در نمونه‌های دگرسان به حرکت درآمده و از سنگ خارج و منجر به تهی شدگی REE در این نمونه‌ها شده است که در این میان میزان تهی شدگی LREE‌ها به مرتبه پیشتر از HREE‌ها است. در زون آرژیلیتی نیز به علت شستشوی اسیدی، REE‌ها در نمونه‌های دگرسان تهی شدگی نشان می‌دهند. در این زون REE‌های سبک نسبت به REE‌های سنگین جدایی حاصل کردند. فراوانی آمیختگی یونی SO_4^{2-} در شاره گرمابی و متلاشی شدن کانیهای اولیه در نتیجه PH بسیار پائین محیط منجر به تهی شدگی شدید REE‌ها در این زون می‌شود.

در زون دگرسان سیلیسی، LREE‌ها در مقایسه با HREE‌ها غنی شده‌اند. غنی شدگی REE‌های سبک در این زون را می‌توان به تاثیر آبگونهای ماقمایی و گرمابی اسیدی نسبت داد. در زون آلیتی شاره‌های غنی از سدیم منجر به شسته شدن و خروج REE‌ها از سیستم دگرسانی گرمابی 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 8 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*”, 3rd edn. John Wiley, New York, 1977, pp 737-796.
- [24] Le Fort P., “*Les leucogranites à tourmaline de l'Himalaya sur l'exemple 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., ”رایش طلا در گرانیت‌های آستانه“، گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۶۱).
- [۱۳] سهندی م.ر., رادرف ج., حسینی‌دوست س.ج., مجلل م., ” نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ شازند“، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۵) برگ شماره ۵۸۵۷.
- [۱۴] رادرف ج., ”بررسی زمین‌شناسی و پترولولوژی سنگ‌های گرانیت‌وئیدی ناحیه آستانه-گوشه“، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران (۱۳۶۶) ۱۰۹ صفحه.
- [۱۵] هاشمی م., ”تحویه کانی‌سازی طلا در آستانه اراک“، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۰) ۱۵۰ صفحه.
- [۱۶] کریم‌پور م.ح., سعادت س., ”زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی“، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۸۱).
- [۱۷] Montoya J. W., Hemley J. J., “*Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions*”, Econ Geol., 70, 1975, 577-594.
- [۱۸] 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*