

بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی (REE) در زون های دگرسانی گرمابی منطقه اوج پلنگ (شمال شرق کاشمر، ایران مرکزی)

داربیوش اسماعیلی^{*}، سیده زهرا افشنوی^{*}، محمد رضا رازقی

دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

^{*}مسئول مکاتبات-آدرس الکترونیکی: esmaili@khayam.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۸/۵/۱۹؛ پذیرش: ۸۹/۳/۲۲)

چکیده

منطقه اوج پلنگ در شمال شرق شهرستان کاشمر و در زون ایران مرکزی قرار دارد. در محدوده اوج پلنگ، سه زون دگرسانی پروپولیتی، کوارتز-فیلیک (سریسیتی) و آرژیلیک-سیلیسی قابل شناسایی است. زون پروپولیتی به دو زیر زون کربناتی-کلریتی و کلریتی-اپیدوتی قابل تقسیم است. در زیر زون کربناتی-کلریتی به طور کلی شدگی نشان می دهد که از میان آنها LREEs تهی شدگی بیشتری نسبت به HREEs دارند. همچنین فاکتورهای تغیریق n (La/Yb) و n (La/Sm) در این زیر زون (که به ترتیب برابر است با $1/7$ و $1/6$) از مقادیر مشابه سنگ های دگرسان نشده معادل خود کمتر بوده و نشان دهنده تغیریق ضعیف REEs در طی دگرسانی است، ولی در زیر زون کلریتی-اپیدوتی تغییرات در خور توجهی در طی دگرسانی حاصل نشده است. دگرسانی فیلیک با مجموعه کانی شناسی کوارتز، سریسیت و پیریت شناخته شده و معمولاً حاوی کمی کلریت، ایلیت و روتیل نیز می باشد. در این زون REEs به جزء Eu مقداری غنی شدگی نشان می دهد. نسبت Eu/Eu^{*} در این زون در مقایسه با میانگین سنگ های دگرسان نشده معادل خود تهی شدگی نشان می دهد. دگرسانی سیلیسی-آرژیلیک با مجموعه کانی شناسی کوارتز و کانی های رسی همراه با مقداری سریسیت و کانی های کدر شناخته می شود. REEs در این زون تقریباً غنی شدگی ولی HREEs رفتار متفاوتی از خود نشان می دهد. رفتار REEs با این زون Eu تهی شدگی نشان میدهد ولی Ce تغییر خاصی نشان نمی دهد. علاوه بر این کانی های رسی که میتوانند میزبان REEs باشند، کنترل می شود. در این زون Eu تهی شدگی نشان میدهد ولی Ce تغییر خاصی نشان نمی دهد. علاوه بر این فاکتورهای تغیریق n (La/Yb) و n (La/Sm) در این زون، مشابه سنگ میزبان معادل خود بوده و نشان می دهد که REEs در طی دگرسانی تغیریقی حاصل ننموده اند.

واژه های کلیدی: اوج پلنگ، دگرسانی گرمابی، عناصر نادر خاکی، ژئوشیمی

1997) و سنگ های دگرسان شده در نهشته های اپی ترمال و مس

پورفیری (Hopf & Fryer 1980؛ Alderton *et al.* 1980؛ Taylor & Fryer 1990؛ Arribas *et al.* 1995؛ 1993) نشان داد که این عناصر در بعضی شرایط مانند pH پائین، نسبت آب به سنگ بالا و فراوانی کمپلکس های یونی Cl^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , F^- به صورت متحرک رفتار می نمایند. معمولاً REEs در شرایط اسیدی بیشتر با SO_4^{2-} و Cl^- تشکیل کمپلکس داده و متحرک می شوند (Wood 1990؛ Haas 1995). از طرفی این عناصر ممکن است در شرایط PH پائین از کانی های اولیه آزاد شده و در شرایط قلیایی به صورت هیدروکسید، کربنات و یا به صورت جذب سطحی کانی های رسی تهنشین شوند. تغیریق LREEs از HREEs به کانی شناسی سنگ دگرسان نشده اولیه بستگی دارد. اکثر REEs دارای ظرفیت 3^+ هستند و با افزایش عدد اتمی، شعاع یونی آنها کاهش می یابد ولی Ce, Eu, REEs رفتار ژئوشیمی متفاوتی با بقیه

مقدمه

عناصر نادر خاکی (REEs) دارای یون های پایدار⁺ با اندازه های مشابه بوده و خصوصیات فیزیکو شیمیایی مشابهی دارند. این عناصر به دلیل کاهش یکنواخت اندازه هی یونی با افزایش عدد اتمی اختلافات کوچکی در رفتارهای شیمیایی از خود نشان می دهد. این رفتار در بین عناصر نادر خاکی باعث می شود که این عناصر توسط برخی فرآیندهای زمین شناسی از یکدیگر تفکیک شوند. این پدیده در شناخت ژنز مجموعه های سنگی و ماهیت فرآیندهای زمین شناسی بسیار مفید است.

در گذشته عقیده بر این بود که REEs عناصر غیر متحرکی هستند که فرایند شستشو و دگرسانی گرمابی بر روی آنها بی تاثیر می باشد (Palacios *et al.* 1986)، ولی برخی از مطالعات دیگر بر روی REEs در Lewis *et al.* (Michard & Albaredé 1986) محلول های گرمابی

ممزوج شده و حد باختری زون تکنار را مشخص می کند (بهروزی ۱۳۶۶).

قدیمی ترین سنگهای این منطقه در شمال باختر کاشمر رخمنون دارند و شامل سنگهای آتشفسانی (ریولیت) و شیستهای سازند تکنار با سن پر کامبرین (بهروزی ۱۳۶۶) است. در روی این تشکیلات، سازندهای سلطانیه، لالون و شیل و کوارتزیت های اردوویسین گروه ازبک کوه و آهک و دولومیت سازند جمال قرار دارد. در دوره تریاس نبود چینه شناسی و در دوره ژوراسیک سازند شمشک بیرون زدگی دارد. همچنین سنگ آهک، مارن، ماسه سنگ، آمیزه رنگین و سنگهای التربابازیک و رسوبات رادیولاریت دار همراه با سنگهای آتشفسانی از نوع توف آندزیتی و پیروکلاستیک هایی با سن کرتاسه بیرون زدگی دارند.

در محدوده مورد مطالعه توده های نفوذی با جنس گرانودیوریت، مونزونیت و کوارتز- مونزونیت با سن ترشیری در سنگهای آتشفسانی با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و سنگهای پیروکلاستیک نفوذ کرده اند (شکل ۱). پلازیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کوارتز، مهم ترین کانی های تشکیل دهنده و آمفیبول و بیوتیت، کانی های فرومینیزین سنگهای نفوذی منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص می دهد. در زون های دگرسانی موجود در این منطقه، پلازیوکلازها غالباً به سریسیت، اپیدوت، کانی های رسی و کربنات، آلکالی فلدسپارها به کانی های رسی و کانی های فرومینیزین به کلریت دگرسان شده اند (شکل ۲-الف). آندزیت ها و تراکی آندزیت ها غالباً دارای بافت پورفیری و میکرولیتی و ترکیب آنها تا کوارتز- آندزیت تغییر می کند. کانی اصلی این سنگها، فنوکریست های پلازیوکلاز خود شکل و نیمه شکل دار و همچنین میکرولیت هایی است که در زمینه سنگ دیده می شوند. این فنوکریست ها گاهی اوقات دارای ساختمان منطقه ای بوده (شکل ۳-ب) و در بخش های میانی و حاشیه ای در حال دگرسانی به اپیدوت و گاهی سریسیت هستند (شکل ۲-ج). آلکالی فلدسپارها با ماکل کارلسپاد و خود شکل در بعضی از مقاطع به کانی های رسی تبدیل شده اند. پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت نیز مهم ترین کانی های فرومینیزین این سنگها محسوب می شوند که عمدهاً به وسیله کلریت جانشین شده اند. سنگهای پیروکلاستیک شامل انواع توف ها و ایگنیمیریت ها می باشند. توف ها در نمونه دستی سفید رنگ بوده و در آنها کانی کوارتز به راحتی قابل تشخیص است. آلکالی فلدسپار به صورت فنوکریست و همچنین به صورت ریزبلور در متن سنگ حضور دارند که به شدت به کانی های رسی تبدیل شده اند (شکل ۲-د). پلازیوکلازها نیز در حال دگرسانی به سریسیت هستند. ایگنیمیریت ها دارای بافت جریانی و اتاکسیتی بوده که در آن عدسی هایی از کوارتز و پلازیوکلاز با حالت جریانی (flow) قابل مشاهده است. در این منطقه،

نشان می دهنده، به این ترتیب که در شرایط احیایی، Eu²⁺ و Ce⁴⁺ داشته و در این حالت پتانسیل یونی بیشتر و در نتیجه حرک کمتری دارند.

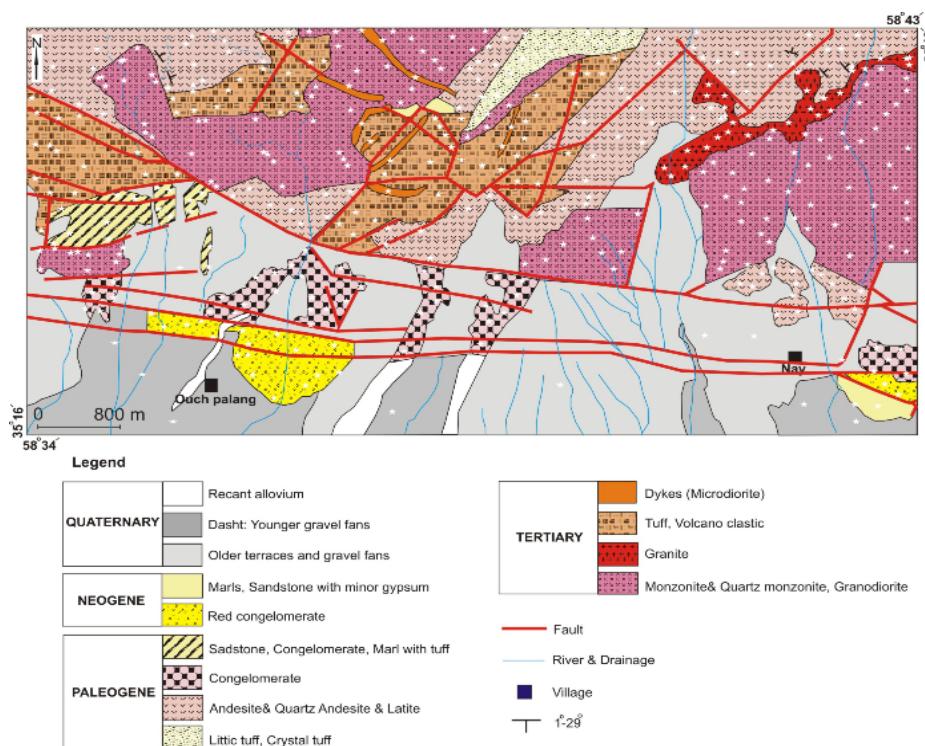
اگرچه محققین مختلف منطقه فیض آباد را از منظرهای مختلف، مورد مطالعه قرار داده اند (به عنوان مثال: شانی ۱۳۶۶؛ کریم پور ۱۳۷۷؛ شریفی مقدم ۱۳۷۹ و رازقی ۱۳۸۵)، اما تا پیش از این پژوهش، بررسی زون های دگرسانی و به خصوص مطالعه REEs در منطقه، مورد مطالعه جدی قرار نگرفته است. به همین دلیل معرفی و بررسی زون های دگرسانی براساس مطالعات صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمی REEs در محدوده اوج پلنگ (شمال شرق کاشمر) موضوع مقاله حاضر است. این مطالعه می تواند گام مهمی در انجام پژوهش های بعدی به خصوص در ارتباط با پتانسیل یابی احتمالی عناصر کانهزا در این منطقه باشد.

روش مطالعه

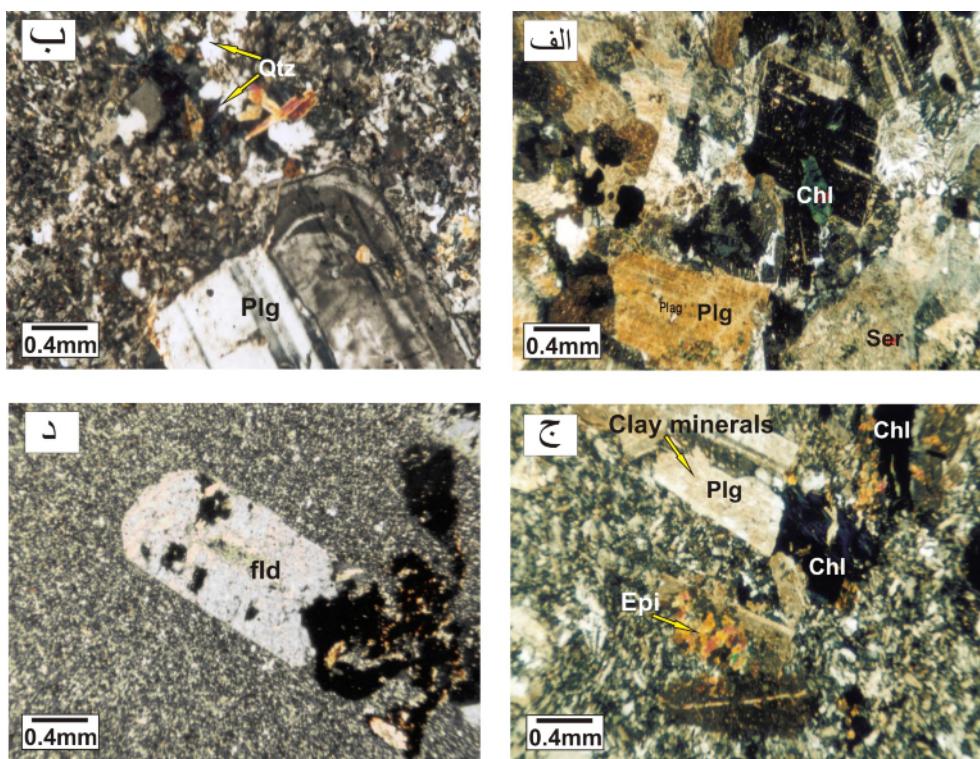
مطالعات صحرائی این تحقیق در طی چهار هفته در تابستان و مهرماه ۱۳۸۵ انجام گرفت و در این مدت حدود ۱۲۰ نمونه از واحدهای سنگی مختلف موجود در منطقه برداشت و پس از تهیه مقطع نازک میکروسکوپی، توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت و سپس از بین نمونه های مطالعه شده تعداد ۱۱ نمونه جهت انجام آنالیز های شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه ژئوشیمی Chemex-Als کانادا ارسال و به روش ICP-MS مورد تجزیه عناصر نادر خاکی قرار گرفت (جدول ۱). همچنین به منظور تشخیص کانی ها و به خصوص تعیین نوع کانی های رسی تعداد ۱۲ نمونه سنگی در آزمایشگاه کانی شناسی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور مورد آنالیز XRD قرار گرفت. در نهایت تلفیق اطلاعات و رسم نقشه ها با استفاده از نرم افزار COREL DRAW 13 و پردازش داده ها و بررسی های سنگ شناختی و ژئوشیمیایی، با نرم افزارهای EXCEL, IGPET, NEWPET, MINPET صورت گرفته است.

موقعیت زمین شناسی و پتروگرافی سنگ اصلی

منطقه اوج پلنگ در شمال خاور شهرستان کاشمر واقع شده و از لحظه تکتونیکی در خاور زون ایران مرکزی (زون تکنار) (Lindenberg & Jacobshagen 1983) شمال گسل درونه و در نقشه زمین شناسی ۱: ۱۰۰۰۰ فیض آباد قرار دارد. زون تکنار بوسیله دو گسل اصلی درونه در جنوب و گسل ریوش (تکنار) در شمال، که هر دو دارای روند تقریباً خاوری - باختری و با فعالیت تکتونیکی امتداد لغز می باشند، محدود شده است. گسل ریوش در باختر روتاستی درونه با گسل درونه



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه اوچ پلنگ (رازقی ۱۳۸۵). نمونه‌های برداشت شده با علامت ستاره سفید رنگ نشان داده شده اند.



شکل ۲: (الف) مقطع نازک گرانودیوریت‌های منطقه که در آن بلورهای پلازیوکلاز شدیداً تجزیه شده مشاهده می‌شود؛ (ب) بلورهای زونه پلازیوکلاز در آندزیت‌های منطقه در زمینه ریزدانه‌ای که در آن بلورهای کوارتز حفرات را پرکرده‌اند؛ (ج) تجزیه بلورهای پلازیوکلازها به اپیدوت و کانی‌های رسی و تجزیه کانی‌های فرومینیزین به کلریت در آندزیت‌های مورد مطالعه؛ (د) بافت پیروکلاستیک در توف‌ها که در آن بلور فلدسپار دگرسان شده با حاشیه آن خورده شده در زمینه ریز دانه دیده می‌شود. (Chl: کلریت، Ser: سریسیت، Plg: پلازیوکلاز، Qtz: کوارتز، Epi: اپیدوت، Clay minerals: کانیهای رسی، fld: فلدسپار).

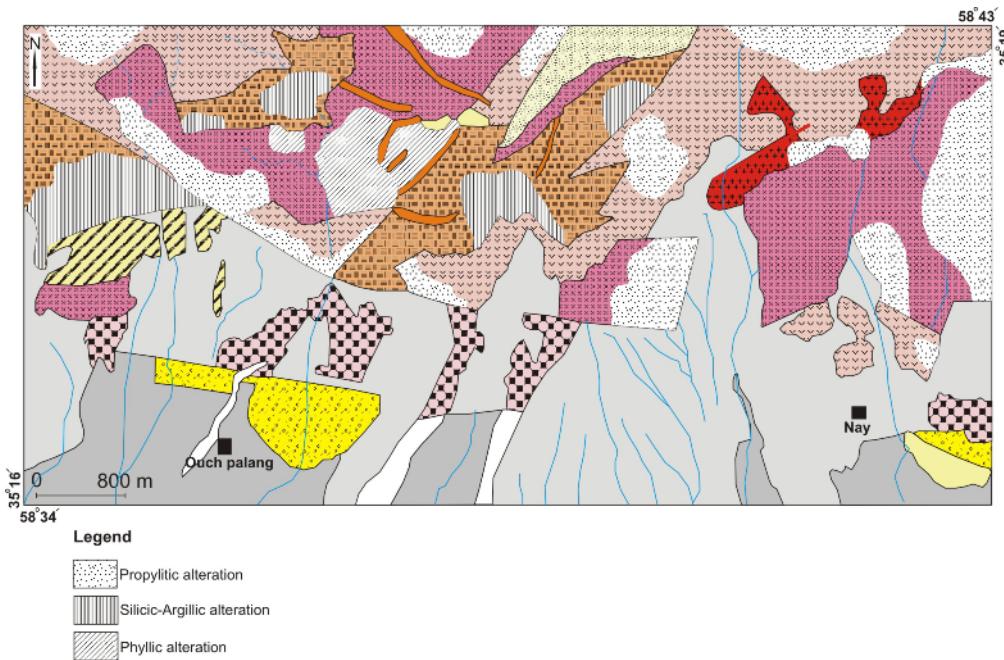
زائی موجود در منطقه بیشترین شباهت را با کاندزائی نوع اپیترمال دارد (رازقی ۱۳۸۵).

پتروگرافی و کانی شناسی زونهای دگرسانی

دگرسانی عبارتست از هرگونه تغییر در ترکیب شیمیایی، ترکیب کانی شناسی و تغییرات بافتی که تحت تاثیر و عملکرد فرایندهای فیزیکوشیمیایی و به ویژه فعالیت محلول‌های گرمابی رخ می‌دهد (Jackson & Bates 1987). با توجه به مطالعات صحرائی و بررسی بیش از ۱۰۰ مقطع نازک از نمونه‌های مختلف سنگ‌های محدوده مورد مطالعه، سه زون دگرسانی پروپیلیتی، فیلیک و سیلیسی - آرژیلیک شناسایی شده‌اند (شکل ۳).

مجموعه سنگ‌های پلوتونیک و ولکانیک به طور گسترده تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند و در جنوب باخته منطقه آثار کارهای شدادی نیز مشاهده می‌شود.

کانه‌زائی در این منطقه به صورت رگچه‌ای در سنگ‌های آندزیت و کوارتز آندزیت با بافت پورفیری رخ داده است. کوارتز کانی کانگ و کانیهای پیریت، هماتیت و کالکوپیریت کانه فلزی و مالاکیت، آزوریت و گوتیت کانی‌های حاصل از سوپرژن در منطقه هستند. با توجه خصوصیات سنگ میزبان (آندزیت و کوارتز آندزیت)، بافت و شکل کانه‌زائی (رگچه‌ای)، کانی‌های فلزی (کالکوپیریت، پیریت، هماتیت) و حضور آلتراسیون‌های سیلیسی - آرژیلیک، سریسیتی و پروپیلیتی کانه



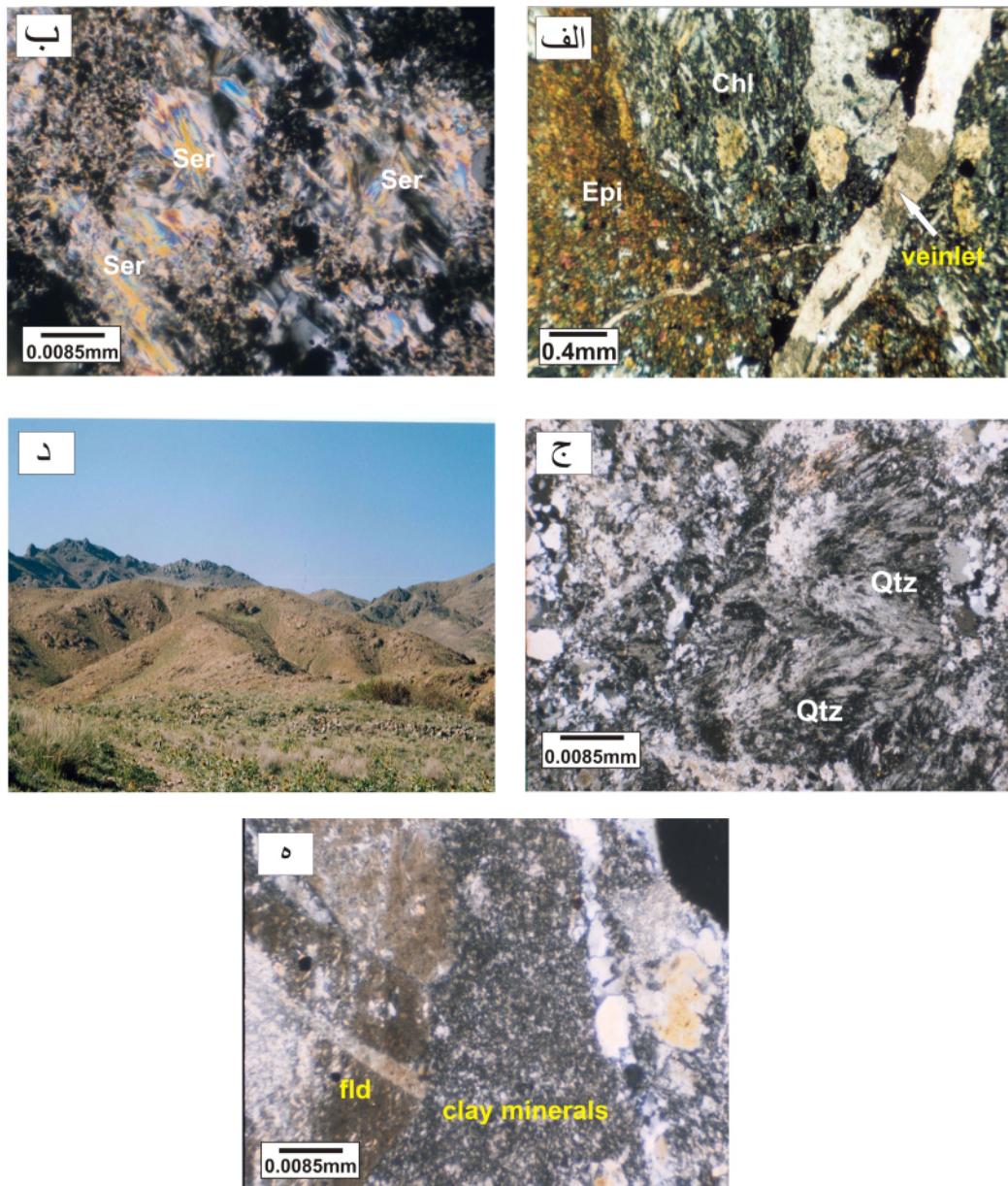
شکل ۳- نقشه آلتراسیون منطقه اوج پلنگ. علاوه مانند شکل ۱ می باشد.

اپیدوتی قابل تقسیم است. زیر زون کربناتی-کلریتی با مجموعه کانیایی کلریت، اپیدوت و رگچه‌های کربنات و زیر زون کلریتی-اپیدوتی با مجموعه کانیایی کلریت، اپیدوت و آلبیت مشخص می‌شود. دگرسانی پروپیلیتی ابتدا با کلریتی‌شدن کانی‌های فرومیزین (بیوتیت و آمفیبول) شروع شده و در بعضی مقاطع شدت دگرسانی به حدی است که کانی اولیه آن قابل تشخیص نمی‌باشد. کلریت به صورت پراکنده و پرکننده فضای خالی و نیز به صورت جانشینی کانی‌های فرومیزین دیده می‌شود. بیشترین حجم کلریت‌زایی مربوط به کانی‌های فرومیزین و به مقدار کمتر مربوط به پلازیوکلازها است. کلریت به رنگ‌های آبی (پنین) و سبز دیده می‌شود که نوع پنین فراوان تر است. پس از آن پلازیوکلازها از حواشی به اپیدوت تبدیل شده‌اند و در بعضی از مقاطع فنوکریستهای پلازیوکلاز به طور کامل

دگرسانی پروپیلیتی

دگرسانی پروپیلیتی عمدها با گسترش کانی‌های کلسیم و منیزیم‌دار جدید در سنگ‌های آذرین به صورت آرایش مجدد سازنده‌های اولیه سنگ شناخته می‌شود. دگرسانی پروپیلیتی در کوارتز- آندزیت، آندزیت، مونزوپیت و گرانوپیوریت‌های منطقه (شکل ۳) با سبز شدن رنگ عمومی سنگ‌ها در نمونه دستی و پیدایش رگه‌ها و رگچه‌های کربنات و تجزیه شدن فنوکریستهای پلازیوکلاز به اپیدوت مشخص می‌شود. مجموعه کانی‌شناسی این زون شامل کلریت، اپیدوت، کربنات و مقدار کم سریسیت و کانی‌های رسی است (شکل ۴-الف). کانی‌های فرعی در این زون شامل آپاتیت، اکسیدهای آهن و پیریت و مقدار کمی اسفن، زئولیت و کانی‌های رسی است. این زون بر اساس خصوصیات کانی‌شناسی به دو زون کربناتی-کلریتی و کلریتی-

کمتر آمفیبول دیده می شود. علاوه بر این، رگجه های اپیدوت به همراه کلسیت در بعضی از مقاطع قابل مشاهده است.



شکل ۴: (الف) اپیدوت و کلریت همراه با رگجه های کربنات در زون دگرسانی پروپیلیتی؛ (ب) بلورهای فلدسپار شدیداً سریسیتی شده در زون دگرسانی فیلیک؛ (ج) رشد اسفلولیتی کوارتز در زون دگرسانی سیلیسی-آرژیلیک در توف های مورد مطالعه؛ (د) نمایی از زون دگرسانی سیلیسی-آرژیلیک در حوالی روستای اوج-پلنگ ، دید به سمت شمال؛ (ه) جانشینی فلدسپار بوسیله کانی های رسی و پرشدگی حفرات بوسیله بلورهای کوارتز در زون دگرسانی سیلیسی - آرژیلیک. علامت مانند شکل ۳ است.

نامنظم و پراکنده در مرز بین دگرسانی آرژیلیک و پروپیلیتی مشاهده می شود (شکل ۳). سریسیت به صورت نامنظم و گاهی دانه های جهت یابی شده وجود دارد که غالباً از تجزیه پلازیوکلаз به وجود آمده است (شکل ۴- ب). علاوه این کانی به صورت جانشینی در کانی های فلزیک و در بعضی مقاطع به صورت پراکنده در زمینه سنگ دیده می شود. کوارتز ثانویه از کانی های دیگر این زون محسوب می شود که به طور پراکنده به صورت پرکننده فضای خالی دیده می شود. به نظر

دگرسانی فیلیک

دگرسانی فیلیک که به دگرسانی سریسیتی نیز معروف است، با مجموعه کانی شناسی کوارتز، سریسیت و پیریت شناخته می شود و عموماً حاوی کمی کلریت، ایلیت و روتویل نیز می باشد (Montoya & Hemley 1975). در منطقه مورد مطالعه این زون بصورت جایگزینی اغلب سیلیکات های اولیه توسط سریسیت، کوارتز و کانی های رسی در آندزیت ها و سنگ های ولکانوکلاستیک تشکیل گردیده و به طور

برای نرمالیزه کردن داده‌ها از مقادیر کندریت پیشنهادی سان و مکدوناف (1989) Sun & McDonough استفاده شده است (شکل ۵). از زیر زون کربناتی - کلریتی یک نمونه به همراه سه نمونه از سنگ دگرسان نشده مورد تجزیه ژئوشیمیایی قرار گرفته است که نتایج آن در جدول ۱ و شکل ۵ (الف) آورده شده است. به طور کلی REEs در این زون تهی شدگی نشان می‌دهند که از میان آنها LREEs تهی شدگی بیشتری نسبت به HREEs دارند (شکل ۵ الف). نسبت La/Yb در زون کربناتی - کلریتی برابر با $3/76$ و نسبت‌های La/Sm و Gd/Yb (به ترتیب برابر با $1/7$ و $1/6$) است که این نسبتها از مقادیر مشابه میانگین سنگ‌های دگرسان نشده (به ترتیب معادل $5/6$ ، $2/61$ ، $1/7$) کمتر بوده و نشان دهنده تفریق ضعیف REE در طی دگرسانی است (جدول ۱). در این زون Eu و Ce آنومالی خاصی نشان نمی‌دهند و مقدار Eu/Eu^* برابر با $0/17$ است که نشان دهنده ظرفیت $+3$ آن است.

از زیر زون کلریتی - اپیدوتی نیز 3 نمونه به همراه یک نمونه از سنگ‌های دگرسان نشده معادل آنها مورد تجزیه قرار گرفته که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است. بهنجار شدن این نمونه‌ها نسبت به کندریت نشان می‌دهد که به طور کلی تغییرات در خور توجهی در طی دگرسانی حاصل نشده است (شکل ۵ ب). نسبت La/Yb در این زون برابر با $1/5$ و نسبت‌های La/Sm و Gd/Yb به ترتیب برابر با $2/4$ و $1/4$ است که تقریباً برابر با میانگین سنگ‌های دگرسان نشده می‌باشد (به ترتیب معادل $5/6$ ، $2/61$ و $1/7$) و نشان دهنده عدم تفریق در REEs است. همچنین نسبت Eu/Eu^* برابر با $0/12$ است که کمتر از میانگین سنگ‌های دگرسان نشده ($=0/14$) بوده و نشان می‌دهد که مقداری از Eu به صورت یون دوظرفیتی رفتار کرده است. در زون فیلیک، در مقایسه با میانگین سنگ‌های دگرسان نشده، REEs به جزء Eu مقداری غنی شدگی نشان می‌دهند. نسبت Eu/Eu^* در زون فیلیک برابر با $0/08$ است که در مقایسه با میانگین سنگ‌های دگرسان نشده ($=0/14$) تهی شدگی نشان می‌دهد (شکل ۵ ج).

تعداد 2 نمونه از زون آرژیلیک به همراه 3 نمونه از سنگ‌های دگرسان نشده مورد تجزیه قرار گرفته است که نتایج آن در جدول ۱ و شکل (۵-د) آورده شده است. LREEs در این زون تقریباً غنی شدگی ولی HREEs رفتار متفاوتی نشان می‌دهند. نسبت La/Yb به طور میانگین در این زون برابر با $5/9$ و نسبت‌های La/Sm و Gd/Yb به ترتیب برابر با $2/8$ و $1/4$ است که تقریباً برابر با میانگین سنگ‌های دگرسان نشده $\{\text{La/Yb}, \text{La/Sm}\}_{\text{n}}$ و $\{\text{Gd/Yb}\}_{\text{n}}$ به ترتیب $5/6$ ، $2/61$ و $1/7$ بوده و نشان می‌دهد که در این زون مقداری غنی شدگی نسبت به نمونه کمتر دگرسان شده دیده می‌شود (جدول ۱). در این زون Eu برخلاف دیگر REEs تهی شدگی نشان می‌دهد و نسبت

محرسد که این کوارتزها توسط محلول‌های گرمابی و یا آزاد شدن سیلیس از کانی‌های سنگ میزبان به وجود آمده‌اند. کوارتزهای پراکنده در متن سنگ عموماً بی‌شکل یا نیمه شکل دار بوده و ممکن است در اثر تبلور مجدد کوارتز اولیه بوجود آمده باشند. بعلاوه این کانی به صورت رگه‌ها و همچنین رگچه‌های میلی‌متري در این زون دیده می‌شود که احتمالاً محصول محلولهای گرمابی غنی از SiO_2 هستند.

دگرسانی سیلیسی-آرژیلیک

دگرسانی سیلیسی - آرژیلیک با مجموعه کانی‌شناسی کوارتز و کانی‌های رسی بهمراه مقادیری سریسیت و کانی‌های کدر شناسایی می‌شود (Montoya & Hemley 1975). حاکم بودن برخی از شرایط فیزیکوشیمیایی بر محیط گاهی سبب همراهی دگرسانی سیلیسی با آرژیلیک می‌شود که در چنین حالتی، شرایط برای پایداری کانی‌های رسی در کنار کوارتز فراهم می‌باشد. دگرسانی سیلیسی به افزایش ثانوی مقدار کوارتز و یا سیلیس نهان بلور یعنی اپال یا چرت در یک سنگ گفته می‌شود.

مجموعه کانی‌شناسی زون آرژیلیک، شامل کانی‌های رسی با مقداری کوارتز، سریسیت، آلونیت، پیریت، تورمالین و توپاز می‌باشد. زون دگرسانی سیلیسی-آرژیلیک به صورت لکه ای (Patch) در شمال، شرق و غرب ناحیه مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۴ ج و د). این زون در سنگ‌های ولکانوکلاستیک و توفها گسترش زیادی دارد (شکل ۳) و تقریباً به صورت فراغیر دیده می‌شود، به طوری که کلیه فلدسپارهای سنگ به شدت دگرسان شده و به کانی‌های رسی (دیکیت، کائولینیت، هالوزیت و مونتموریونیت) تبدیل گردیده‌اند. کوارتز به صورت رگچه‌ای و به صورت پرکننده حفرات دیده می‌شود. بعلاوه این کانی به صورت رشد مجدد در زمینه سنگ و به حالت اسفوولیتی نیز دیده می‌شود. سنگ‌های این زون در نمونه دستی سفید رنگ بوده ولی در بعضی از مناطق به دلیل آغشته شدن به اکسیدهای آهن که در اثر دگرسانی پیریت بوجود آمده‌اند، به رنگ زرد دیده می‌شوند. کانی‌های رسی حاصل از دگرسانی در این منطقه به دو صورت پرکننده فضای خالی و جانشینی دیده می‌شود که نوع جانشینی غالب است. کانی‌های رسی جانشینی خود به دو صورت (۱) جانشین بلورهای آلکالی فلدسپار (شکل ۴ ه) و (۲) جانشین خمیره سنگ‌های آتشفشاری-آذرآواری دیده می‌شوند.

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

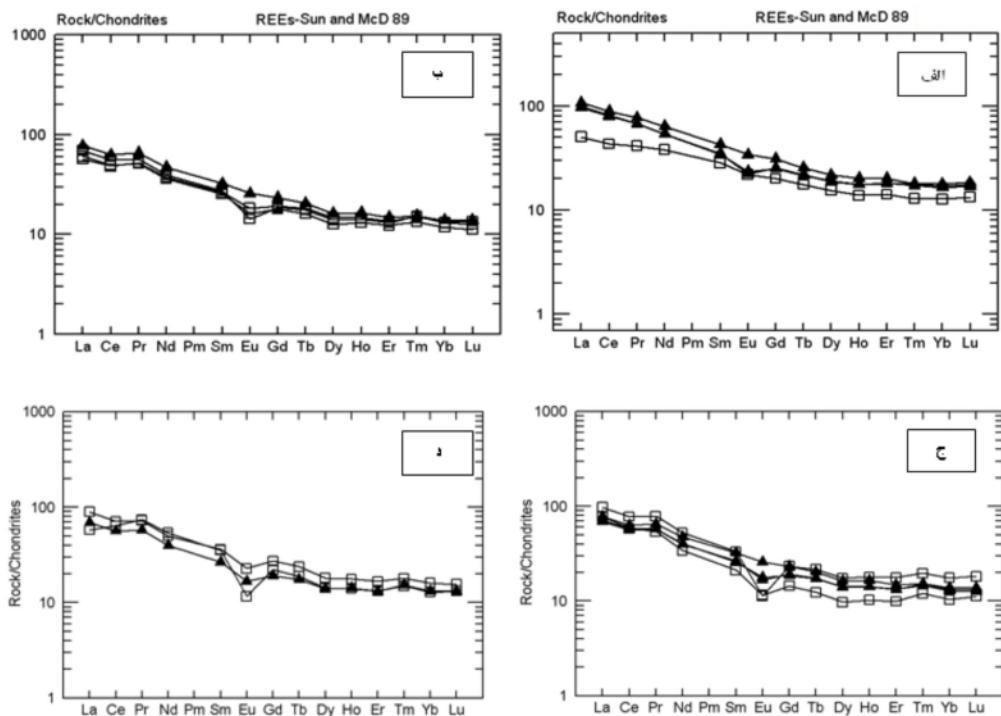
جهت بررسی تفریق REEs، نسبت La/Yb و همچنین جهت مطالعه تفریق LREEs و HREEs به ترتیب نسبت‌های La/Sm و $\text{Eu}/(\text{Sm})_{\text{n}}$ Eu/Eu^* محاسبه شده است. همچنین نسبت‌های $\text{Ce}/(\text{Gd})_{\text{n}}^{1/2}$ و Ce/Ce^* $\{\text{(Nd})^{0.333}, (\text{La})^{0.666}\}$ بمنظور مطالعه رفتار این دو عنصر در زون‌های مختلف مورد توجه قرار گرفته است.

یک نمونه از زون کوارتز- سریسیت، آنومالی مثبت Ce و نسبت Ce/Ce^* برابر با $1/14$ مشاهده می شود.

Eu/Eu^* برابر با $0/05$ است (جدول ۱). میانگین نسبت Ce/Ce^* در سنگ های دگرسان نشده ($0/27$) و در زون های دگرسان شده تغییر چندانی نشان نمی دهد ولی در یک نمونه از زون دگرسانی آرژیلیک و

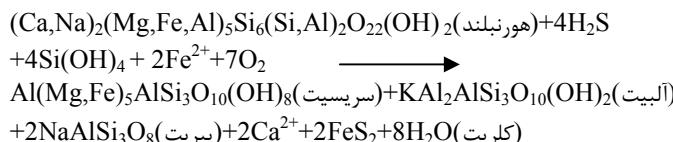
جدول (۱) غلظت عناصر نادر خاکی (بر حسب قسمت در میلیون) در زونهای دگرسانی گرمابی منطقه اوج پلنگ.

Elements	سیلیسی - آرژیلیتی		سریسیتی		بروپیلیتی		سنگ های دگرسان نشده				
	Ka22	Ka6	Ka509	Ka515	Ka34	Ka42	Ka70	Ka544	Ka67	Ka525	Ka535
La	29.60	19.20	25.70	32.40	12.00	20.00	22.90	18.90	22.90	23.50	25.60
Ce	61.20	55.20	50.50	67.50	26.60	43.00	48.60	41.70	15.40	18.30	9.40
Pr	8.16	8.31	6.06	8.80	3.95	5.78	6.38	5.86	6.43	6.46	7.35
Nd	31.50	33.90	21.60	33.30	17.80	22.70	24.90	23.70	25.10	25.30	29.80
Sm	7.38	7.19	4.30	6.75	4.34	5.15	5.54	5.33	5.39	5.25	6.57
Eu	1.76	0.90	0.89	0.87	1.28	1.25	1.10	1.41	1.29	1.36	1.98
Gd	7.52	6.13	3.99	6.44	4.15	4.95	5.12	5.31	5.27	5.15	6.44
Tb	1.12	0.89	0.58	1.02	0.66	0.76	0.83	0.85	0.82	0.81	0.96
Dy	6.23	4.87	3.34	5.96	3.94	4.32	4.79	5.02	4.81	4.87	5.54
Ho	1.24	0.98	0.72	1.26	0.79	0.92	1.00	1.03	1.00	1.00	1.15
Er	3.77	2.97	2.23	3.99	2.36	2.77	2.96	3.06	2.97	3.01	3.34
Tm	0.54	0.45	0.36	0.59	0.33	0.40	0.46	0.45	0.46	0.44	0.46
Yb	3.53	2.82	2.28	3.88	2.17	2.59	2.85	2.90	2.88	2.81	3.04
Lu	0.53	0.45	0.38	0.62	0.34	0.38	0.43	0.46	0.45	0.43	0.47
Ce/Ce*	0.98	1.15	1.01	1.00	0.94	1.00	1.00	0.99	0.32	0.37	0.17
Eu/Eu*	0.10	0.06	0.12	0.06	0.17	0.13	0.10	0.13	0.12	0.13	0.14
La/Yb	5.70	4.63	5.60	5.67	3.76	5.25	5.46	4.43	5.40	5.68	5.72
La/Sm	2.50	1.67	2.50	2.60	1.73	2.43	2.58	2.21	2.65	2.80	2.43
Gd/Yb	1.72	1.76	1.42	1.34	1.55	1.55	1.45	1.48	1.48	1.48	1.71

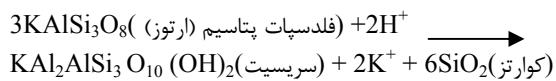


شکل ۵: نمودار نرمالیزه شده نسبت به کندریت (Sun & McDowell 1989) برای نمونه های منطقه مورد مطالعه؛ (الف) زون کربناتی - کلریتی؛ (ب) زون اپیدوتی - کلریتی؛ (ج) زون کوارتز - سریسیتی؛ (د) زون سیلیسی - آرژیلیک. (▲) سنگ های دگرسان نشده، (□) سنگ دگرسان شده.

بحث



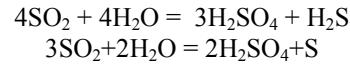
تغییرات در زون کربناتی - کلریتی را می‌توان به نسبت بالای سنگ به آب و وجود کمپلکس CO_3^{2-} در این زون نسبت داد. وجود رگچه‌های کربناتی در این زون نشان می‌دهد که REEs با CO_3^{2-} تشکیل کمپلکس داده و از محیط خارج شده‌اند. مطالعات وود (Wood 1990) نشان داد که تشکیل کمپلکس کربنات در pHهای پائین امکان پذیر نیست اما در pHهای بالاتر می‌تواند تحرک REE را کنترل کند. زون فیلیک در اثر هیدرولیز و دگرسانی سیلیکات‌های آلومینیم که تحت تاثیر محلول‌های غنی از سولفید و با pH اسیدی قرار می‌گیرند تشکیل می‌شود. نوع کانی‌های تولید شده در این زون به شدت هیدرولیز و مقاومت شیمیایی کانی‌های اولیه و دمای محلول بستگی دارد. به طور کلی سریسیتی‌شدن فلدوپارها در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد (Van middelaar & Keith 1990). از مهم‌ترین واکنش‌های تشکیل سریسیت، می‌توان به واکنش‌های زیر اشاره کرد (Titley & Bean 1981):



$$3NaAlSi_3O_8 + 2H^+ + K^+ \longrightarrow KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 3Na^+$$

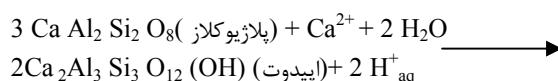
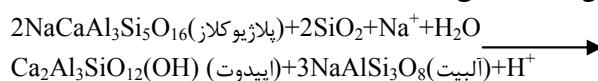
در شکل (۵-ج) نمودار نرماییز شده ۲ نمونه از زون فیلیک به همراه ۱ نمونه از سنگ‌های دگرسان نشده تصویر شده است. مطالعه رفتار REEs در این زون نشان می‌دهد که رابطه نزدیکی بین pH محلولها و تحرک REEs وجود دارد (Michard 1989; Lewis *et al.* 1997). این دگرسانی در شرایط pH اسیدی و فعالیت کمتر یون‌هایی Cl^- و F^- نسبت به زون فیلیک رخ می‌دهد. غنی شدگی REE در زون فیلیک را می‌توان به ناپایدارشدن بخشی از کمپلکس‌های حامل REEs نسبت داد که بعلت کاهش غلظت یون‌های کمپلکس در محلول و یا افزایش نسبی pH، باعث تنهشین شدن REEs در این زون می‌شود. فیلوسیلیکات‌ها و گوتیت می‌توانند به صورت جذب سطحی باعث غنی شدگیREE شوند که مطالعات آزمایشگاهی لوفور و همکاران (Laufer *et al.* 1984) و آجا (Aja 1998) روی کائولینیت و مطالعات کوپنکاستروپ و دکارلو (Koeppenkastrop & De Carlo 1992) روی گوتیت موید این مطلب و تاییدکننده این مهم می‌باشد که کانی‌های ثانویه می‌توانند رفتار REEs را کنترل نمایند (Fulignati *et al.* 1998). علاوه بر این وجود کانی گوتیت باعث غنی شدگی بیشتر REEs سبک نسبت به REEs سنگین نیز می‌شود.

در منطقه مورد مطالعه نفوذ گرانودیوریت، مونزونیت و کوارتز-مونزونیت به داخل آندزیت‌ها و سنگ‌های پیروکلاستیک منطقه باعث دگرسانی شدن آنها و تشکیل زونهای دگرسانی شده است. محلول‌های ماقمایی از عمق چندین کیلومتری شروع به حرکت نموده و در فشارهای کمتر از یک کیلوبار به دو فاز بخار (معمولًا حاوی SO_4^{2-} , H_2^+ , HCl, HF, CO_2) با چگالی کم و مایع با چگالی زیاد تفکیک می‌شوند (Pitzer & Pabalan 1986). فاز بخار تحرک بیشتری نسبت به فاز مایع دارد، زیرا چگالی و گرانزوی پایین‌تری داشته و به این دلیل به آسانی می‌تواند از میان درز و شکافهای سنگ‌ها عبور کرده و به سطح زمین نزدیک شود. هنگامی که این بخارات غنی از گاز با آب‌های زیرزمینی برخورد می‌کنند، گاز SO_2 طبق واکنش زیر به H_2S تبدیل می‌شود (Sakai & Mastsubaya 1977):



این واکنش باعث افزایش اسیدیتۀ محلول‌ها شده و این محلول‌های اسیدی باعث شسته‌شدن عناصر سنگ میزبان در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌شوند (Brimhall & Ghiorso 1983) که نتیجه آن دگرسانی سنگ دیواره و تشکیل زون‌های دگرسانی بخصوص زون دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک خواهد بود. مایع با شوری و چگالی بالا که حاوی فلزات نیز می‌باشد در قسمت‌های عمیق در تماس با توده نفوذی باقی می‌ماند ولی در اثر فشارهای لیتوستاتیک پائین و یا در ادامه بلوری شدن و انقباض توده نفوذی در امتداد شکستگی‌ها حرکت نموده و در ادامه صعود، تشکیل فاز بخار را می‌دهد. سرانجام فاز بخار با نزدیک شدن به سطح و کاهش دما و فشار به مایع تبدیل شده و نهایتاً با سرد شدن مایعات در دمای زیر ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد همراه با واکنش با سنگ دیواره باعث تشکیل کانه‌های فلزی در امتداد شکستگی‌ها می‌شود.

تشکیل کلریت ثانویه یا از دگرسانی کانی‌های مافیک موجود در سنگ و یا به‌واسطه ورود آهن و منیزیم به سنگ توسط محلول‌های گرمایی و یا وقوع این دو پدیده با هم ناشی می‌شود (Evans 1992). با توجه به شواهد پتروگرافی موجود احتمالاً واکنش پیشنهادی تایتلی و بین (Titley & Bean 1981) به قرار زیر در سنگ‌های آندزیت و کوارتز آندزیت این منطقه اتفاق افتاده است:



=1.25, Ca^{+2} = 1.12, , =1.26) Ca^{+2} , Sr^{+2} (Eu^{+2}) نمی‌تواند وارد ساختار سریسیت و یا (ایلیت) شود و در نتیجه دوباره انتقال یافته و باعث آنومالی منفی Eu^{+2} می‌شود. بزرگی این آنومالی بیشتر به وسیله Eh محیط کنترل می‌شود. Marsh (1991) با مطالعه نیمرخ هوازده دلریت‌های جنوب

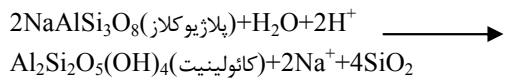
شرقی آفریقای جنوبی نشان داد که نسبت بالای Ce/Ce^* در شرایط اکسیداسیون بالا حاصل می‌شود. در این شرایط Ce به صورت CeO_2 پایدار بوده و در نتیجه Ce به همراه دیگر REEs در کانی‌های رسی تجمع پیدا می‌کند. مقدار بالای Ce/Ce^* در نمونه‌های آرژیلیتی در منطقه مورد مطالعه (Ka22-Ka6) می‌تواند بعلت اکسیداسیون سطحی باشد که Ce^{+3} به دلیل وجود اکسیژن سطحی به طور بخشی به Ce^{+4} اکسید شده و حالت پایدار داشته است.

نتیجه گیری

در منطقه مورد مطالعه سه زون دگرسانی پروپیلیتی، سیلیسی-آرژیلیک و فیلیک تشکیل شده است. زون دگرسانی پروپیلیتی با کانی‌های کلسیم و منیزیم‌دار شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت و آلیت مشخص می‌شود که اکسیدهای آهن، سریسیت، کائولینیت، مگنتیت و به ندرت پیریت نیز به مقدار جزئی آنرا همراهی می‌نمایند. در این زون REEs تهی شدگی نشان داده و LREEs نسبت به HREEs تفرقی حاصل کرده‌اند. اجزای اصلی زون دگرسانی سیلیسی-آرژیلیک کانی‌های رسی شامل دیکیت، کائولینیت، هالوزیت و مونتموریونیت، و سریسیت کانی فرعی آنرا تشکیل می‌دهد. مطالعه REEs در این زون نشان می‌دهد که باستثنای Eu، دیگر REEs غنی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند به دلیل جذب سطحی کانی‌های رسی باشد.

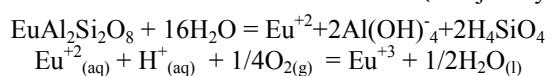
دگرسانی فیلیک با مجموعه کوارتز، سریسیت و پیریت مشخص می‌شود. REEs در این زون تقریباً غیرمحرك بوده ولی Eu منفی نشان می‌دهد که نشان‌دهنده دگرسان‌شدن پلاژیوکلازها و ظرفیت(+) این عنصر در این زون می‌باشد

فرابند سیلیسی‌شدن در محدوده گسترهای از تغییرات دما، pH و فشار بخارآب صورت می‌گیرد، ولی بیشتر شاخص محیط و سیالات اسیدی است. سیلیسی‌شدن در سنگهای آذرین از فلدسپارها شروع شده و رفته رفته سیلیس ممکن است جانشین تمام کانی‌های سازنده سنگ شود. به طور کلی، سیلیسی‌شدن از طریق اضافه شدن SiO_2 به سنگ توسط محلولهای ماقمایی و گرمابی و یا بالا رفتن مقدار سیلیس به دلیل انحلال تشکیل‌دهندهای سنگ میزان به وقوع می‌پیوندد. هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیم‌دار (محیط اسیدی) طبق واکنش‌های زیر موجب تشکیل کانی‌های رسی از جمله کائولینیت می‌شود (Montoya & Hemley 1975):



به اعتقاد هملی و هانت (Hemley & Hunt 1992) صعود بخارات حاصل از سردشدن توده‌های نفوذی که در طول سرد شدن سریع اسیدیتیه آنها به طور فزاپندهای افزایش یافته است و برخورد این بخارات (حاوی HCl و HF و SO_2) با آبهای جوی سرد عامل شسته‌شدن سنگ‌های اطراف و تشکیل زون دگرسانی آرژیلیک می‌باشد. برای تشکیل این زون در سنگ‌های آذرین سری مگنتیتی در شرایط اکسیدی، وجود HCl و HF در محلول‌های صعود‌کننده حائز اهمیت است، ولی در سیستم‌هایی با شرایط احیایی و سنگ‌های آذرین سری ایلمنیت وجود H_2S حائز اهمیت بیشتری است (Giggenbach 1977).

به طور تئوری Eu در ساختار پلاژیوکلازها وجود دارد و به صورت Eu^{+2} در محلولهای گرمابی آزاد می‌شود و در شرایط اکسیدی و دما و فشار پائین، طبق واکنش زیر به حالت سه ظرفیتی اکسیده می‌شود (Sverjensky 1984)



آلدرتون و همکاران (Alderton et al. 1980) رفتار Eu را در طی دگرسانی سوپرژن مطالعه و نشان دادند که در طی سریسیتی‌شدن پلاژیوکلازها و آلکالی فلدسپارها Eu کاهش می‌یابد. آنها پیشنهاد کردند که Eu^{+2} آزاد شده از فلدسپارها در محلول‌های هیدروترمالی به

منابع:

- بهروزی، ا. ۱۳۶۶. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی فیض آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافاتمعدنی کشور.
رازقی، م. ر. ۱۳۸۵. بررسی آلتراسیون توده‌های نفوذی و ولکانیکی منطقه قوج پلنگ (شمال شرق کاشمر) با نگرشی به کانه‌زائی مس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران، ۱۶۲ صفحه.
شانی، ح. ۱۳۶۶. پیجوبی فسفات در مناطق ازبکوه و کاشمر، گزارش سازمان زمین شناسی و اکتشافاتمعدنی کل کشور.
شریفی‌مقدم، ص. ۱۳۷۹. پترولوزی سنگهای آذرین و پتروزئن گرانیت‌های ازغند (شمال شرق کاشمر)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

- کریمپور، م. ح؛ مظلومی، ع. ر. ۱۳۷۷. خاستگاه و پتانسیل طلا در منطقه اکتشافی کوه زر، فصلنامه علوم زمین، ۲۸-۲۷، ۲-۱۳.
- Aja, S.U., 1998. The sorption of the rare earth element, Nd, onto kaolinite at 25°C. *Clays Clay Minerals.* **46:** 103-109.
- Alderton, D.H.M., Pearce, J.A., Potts, P.J., 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southwest England. *Earth Planet Sci. Lett.* **49:** 149-165.
- Arribas, A. Jr., Cunningham, C.G., Rytuba, J.J., Rye, R.O., Kelly, W.C., Podwisocki, M.H., McKee, E.H., Tosdal, R.M., 1995. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. *Econ. Geol* **90:** 795-822.
- Brimhall, G.H. & Ghiorso, M.S., 1983. Origin and ore-forming consequence of the advance argillic alteration process in hypogene environments by magmatic gas contamination of meteoric fluids. *economic geology.* **78:** 73-90.
- Cox, K.G. & Bell, J. D. & Pandhurst, R.G., 1979. The interpretation of igneous rocks: London, George Allen 8 unwin, 450p.
- Evans, A.M., 1992. Ore geology and industrial minerals: Bleck well –sci, Pub., 390p.
- Fulignati, P. & Gioncada, A. & Sbrana, A., 1998. 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:** 325-342.
- Giggenbach, W.F. 1977. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal ore deposits, 3rd end. John Wiley, New York, pp 737- 796.
- Gioncada, A., Sbrana, A., Teklematiam, M., 1995. Hydrothermal alteration and fluid inclusion in the Vulcano geothermal wells (Italy). Proceeding of the World Geothermal Congress, International Geothermal Association, 18- 21 May 1995, Florence, 2, 1099- 1104.
- Haas, J.R., Shock, E.L., Sassani, D.C., 1995. 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:** 4329-4350.
- Hemley, J.J., Hunt, J.P., 1992. Hydrothermal ore-forming processing in the light of studies in rock-buffered systems II, some general geological applications. *Econ Geol.* **87:** 23-43.
- Hopf, S., 1993. Behaviour of rare earth elements in geothermal systems of New Zealand. *J. Geochem. Explor.* **47:** 333-357.
- Keller, J., 1980. The island of Vulcano. *Rend. Soc. It. Miner. Petr* **36:** 369-414.
- Jackson, J. A., and Bates, R. L., 1987. Glossary of Geology, American Geological Institute, Alexandria, Virginia, pp788.
- Koeppenkastrop, D., De Carlo, E.H., 1992. Sorption of rare-earth elements from seawater onto synthetic mineral particles: an experimental approach. *Chem. Geol.* **95:** 251-263.
- Laufer, F., Yariv, S., Steinberg, M., 1984. The adsorption of quadrivalent cerium by kaolinite. *Clay Minerals.* **19:** 137-149.
- Lewis, A.J., Palmer, M.R., Sturchio, N.C., Kemp, A.J., 1997. The rare earth element geochemistry of acid-sulfate and acid sulfate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61:** 695-706.
- Lindenberg, H.G., Jacobshagen, V., 1983. Post - Paleozoic geology of taknar zone and adjacent areas. *GSI , rep.* **51:** 145- 163 .
- Marsh, J.S., 1991. REE fractionation and Ce anomalies in weathered Karoo dolerite. *Chem. Geol.* **90:** 189-194.
- Michard, A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluid. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53:** 745-750.
- Michard, A., Albarede, F., 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. *Chem. Geol.* **55:** 51-60.
- Montoya, J. W., and Hemley, J. J., 1975. Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions: *Econ Geol.* **70:** 577-594.
- Palacios, C.M., Hein, U.F., Dulski, P., 1986. Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile, Earth planet. *Sci. Lett.* **80:** 208-216.
- Pitzer, K.S.,Pabalan, R. T., 1986- Thermodynamics of NaCl in steam: *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50:** 1445- 1454.
- Sakai, H., Mastsubaya, O., 1977. Stable isotopic of Japanese geothermal system: *Geothermic.* **5:** 97-124.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Geological society of London, spec.pub.* **42:** 313- 345.
- Sverjensky, D. M., 1984. Europium redox equilibrium in aqueous solutions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67:** 70-78.
- Taylor, R.P., Fryer, B.J., 1980. 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:** 901-926.
- Titley, S.R. and Bean, R.F., 1981- Porphyry copper deposits. *Economic geology.* **75:** 214-269.
- Van middelaar, W.T., Keith, J.D., 1990. Mica chemistry as an indicator of oxygen and halogen fugacities in the Can Tung and other W-related garnitoids in the North American cordillera. *Ore bearing granite system* , pp 205- 220.
- Wood, S.A., 1990. The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapour pressure. *Chem. Geol.* **88:** 99-125.