

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر اصلی و جزئی پهنه دگرسانی آرژیلیک محدوده کمر، شمال باختر ایران

ربابه معصومی^{۱*}، یوسف رحیم سوری^۲، حمایت جمالی^۳ و علی عابدینی^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۴ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۱۷

چکیده

عملکرد فرایندهای دگرسانی بر توف‌های انوسن در محدوده کمر (جنوب استان اردبیل، پهنه طارم- هشتجین) موجب تشکیل زون دگرسانی آرژیلیک گسترده‌ای شده است. هدف از این مطالعه، تعیین عوامل کنترل‌کننده دگرسانی آرژیلیک با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی و شاخص‌های شیمیایی دگرسانی است. کانی‌های کوارتز، کائولینیت، مسکوویت (از نوع سریست)، روتیل، آاناتاز، ایلیت، دیاسپور، آلونیت، آلپیت، کلینوکلر، جاروسیت، ژپیس، پیریت، اورتوکلاز و دولومیت، کانی‌های زون آرژیلیک هستند. کانی‌سازی سولفیدی شامل پیریت (به طور غالب)، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، گالن و اسفالریت می‌باشد. شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) از ۵۱/۵۵ تا ۷۴/۳ درصد و شاخص کانی‌شناسی دگرسانی (MI) از ۸/۲۲ تا ۴۸/۳ درصد در تغییر می‌باشد که بیانگر شدت دگرسانی حدواسط تا بالای کانی‌های فلدسپار است. مقدار شاخص مافیک دگرسانی ($MIA_{(O)}$) نیز از ۵۵/۸۸ تا ۸۷/۴۸ درصد در تغییر بوده و نشان‌دهنده دگرسانی کانی‌های فرومنیزین (پروکسن و آمفیبول) موجود در توف‌ها می‌باشد. مسیر دگرسانی کانی‌ها در نمودار شاخص دگرسانی ایشی کاوا (AI) در برابر شاخص پیریت-کربنات-کلریت (CCPI)، کلریت-پیریت-سریست است. اکسیدهای اصلی $Na_2O < CaO < FeO < MgO < Al_2O_3$ با تغییر جرم منفی، K_2O تغییر جرم منفی و مثبت، P_2O_5 و MnO بدون تغییر جرم و SO_3 غنی شده است. استرانسیم (Sr) بیشترین تهی‌شدگی، Y تهی‌شدگی، Co ، Ni ، Zr ، Sb ، Sc ، Au ، Cu تهی‌شدگی بیشتر عناصر و از جمله برخی عناصر نامتحرک (Al ، V ، Y ، Zr)، $LREEs$ ، حضور کانی‌های نشان‌دهنده pH اسیدی مانند جاروسیت و آلونیت و کانی‌های حرارت بالا مانند روتیل و آاناتاز، وجود کوارتز حفره‌ای در برخی مناطق دگرسان شده و غنی‌شدگی همزمان As ، Sb و Mo در زون دگرسان شده آرژیلیکی کمر، دارای مشابهت‌هایی با دگرسانی‌های سیال داغ کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: زمین‌شیمی، دگرسانی آرژیلیک، شاخص‌های زمین‌شیمیایی، تغییرات جرم، محدوده کمر، پهنه طارم-هشتجین.

* نویسنده مسئول: ربابه معصومی

E-mail: robabe.masoomi@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

کمر بند فلزایی طارم- هشتجین یکی از ایالت‌های فلزایی مهم در ایران به شمار می‌آید (حاج‌علی‌لو، ۱۳۷۸). در این کمر بند، نفوذ توده‌های آذرین درونی به سن الیگوسن و با ماهیت شوشنیتی و کالک‌آلکال به درون سنگ‌های آتشفشانی انوسن سبب رخداد دگرسانی‌های گسترده و کانه‌زایی‌های فلزی مختلف از جمله ذخایر متعدد طلا و نقره و فلزات پایه اپی‌ترمال از نوع سولفیداسیون پایین تا بالا (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۵؛ Mikaeili et al., 2018; Kuhestani et al., 2017) و کانسارهای متعدد آپاتیت-اکسید آهن شده است (Nabatian et al., 2013). محدوده کمر در ۱۰ کیلومتری جنوب شهرستان هشتجین (استان اردبیل) واقع شده و بخشی از کمر بند فلزایی طارم- هشتجین می‌باشد. در این محدوده، پهنه‌های دگرسانی گسترده و بی‌هنجاری‌هایی از عناصر مس، طلا، سرب و روی گزارش شده است (حاج‌علی‌لو، ۱۳۷۸؛ مؤید، ۱۳۸۰). کارهای اکتشافی و نقشه‌های زمین‌شناسی-معدنی محدوده مورد مطالعه توسط شرکت مشاوران زرآزما و پارس‌پی‌آزما (زیر نظر شرکت ایمیدرو) صورت پذیرفته است. ویژگی‌های زمین‌شیمی پهنه‌های دگرسانی مرتبط با کانی‌سازی‌های فلزی در محدوده کمر که موضوع پژوهش حاضر می‌باشد، مورد مطالعه دقیق قرار نگرفته است. بررسی‌های صحرایی و نقشه‌های زمین‌شناسی تهیه شده، نشان می‌دهد که فرایندهای دگرسانی در محدوده روستای کمر از گسترش نسبتاً بالایی برخوردار است. دگرسانی‌های رخنمون یافته در این محدوده شامل دگرسانی‌های آرژیلیک، فیلیک و به مقدار جزئی پروپیلیتیک می‌باشند، که در این میان، دگرسانی آرژیلیک از توسعه بیشتری برخوردار بوده و در توف‌ها و سنگ‌های آتشفشانی انوسن رخ داده است.

در مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی، بررسی زون‌های دگرسانی، نقش بسیار مهمی در تعیین نوع کانسار و میزان اهمیت کانه‌سازی دارند. بخشی از مطالعات زون‌های دگرسانی، با بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی در ارتباط است. محاسبه شاخص‌های دگرسانی و تغییرات جرم عناصر و تلفیق نتایج حاصل از این دو، بخشی از مطالعات ژئوشیمیایی هستند که در کنار مطالعات کانی‌شناسی، می‌توانند در تعیین فرایندهایی که بر دگرسانی و احتمالاً کانی‌سازی مؤثر بوده‌اند، کمک کنند. در محدوده کمر مطالعه جامع زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی بر روی دگرسانی آرژیلیک صورت نگرفته است، از این‌رو، در این مطالعه سعی شده است که از طریق مطالعات کانی‌شناسی همچون بررسی مقاطع نازک و تعیین کانی‌های دگرسانی با استفاده از آنالیزهای XRD از یک سو و انجام محاسبات کمی همچون شاخص‌های دگرسانی و بررسی تغییرات تعادل جرم (Mass balance) از سویی دیگر، رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و جزئی مورد بررسی قرار بگیرند و بر اساس نتایج به‌دست آمده، عوامل کنترل‌کننده بر دگرسانی آرژیلیک تا حدودی مشخص شوند.

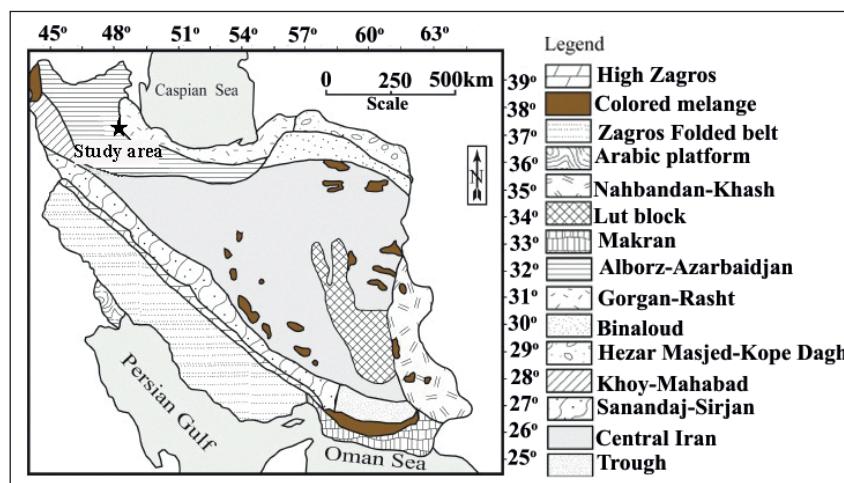
۲- زمین‌شناسی

از نظر تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، محدوده کمر در پهنه البرز-آذربایجان قرار دارد (شکل ۱). بر پایه مشاهدات صحرایی، سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی به سن انوسن و الیگوسن مهم‌ترین واحدهای سنگی در این محدوده می‌باشند. واحد توف خاکستری روشن تا سبز نازک لایه با میان‌لایه‌های آتشفشانی (Et2) بیشتر مساحت محدوده مطالعاتی را در بر گرفته و میزبان دگرسانی‌های گسترده

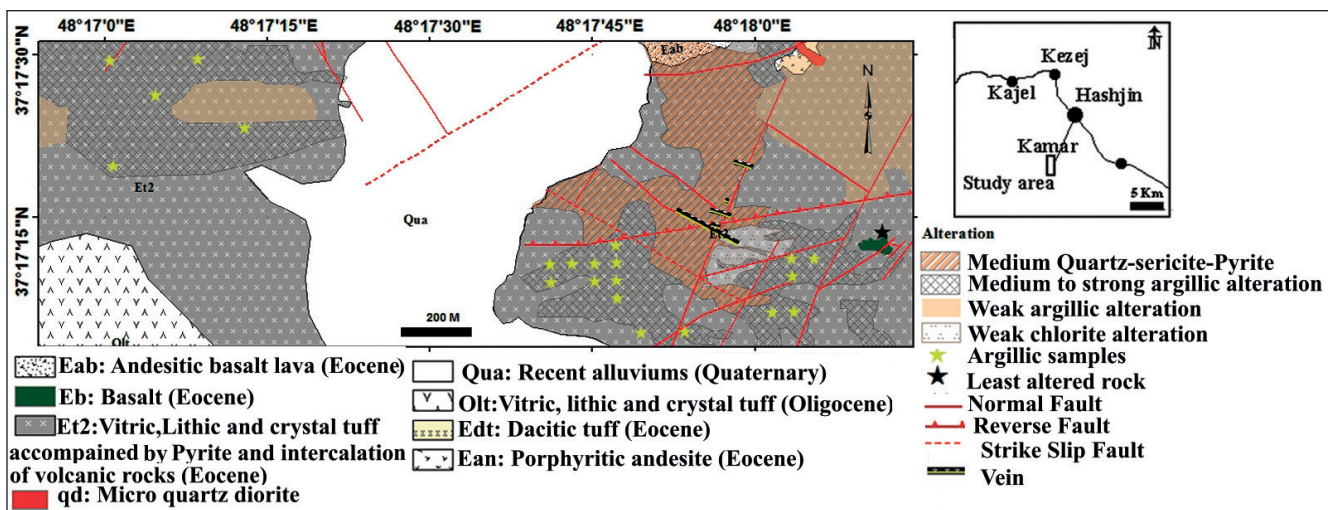
ناهمگن و غیریکنواخت تزریق شده‌اند. توده‌های نیمه‌عمیق به صورت استوک، دایک و آپوفیز دیده می‌شوند. میکروکوارتز دیوریت (واحد qd) و گرانیت از جمله توده‌های نیمه‌عمیق هستند که در داخل واحد توف انوسن نفوذ کرده‌اند. توده میکروکوارتز دیوریت تحت تأثیر محلول‌های گرمایی دچار دگرسانی شده است و در محل کنتاکت آن با واحد میزبان (توف انوسن) زون رگه و رگچه‌ای از کانی‌های کوارتز-مگنتیت-پیریت را تشکیل داده است. فرایندهای دگرسانی در محدوده از گسترش وسیعی برخوردار بوده و تنوع بالایی دارند. این دگرسانی‌ها شامل آرژیلیک ضعیف تا شدید، کلریتی-اپیدوتی (پروپیلیتیک)، کوارتز-سریسیت-پیریت (فیلیک)، سیلیسی و اکسید آهن هستند. فرایند دگرسانی در محدوده کمر تقریباً در تمام واحدهای سنگی قابل مشاهده است.

محدوده کمر از لحاظ ساختارهای خطی نیز متنوع بوده و سیستم گسل خوردگی وسیعی در آن گسترش یافته است. در این محدوده گسل‌ها دارای سازوکار متفاوتی هستند. این ساز و کار شامل گسل‌های امتداد لغز، عادی و معکوس بوده که با روندهای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و در مواردی شمال‌خاوری-جنوب‌باختری در محدوده گسترش یافته‌اند (شکل ۲).

و نیز زون‌های محدود کانی‌سازی است. در بیشتر گستره این واحد پیریت‌زایی به صورت پراکنده در متن سنگ و نیز کمتر به صورت رگچه‌ای دیده می‌شود و در برخی نقاط، آثار اکسیدشدگی پیریت‌ها مشاهده می‌شود. واحدهایی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت (واحد Eb) و آندزیت بازالتی (Eab)، با تناوبی نامنظم در برخی قسمت‌های این واحد توفی وجود دارند که در مواقعی به دلیل چیرگی واحد آتشفشانی نسبت به واحد آذرآواری به عنوان واحد جداگانه‌ای در نظر گرفته شده‌اند. ترکیب واحد توف خاکستری بین آندزیت تا داسیت در نوسان است. واحد سنگی الیگوسن (واحد Olt) را لیتیک کریستال توف خاکستری تا سبز رنگ تشکیل داده که ستبرای بالایی دارد و بخش‌های گسترده‌ای را در باختر محدوده در بر گرفته است. این واحد با ناپیوستگی ناهم شیب بر روی توف‌های انوسن قرار گرفته است. واحد توف الیگوسن تقریباً تحت تأثیر دگرسانی خاصی قرار نگرفته است و آثاری از کانی‌سازی و یا شواهد مرتبط با کانی‌سازی در آن مشاهده نمی‌شود. آبرفت‌های عهد حاضر که جوان‌ترین تشکیلات سنگی منطقه می‌باشند (واحد Qua)، در نتیجه عبور رودخانه قزل اوزن در طول محدوده مطالعاتی کمر گسترش یافته‌اند. در این محدوده، توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق با ابعاد و اشکال متفاوت و به صورت



شکل ۱- موقعیت پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نوی، ۱۳۵۵) و محل محدوده مورد مطالعه (ستاره مشکی).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده کمر که در آن موقعیت پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک نسبت به واحدهای سنگی حاضر مشخص شده است (بر گرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ تهیه شده توسط شرکت پارس پی‌آرما، ۱۳۹۶ با اندکی تغییر).

۳- روش مطالعه

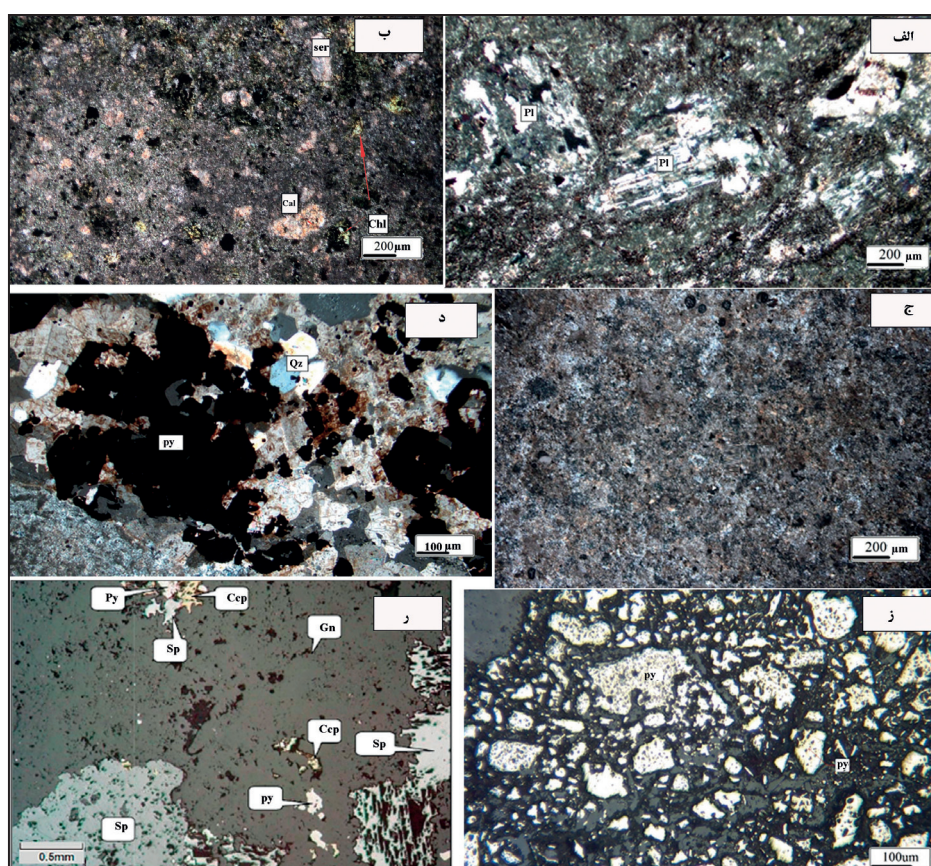
بررسی‌های موضوع این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در بخش صحرایی، پیمایش‌هایی به منظور شناخت واحدهای سنگی مختلف در منطقه، چگونگی گسترش پهنه‌های دگرسانی و نوع کانی‌سازی‌های فلزی شکل گرفته، انجام و نمونه‌برداری مربوطه صورت گرفته است. در بخش آزمایشگاهی، ترکیب سنگ‌های آذرین مرتبط با دگرسانی آرژلیک و کانی‌سازی رگه-رگچه‌ای، با مطالعه مقاطع نازک، صیقلی و نازک-صیقلی توسط میکروسکوپ نوری دو منظوره انجام شده است. جهت تعیین فازهای کانیایی نامشخص، چهار نمونه به روش پراش پرتو ایکس (XRD) با دستگاه فیلیپس مدل Xpert Pro در شرایط $K\alpha$ Co (A) (1/789010)، در شرکت فراوری مواد معدنی ایران مورد آنالیز قرار گرفته است. در ادامه به منظور بررسی تغییرات عناصر اصلی و جزئی در طول دگرسانی، تعداد ۲۲ نمونه از واحد توف خاکستری روشن تا سبز نازک لایه (واحد Et2) برداشت شده و در آزمایشگاه شرکت فراوری مواد معدنی ایران به روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) و جهت اندازه‌گیری عنصر Au به روش غال‌گذاری (Fire assay) که شامل مراحل ذوب، کوپولاسیون، جدایش و خوانش توسط دستگاه جذب اتمی است، مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند. حد آشکار سازی در روش ICP-MS برای عناصر اصلی Al, Ca, Fe, Mg, Na, P, Ti و S و ۰/۱

درصد وزنی (wt%) و برای عناصر فرعی و جزئی Mn, Co, Cr, Nb, Nd, Ni, Sc, Sr, Sb, Cu, Mo, Sn, Zn, V, La, Ce, Y ۵ ppm, Zr ۱ppb، برای Au ۱ppm، و عنصر As با حد فوقانی کمتر از ۱۰۰۰ ppm بوده است.

۴- بحث

۴-۱. سنگ‌نگاری، کانه‌زایی، دگرسانی و تعیین ترکیب اولیه لیتیک کریستال توف‌ها

در محدوده کمر، گسترده‌ترین واحد، توف‌های با سن ائوسن می‌باشند. این واحد، لیتیک-کریستال توف‌هایی هستند که در بخش‌هایی دارای لایه‌هایی از گدازه آندزیت بازالتی و بازالت به طور متناوب هستند. این توف‌ها حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن، اورتوکلاز، کوارتز و کانی‌های ثانویه می‌باشند. پلاژیوکلازها به دو صورت درشت‌بلور و ریزبلور (در زمینه) دیده می‌شوند. بلورهای درشت پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، کلریت، سریسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. کانی آمفیبول نیز به کانی کلریت تجزیه شده است. کوارتزها به صورت اولیه و ریزبلور در زمینه و به صورت ثانویه و پرکننده فضای خالی شکل گرفته‌اند. بر اساس مطالعه سنگ‌نگاری، این توف‌ها دارای ترکیب آندزیتی تا داسیتی هستند (شکل ۳).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از توف‌ها و رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی محدوده کمر: (الف) مقطع نازک از کریستال ویتریک توف داسیتی با بافت پورفیری، (ب) مقطع نازک از کریستال توف آندزیتی با بافت پورفیری که در آن سریسیت از دگرسانی پلاژیوکلازها و کلریت از تجزیه آمفیبول شکل گرفته است، (ج) ویتریک توف کاملاً دگرسان شده ریزدانه، (د) مقطع نازک توف دگرسان شده با کانی‌های اپاک (پیریت) به صورت فضا پرکن، (ز) مقطع صیقلی از توف با پیریت‌های افشان، (ر) کانی‌سازی اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت در یک رگه سیلیسی. علائم اختصاری کانی‌ها (Pl=پلاژیوکلاز، Cal=کلسیت، Gn=گالن، Ccp=کالکوپیریت، Py=پیریت، Sp=اسفالریت، Ser=سریسیت، Chl=کلریت) (Whitney and Evans, 2010).

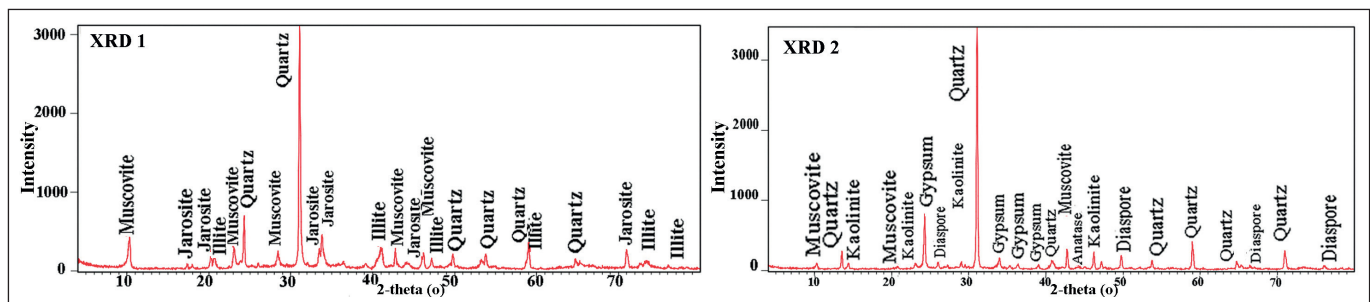
فلزی خاصی بوده و تنها دارای پیریت به شکل پراکنده در متن سنگ و یا به صورت رگچه‌ای می‌باشند (شکل ۳-د-ز).

- دگرسانی: بر پایه مشاهدات صحرایی، دگرسانی آرژلیک متوسط تا شدید، دگرسانی چیره می‌باشد. این دگرسانی با نمودی سفید و روشن رنگ و گاه کرم تا قهوه‌ای در واحدهای توفی و آندزی بازالت‌ها و بازالت‌های اتوسن رخ داده است (شکل ۲ و شکل ۴-الف و ب). بخش‌های با دگرسانی آرژلیک متوسط تا شدید به علت نرم‌فرا بودن، ریخت‌شناسی ملایم‌تری نسبت به سنگ‌های اطراف خود دارند. نتایج XRD نمونه‌های توف دگرسان‌شده، کانی‌های کوارتز، کائولینیت، مسکوویت (از نوع سریست)، روتیل، آاناتاز، ایلیت، دیاسپور، آلونیت، آلیت، کلینوکلر، جاروسیت، ژپس، پیریت، اورتوکلاز و دولومیت را برای پهنه دگرسانی آرژلیک مشخص ساخته است (جدول ۱ و شکل ۵).

- کانه‌زایی: به‌طور کلی در محدوده کمر کانی‌سازی غالب به صورت پیریت (که اغلب به هماتیت و گوتیت دگرسان شده) رخ داده است که در بخش‌هایی به صورت جزئی، کانی‌های مگنتیت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، گالن و اسفالریت، پیریت را همراهی کرده‌اند. پیریت به صورت بلورهای خودشکل و بافت افشان در متن سنگ میزبان و نیز به شکل رگه و رگچه‌ای و پراکنده درزه‌ها و حفرات دیده می‌شود. رگه‌های کانه‌دار، رگه‌های کوارتز و کلسیتی با روند عمومی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و خاوری-باختری هستند و عمدتاً در واحد توف اتوسن و همراه با دگرسانی کوارتز-پیریت-سریست حضور دارند. تعدادی از این رگه‌ها (رگه‌های سیلیسی-برشی) بارور بوده (در جنوب باختر روستای کمر) و دارای پاراژنز پیریت-کالکوپیریت-گالن و اسفالریت هستند. سایر رگه‌ها فاقد کانی‌سازی



شکل ۴-الف) نمایی از دگرسانی آرژلیک، ب) تصویر نمونه دستی کوارتز حفره‌ای در پهنه دگرسانی آرژلیک.



شکل ۵-الگو و نتایج تجزیه XRD دو نمونه از پهنه دگرسانی آرژلیک محدوده کمر.

جدول ۱- نتایج پراش پرتو X (XRD) برای نمونه‌های مورد مطالعه از پهنه دگرسانی آرژلیک محدوده کمر.

شماره نمونه	فازهای کانیاپی اصلی	فازهای کانیاپی فرعی
XRD1	کوارتز	مسکوویت، جاروسیت، ایلیت
XRD2	کوارتز	مسکوویت، ژپس، کائولینیت، دیاسپور، آاناتاز
XRD3	کوارتز	ژپس، آلیت، کلینوکلر، ایلیت، اورتوکلاز
XRD4	کوارتز	مسکوویت، ژپس، کائولینیت، دولومیت، پیریت

بیشترین مقدار برای هر دو شاخص CIA و MI را نشان می‌دهند و گویای تغییرات حدواسط تا نسبتاً بالای کانی‌شناختی و دگرسانی در پهنه دگرسانی آرژلیک محدوده کمر می‌باشند.

استفاده از شاخص شیمیایی دگرسانی به همراه نمودار A-CN-K (Nesbitt and Young, 1984; Nesbitt, 1992) می‌تواند در تعیین مسیر دگرسانی کانی‌ها و سنگ‌های مختلف بسیار مفید باشد. بر اساس این نمودار با افزایش شدت دگرسانی، مسیر دگرسانی کانی‌ها در محدوده کمر از سمت پلاژیوکلاز به سمت مسکویت-ایلپت و اسمکتیت تمایل پیدا کرده است (شکل ۶).

– **شاخص دگرسانی ایشی‌کاوا (AI) و پیرت-کربنات-کلریت (CCPI):** شاخص دگرسانی ایشی‌کاوا (AI) که به شاخص دگرسانی سریست و کلریت نیز معروف است (Ishikawa and Swaguchi, 1976) و شاخص CCPI (پیرت-کربنات - کلریت) (Larg et al., 2001) طبق روابط زیر و بر اساس درصد وزنی (wt%) اکسیدها محاسبه می‌شوند:

$$AI = 100 \times (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$$

$$CCPI = 100 \times (FeO_{(total)} + MgO) / (FeO_{(total)} + MgO + Na_2O + CaO)$$

مقادیر به دست آمده از معادلات شاخص‌های دگرسانی AI و CCPI تابع طبیعت سنگ مادر اولیه بوده و در نتیجه دگرسانی‌های مختلف، تغییر خواهد کرد. برای مثال مقدار شاخص AI در نتیجه دگرسانی سریستی، کلریتی و متاسوماتیسم کلسیم مقادیر متفاوتی نشان می‌دهد (Mathieu, 2018). نمودارهای دوتایی همچون AI در برابر CCPI و AI در برابر عناصر قلیایی (Large et al., 2001) می‌تواند در تفسیر مقادیر حاصل از شاخص‌های AI و CCPI مؤثر باشد. در نمودار دوتایی AI در برابر CCPI اغلب نمونه‌های دگرسان شده محدوده کمر با توجه به نوع توف‌ها در باکس پلات آندزیت-بازالت واقع شده و مسیر دگرسانی به مقدار جزئی به سمت کلریت-پیرت-سریست متمایل می‌باشد (شکل ۷). نمودار دوتایی AI در برابر عناصر قلیایی (K, Na, Ca) و همبستگی بالای AI با عکس مقدار کلسیم ($r = 0.774$)، عدم همبستگی معنادار با Na ($r = 0.41$) و همبستگی قوی با مقدار K ($r = 0.87$) (شکل ۸) نشان می‌دهد که در پهنه دگرسانی آرژلیک کمر احتمالاً تغییر مقدار شاخص دگرسانی AI بیشتر از آنکه تابع دگرسانی پلاژیوکلازهای سدیم‌دار باشد تابع تخریب پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار، دگرسانی رسی (تشکیل کانی‌های رسی پتاسیم‌داری همچون ایلپت) به همراه دگرسانی سریستی است.

۴-۲. محاسبات کمی مربوط به شاخص‌های دگرسانی و تعادل جرم در پهنه دگرسانی آرژلیک

روش‌های متعددی جهت تعیین میزان شدت دگرسانی وجود دارد که شاخص‌های دگرسانی، اندازه‌گیری نرم (norm) کانی‌ها و محاسبات تعادل جرم از جمله آنها به‌شمار می‌روند (Mathieu, 2018). در این مطالعه، شاخص‌های دگرسانی و تعادل جرم جهت اندازه‌گیری مقدار کمی دگرسانی آرژلیک محدوده کمر به کار گرفته شده‌اند.

– **شاخص‌های دگرسانی:** محاسبه شاخص‌های دگرسانی تنها نیازمند تجزیه عناصر اصلی بوده و از این‌رو می‌تواند بر روی بیشتر مجموعه داده‌ها اعمال شوند. با توجه به اینکه این شاخص‌ها، محدوده‌های کانی‌شناختی را مورد توجه قرار می‌دهند، بنابراین امکان ارتباط دادن مشاهدات سنگ‌شناختی با تجزیه‌های شیمیایی را فراهم می‌سازند (Mathieu, 2018). در این مطالعه، شاخص‌های دگرسانی همچون شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA)، شاخص دگرسانی ایشی‌کاوا (AI)، شاخص پیرت-کربنات-کلریت (CCPI)، شاخص دگرسانی کانی‌های مافیک ($MIA_{(O)}$) و شاخص دگرسانی کانی‌شناختی (MI) محاسبه شده و نتایج حاصل از آنها با یکدیگر مقایسه شده است.

– **شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) و شاخص دگرسانی کانی‌شناختی (MI):** شیمیایی دگرسانی بر اساس رابطه زیر محاسبه می‌شود (Nesbitt and Young, 1982):

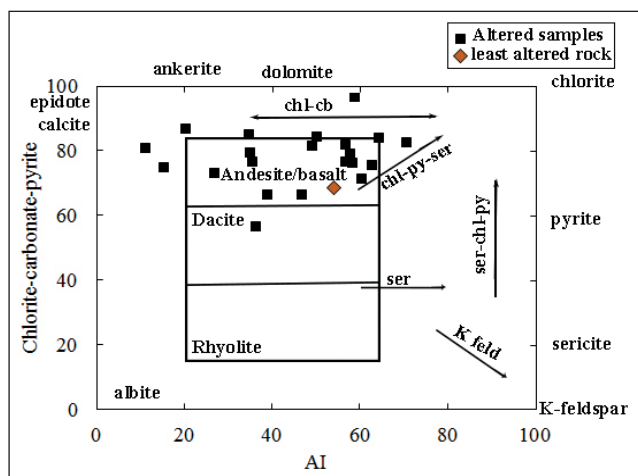
$$CIA = 100 \times [(Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O))]$$
 در این رابطه، مقادیر مولی اکسیدها مورد استفاده قرار می‌گیرد و در آن CaO^* نشانگر CaO همراه جزء سیلیکاتی نمونه است که برابر است با:

$$CaO^* = mol\ CaO_{(total)} - (10/3 \times mol\ P_2O_5)$$

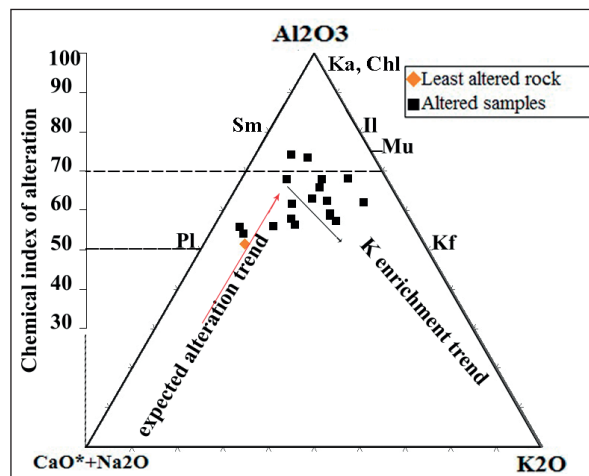
اغلب سنگ‌های آذرین فاقد دگرسانی با ترکیب‌های مختلف، مقدار CIA بین ۵۰ تا ۳۲ را نشان می‌دهند. مقدار CIA بیشتر در ارتباط با دگرسانی فلدسپارها بوده و افزایش آن در نتیجه خروج Ca, Na و K نسبت به AI است. شاخص کانی‌شناختی دگرسانی (MI) نیز از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$MI = 2 \times (CIA - 50)$$

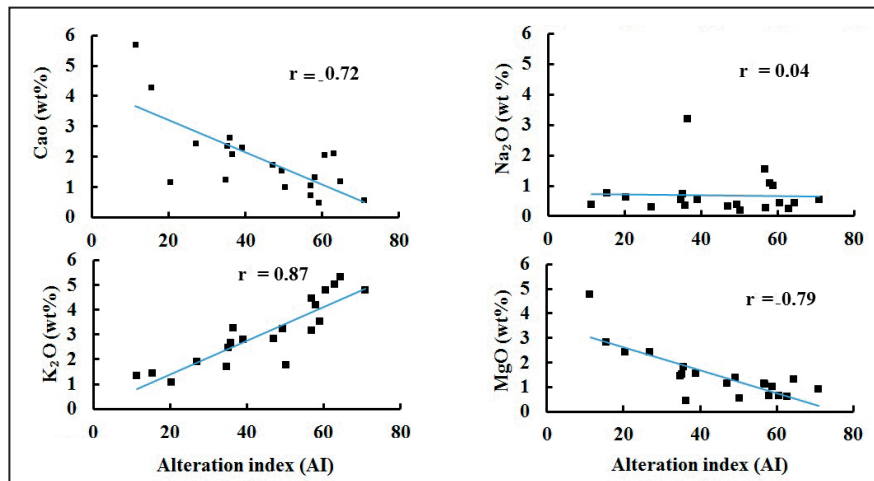
در این رابطه $MI < 20$ ، $MI = 60 - 20$ و $MI > 60$ به ترتیب مرحله ابتدایی، حدواسط و شدید تغییرات کانی‌شناختی را نشان می‌دهند (Voicu et al., 1997). در پهنه دگرسانی آرژلیک محدوده کمر، مقدار CIA نمونه‌ها بین ۵۱/۵۵ تا ۷۴/۳ و مقدار MI بین ۸/۲۲ تا ۴۸/۳ متغیر بوده و نمونه‌های K-274 و K-256 به ترتیب کمترین و



شکل ۷- نمودار دو متغیره شاخص دگرسانی ایشی‌کاوا (AI) در برابر شاخص دگرسانی کلریت-کربنات-پیرت (CCPI) (Large et al., 2001). علائم اختصاری: کلریت (Chl)، کربنات (Cb)، سریست (Ser)، پیرت (Py)، فلدسپار پتاسیم (Kfs).



شکل ۸- نمودار سه متغیره A-CN-K در برابر شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) (Nesbitt and Young, 1984; Nesbitt, 1992). علائم اختصاری: ایلپت (Il)، مسکویت (Ms)، فلدسپار پتاسیم (Kfs)، پلاژیوکلاز (Pl)، اسمکتیت (Sme)، کانولینیت (Kln)، کلریت (Chl).



شکل ۸- نمودارهای دو متغیره شاخص دگرسانی ایشی کاوا (AI) در برابر عناصر قلیایی (Na, Ca, K) و Mg (Large et al., 2001).

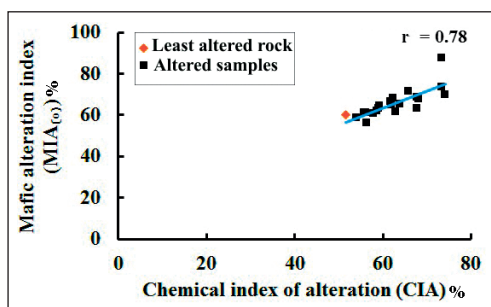
و در محیط‌های احیایی شاخص مافیک دگرسانی از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$MIA_{(R)} = 100 \times [(Al_2O_3) / (Al_2O_3 + Fe_2O_{3(T)} + MgO + CaO + Na_2O + K_2O)]$$

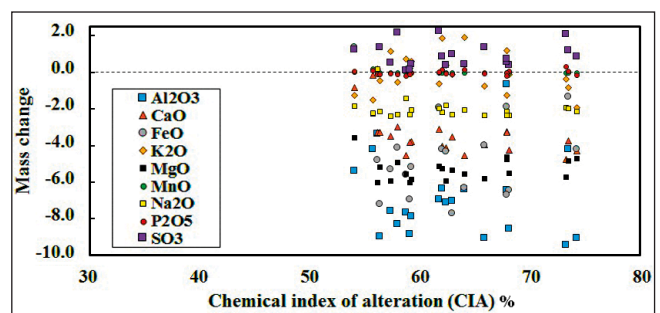
در این روابط، افزایش شاخص MIA همانند شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) نشان‌دهنده افزایش شدت دگرسانی است. در پهنه دگرسانی آرژلیک کمر محاسبه تغییرات جرم عناصر نشان می‌دهد (شکل ۹ و جدول ۲) که هر دو عنصر Fe و Al متحرک بوده و از محیط شسته شده‌اند. در واقع با توجه به رفتار شیمیایی مشابه این دو عنصر ترجیحاً از رابطه $MIA_{(0)}$ برای اندازه‌گیری شاخص مافیک دگرسانی استفاده شده است. مقادیر اندازه‌گیری شده برای شاخص مافیک پهنه آرژلیک محدوده کمر بین ۵۵/۸۸ تا ۸۷/۴۸ بوده و در بیشتر نمونه‌ها بسیار نزدیک به مقادیر شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) است (شکل ۱۰ و جدول ۳) و همبستگی مثبت و بالایی ($r = ۰/۷۸$) بین این دو شاخص وجود دارد که نشان‌دهنده رفتار مشابه Na و Mg، Ca حین دگرسانی است.

— **شاخص مافیک دگرسانی ($MIA_{(0)}$):** بسیاری از کانی‌های مافیک از جمله پیروکسن و الیون مستعد دگرسانی هستند. دگرسانی چنین کانی‌هایی با خروج و تهی‌شدگی Mg همراه است. رفتار Fe طی دگرسانی کانی‌های مافیک تابع شرایط اکسایش-کاهش محیط است. در محیط‌های احیایی آهن فرو (Fe^{2+}) متحرک بوده و به همراه Mg از محیط شسته خواهد شد. با این وجود، آهن به شکل اکسی-هیدروکسیدهای فریک $[Fe^{3+}]$ بسیار نامحلول بوده و رفتاری شبیه به Al نشان داده و به همراه این عنصر در محیط باقی خواهد ماند. به دلیل این رفتار دوگانه آهن، شاخص مافیک دگرسانی در دو حالت قابل اندازه‌گیری است: (۱) زمانی که رفتار شیمیایی Fe و Al مشابه هم بوده و هر دو به شکل نامتحرک در محیط باقی‌مانده باشند. در این صورت، شاخص مافیک دگرسانی بر اساس مقدار مولی اکسیدها از رابطه زیر محاسبه می‌گردد (Babechuk et al., 2014):

$$MIA_{(0)} = 100 \times [(Al_2O_3 + Fe_2O_{3(T)}) / (Al_2O_3 + Fe_2O_{3(T)} + MgO + CaO + Na_2O + K_2O)]$$



شکل ۱۰- نمودار دو متغیره شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) در برابر تغییرات جرم عناصر اصلی در پهنه دگرسانی آرژلیک.



شکل ۹- نمودار دو متغیره شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) در برابر شاخص دگرسانی مافیک ($MIA_{(0)}$) در پهنه دگرسانی آرژلیک کمر.

جدول ۲- نتایج محاسبات تغییرات جرم عناصر اصلی، فرعی و جزئی با فرض TiO_2 به عنوان عنصر کم تحرک شاخص در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک در محدوده کمر.

Sample	Al_2O_3	CaO	FeO	K_2O	MgO	MnO	Na_2O	P_2O_5	SO_3	Co	Cr	Nb	Ni	Sc
K-280	-9.4	-4.8	14.8	-0.4	-5.7	-0.05	-1.9	0.3	2.1	-52.1	45.9	7.4	-34.4	-7.7
K-291	-6.4	-4.6	-6.3	1.9	-5.5	-0.05	-2.1	0.1	0.4	-52.3	6.8	2.8	-17.7	-6.6
K-262	-7.7	-4.5	-5.6	0.7	-5.5	-0.05	-1.4	-0.2	0.1	-52.7	-45.1	4.5	-32.1	-9.6
K-265	-9.1	-4	-4	-0.7	-5.8	-0.04	-2.4	-0.1	1.4	-52.8	-29.2	-1.3	-32.8	-8.8
K-289	-8.6	-4.2	-6.5	-0.1	-5.5	-0.04	-2.4	0.1	0.4	-53	-32.1	3.7	-34.7	-10.1
K-274	-9.1	-4.3	-4.2	-1.9	-4.7	-0.05	-2.1	-0.2	0.9	-51.4	81.2	9.9	-31.2	-5.5
G-65	-6.4	-4.1	-4.2	1.9	-5.3	-0.04	-2.2	0.1	0.8	-50.8	29.1	7.8	-32.6	-4.3
K-312	-4.2	-3.7	-1.3	-0.8	-4.9	-0.05	-2	0.1	1.2	-53	-48.2	4.3	-33.2	-3.5
K-263	-7.1	-4.1	-4.3	0.4	-5.9	-0.05	-1.8	-0.1	0.4	-50.1	-53.4	1.7	-31.4	-10.1
G-38	-7.9	-3.8	-5.2	0.6	-5.9	-0.01	-2.1	0	0.4	-51.1	-44.1	2.1	-34.4	-9.8
K-326	-0.7	-3.2	-1.9	1.2	-4.7	-0.02	-2.1	0	0.6	-47.7	-18.5	16.4	-31.1	-4
G-55	-8.9	-3.8	-6.9	0.2	-6	-0.01	-2.3	-0.1	0.1	-51.8	-51.9	0.9	-34.9	-11
K-264	-7	-3.5	-7.7	-0.1	-5.4	-0.05	-2.3	-0.1	1	-52.5	-43.1	-2.9	-32.6	-9.5
G-46	-3.4	-3.3	-4.8	0.2	-6	-0.04	0.2	-0.1	2.9	-49.7	-42.7	-0.8	-30.8	-6.8
G-36	-7.6	-3.5	-5.3	1.1	-5.9	-0.02	-2.4	-0.1	0.5	-51.5	-54.9	2	-35.4	-8.1
K-297	-9	-3.3	-7.2	-0.5	-5.2	-0.03	-2.2	-0.1	1.4	-49.8	23	3.3	-31.4	-11.5
K-313	-6.9	-3.1	-1.9	-0.6	-5.2	-0.04	-2	0	2.2	-50.7	-40.1	5.1	-32.6	-6.7
K-328	-6.4	-3.3	-6.7	-1.3	-4.6	-0.02	-2.4	-0.2	0.7	-50.6	-25.1	7.6	-33.9	-7.9
K-288	-8.3	-3	-4.1	-0.6	-4.9	-0.04	-2.3	-0.1	2.1	-53.1	-35	3.8	-33.6	-10.2
K-256	-5.4	-0.8	1.3	-1.2	-3.6	0.02	-1.8	0.1	1.2	-45.6	62.6	14.4	-27	-2.8
K-273	-4.2	-0.2	7.5	-1.5	-2.3	0.17	-2.2	0.1	-	-31.6	57.4	15.3	-6.6	-2.3

Sample	Sr	V	Zr	Au	Cu	Mo	Sb	Zn	La	Ce	Nd	Y	As
K-280	-124.8	53	-74.4	-13.1	10.9	0.8	11.5	-34.2	13.2	51.4	-0.7	-15.9	422.6
K-291	-244	-52.9	-63.1	-9.7	-24.9	16.9	11	-60.8	-17.5	-13.8	-17.8	-15.1	906.1
K-262	-260.2	-26.4	-68.1	-	-6.2	1.2	3.7	-71	-18.2	-17.7		-16.3	221.3
K-265	-208.4	-89.7	-58.8	-7.9	-22.3	15.1	10.4	-69.6	-13.7	7.3	-5.8	-10.2	638.2
K-289	-255	-53.6	-51.3	-10.8	-25.6	5	12.7	-53.3	-15.6	-5.1	-9	-13	509
K-274	-48.6	25	-47.6	-10.4	-1.7	24.4	21.4	-65.9	-17	-9.1	-7.3	-13.1	-
G-65	-164.5	15.8	-57.5	-12.1	-10.6	10.9	23.1	9.5	-17.4	1.1	-7.6	-12.8	476.5
K-312	-196.5	12.3	-48.3	-	-24.8	1.8	25.5	-58.9	-12.4	43.9	4.3	-8.4	-
K-263	-238	-57.1	-57	-	-7.9	-	4.1	-69.3	-10.8	-7.8	-7.4	-11.7	360.3
G-38	-90.1	-65.9	-42.7	-3.8	3.1	69.6	20.7	71.8	11	65.6	10.9	-10	367.2
K-326	-177.4	116.6	-33.9	-6	73.6	-	22.3	-7.2	-11.1	29.7	-0.6	-8.9	671.8
G-55	-197.1	-146.4	21.9	-	-26.7	3.7	15.8	-16.9	0	37.4	5.5	-8.2	68.5
K-264	-184.7	-105.9	-63.7	-12.3	-24.3	3.2	6.3	-27.2	-16.4	-2.6	-6	-12	706.6
G-46	-175.8	-82.2	-50.8	-	-20.7	0.8	11.4	-26.9	-0.1	42.2	8.2	-11.6	296.1
G-36	-191.8	-65.5	-47.5	-10.5	-28.8	7.8	7.7	-62.8	-2.7	25.4	1.7	-10.5	256
K-297	-233.9	-82.2	-47.8	-	-23	4.7	18.6	0.4	-16.3	-11.2	-8.3	-11.7	341.1
K-313	-205.9	-18.3	-51	-	-24	2.8	9	-32.2	-13.1	18.4	-1.3	-10.1	-
K-328	-232.4	0	-71.9	-13.4	-7.3	3.3	21.6	-45.1	-13.4	-3.3	-5.3	-9.2	494.1
K-288	-195.9	-38	-67.1	-12.9	-24	11.1	13.5	-68.1	-12	12.7	-1.4	-10.5	666.4
K-256	-195	108.3	-68.4	-8.8	2.2	1.7	21.2	-41.4	-13	25.7	8.7	-4.7	-
K-273	-202	119.5	-46.5	-	-24	-	21.3	71.2	10.2	39.5	13.7	-4.8	287.3

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی ICP-MS نمونه‌های دگرسانی آرژیلیک محدوده کمر (نمونه 1K-111M نمونه کمتر دگرسان شده)، مقادیر اکسیدها بر حسب درصد (%)، مقدار Au بر حسب (ppb) و مقادیر عناصر جزئی بر حسب (ppm).

Sample	Argillic samples										
	1K-111M	K-280	K-291	K-262	K-265	K-289	K-274	G-65	K-312	K-263	G-38
Al ₂ O ₃	16.58	11.02	10.62	11.78	6.81	9.88	10.79	11.98	11.45	12.98	10.35
CaO	5.08	0.48	0.55	0.74	1.00	1.04	1.15	1.20	1.24	1.33	1.53
FeO	20.54	38.72	4.13	6.17	5.69	4.70	8.73	7.12	8.27	8.17	6.07
K ₂ O	2.65	3.51	4.77	4.44	1.73	3.13	1.04	5.31	1.69	4.16	3.85
MgO	6.38	0.99	0.88	1.12	0.53	1.09	2.39	1.31	1.42	0.63	0.63
MnO	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04
Na ₂ O	2.57	0.99	0.54	1.53	0.19	0.25	0.60	0.43	0.53	1.06	0.59
P ₂ O ₅	0.32	0.96	0.46	0.17	0.20	0.45	0.20	0.54	0.34	0.35	0.33
TiO ₂	0.70	1.08	0.73	0.92	0.63	0.86	1.00	0.82	0.65	0.96	0.83
SO ₃	0.46	3.91	0.95	0.74	1.67	1.07	1.91	1.52	1.53	1.15	0.82
Au	3.81	3.81	6.13	1>	6.99	5.94	7.51	4.09	1>	1>	14.00
As	317.7	663.6	954.9	302.9	586.3	637.1	1000<	567.2	1000<	505.7	445.5
Co	55.30	4.94	3.16	3.47	2.31	2.86	5.63	5.27	2.15	7.09	4.99
Cr	58.00	160.30	67.74	17.01	26.11	31.96	199.90	102.10	9.10	6.26	16.54
Nb	13.30	31.97	16.81	23.58	10.91	21.01	33.38	24.77	16.24	20.65	18.28
Nd	19.70	29.31	1.99	1>	12.65	13.20	17.79	14.15	22.25	16.85	36.42
Ni	37.00	3.98	20.13	6.49	3.79	2.83	8.35	5.16	3.49	7.72	3.10
Sc	19.50	18.17	13.46	13.11	9.74	11.64	20.03	17.84	14.84	12.88	11.55
Sr	372.00	381.30	133.80	148.00	148.50	144.30	464.30	243.10	162.40	184.20	335.10
Sb	1.70	20.31	13.22	7.11	11.00	17.74	33.20	29.03	25.16	8.01	26.60
Cu	31.00	64.70	6.40	32.81	7.88	6.61	42.08	23.86	5.72	31.79	40.55
Mo	1.00	2.70	18.67	2.98	14.62	7.35	36.51	13.95	2.57	1>	83.89
Zn	73.00	59.79	12.72	2.62	3.07	24.27	10.14	96.67	13.09	5.04	172.10
Zr	89.00	22.49	27.06	27.71	27.46	46.43	59.38	36.93	37.62	43.99	55.06
V	178.00	356.30	130.70	200.60	80.14	153.40	291.40	227.10	176.10	166.10	133.30
La	19.00	49.61	1.61	1.11	4.80	4.15	2.93	1.93	6.14	11.25	35.70
Ce	36.00	134.80	23.22	24.19	39.27	38.10	38.69	43.45	73.94	38.78	120.80
Y	19.00	4.75	4.08	3.61	7.98	7.35	8.54	7.26	9.79	10.07	10.65
Al	58.53	59.05	70.92	56.92	50.35	56.98	20.58	64.58	34.90	58.06	50.34
CCPI	68.53	96.44	82.09	76.27	83.94	81.69	86.39	83.82	84.57	78.68	76.04
CIA	51.56	73.35	64.05	58.80	65.93	68.13	74.30	62.03	73.50	62.43	59.25
MIA _(o)	68.53	87.48	64.99	61.87	71.48	67.77	69.69	64.62	73.35	68.16	64.48
MI	3.11	46.69	28.11	17.60	31.86	36.25	48.61	24.06	47.01	24.86	18.49

Sample	Argillic samples										
	K-326	G-55	K-264	G-46	G-36	K-297	K-313	K-328	K-288	K-256	K-273
Al ₂ O ₃	13.30	12.76	10.60	15.30	11.91	9.67	11.60	13.80	10.45	11.32	14.27
CaO	1.55	2.06	1.74	2.08	2.11	2.29	2.35	2.45	2.62	4.29	5.70
FeO	7.00	5.53	2.87	6.34	6.60	3.91	10.05	4.89	7.75	11.74	20.51
K ₂ O	3.19	4.76	2.81	3.26	5.01	2.77	2.45	1.87	2.64	1.41	1.33
MgO	1.37	0.61	1.13	0.41	0.61	1.54	1.48	2.40	1.81	2.82	4.73
MnO	0.02	0.06	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.01	0.07	0.26
Na ₂ O	0.37	0.43	0.31	3.19	0.24	0.52	0.71	0.27	0.33	0.73	0.38
P ₂ O ₅	0.25	0.33	0.20	0.25	0.34	0.23	0.38	0.16	0.26	0.39	0.46
TiO ₂	0.58	1.16	0.78	0.81	0.92	0.89	0.84	0.95	0.88	0.71	0.81
SO ₃	0.85	1.00	1.59	3.95	1.32	2.31	3.25	1.59	3.29	1.72	0.1>
Au	8.01	1>	3.66	1>	6.74	1>	1>	3.00	3.43	6.83	1>

Sample	Argillic samples										
	K-326	G-55	K-264	G-46	G-36	K-297	K-313	K-328	K-288	K-256	K-273
As	568.3	126	794.5	352.1	349	443.8	1000<	683.2	849.2	1000<	340.8
Co	6.34	5.84	3.11	6.53	4.99	7.02	5.51	6.42	2.74	9.85	27.40
Cr	33.01	10.15	16.52	17.69	4.15	103.10	21.49	44.74	29.00	121.90	133.30
Nb	24.84	23.57	11.59	14.50	20.25	21.19	22.12	28.51	21.53	27.96	33.10
Nd	16.01	41.72	15.27	32.31	28.30	14.48	22.13	19.62	23.05	28.73	38.55
Ni	4.90	3.45	4.89	7.24	2.09	7.13	5.30	4.20	4.27	10.08	35.08
Sc	12.95	14.06	11.17	14.78	15.03	10.24	15.43	15.85	11.74	16.89	19.86
Sr	162.80	289.60	208.40	227.50	238.50	175.80	199.90	190.10	221.90	178.90	196.40
Sb	20.07	29.01	8.92	15.16	12.42	25.81	12.84	31.77	19.17	23.15	26.57
Cu	87.45	7.10	7.45	11.99	2.88	10.14	8.45	32.27	8.79	33.52	8.11
Mo	1>	7.82	4.67	2.10	11.69	7.32	4.62	5.87	15.19	2.75	1>
Zn	55.03	92.82	51.00	53.50	13.48	93.39	49.10	37.96	6.14	31.95	166.60
Zr	46.10	183.70	28.17	44.23	54.95	52.41	45.69	23.31	27.63	20.80	49.09
V	246.40	52.40	80.23	111.10	148.90	122.00	192.20	242.40	176.40	289.40	343.70
La	6.63	31.52	2.84	21.91	21.57	3.48	7.12	7.61	8.77	6.06	33.76
Ce	54.97	121.50	37.20	90.62	81.24	31.62	65.45	44.50	61.38	62.36	87.24
Y	8.44	17.81	7.80	8.61	11.32	9.35	10.76	13.39	10.73	14.42	16.41
Al	49.42	60.63	47.10	36.51	62.96	39.08	35.28	27.06	35.89	15.58	11.38
CCPI	81.31	71.13	66.11	56.16	75.40	65.95	79.03	72.84	76.39	74.36	80.61
CIA	67.92	59.15	62.98	56.15	57.38	56.42	61.75	67.91	58.02	54.11	55.80
MIA _(o)	68.55	56.69	61.36	61.16	62.93	55.88	66.47	62.89	60.69	58.57	60.87
MI	35.83	18.29	25.95	12.30	14.75	12.84	23.51	35.82	16.05	8.22	11.59

در این مطالعه، محاسبه تغییرات جرم بر اساس روش عنصر نامتحرک و با استفاده از برنامه EASYGRESGRANT (نوعی برنامه بر پایه برگه‌های گسترده Excel جهت محاسبه دقیق عناصر نامتحرک و بدون خطای تغییرات جرم) انجام شده است. نمونه K-11IM نمونه با حداقل دگرسانی است، و با توجه به اینکه شیب بازه تغییرات TiO_2 در سنگ با حداقل دگرسانی در مقایسه با سنگ دگرسان شده تقریباً ۱ بوده و تغییرات نسبت TiO_2/Nb (Leitch and Lentz, 1994) در بازه قابل قبولی قرار دارد (مقدار انحراف معیار نسبت این دو عنصر در نمونه‌ها برابر ۰/۰۱ است)، بنابراین TiO_2 به عنوان عنصر نامتحرک شاخص انتخاب و تغییرات جرم عناصر بر پایه آن محاسبه شده است. نتایج محاسبات در جدول ۲ و شکل ۹ و ۱۲ ارائه شده است.

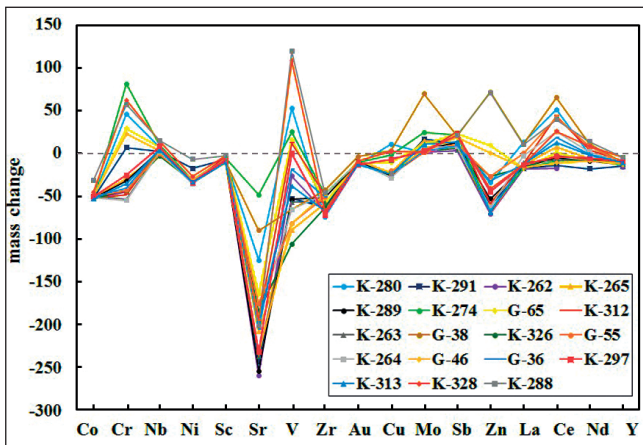
– تغییرات جرم عناصر اصلی و عناصر جزئی: نتایج مقادیر تغییرات جرم عناصر اصلی (به صورت اکسید) در جدول ۲ و شکل ۹ ارائه شده است. تغییرات جرم اکسیدهای اصلی نشان می‌دهند که ترتیب تهی‌شدگی اکسیدها به صورت MnO و P_2O_5 و تثبیت، تهی‌شدگی و K_2O ، $Na_2O < CaO \sim FeO < MgO < Al_2O_3$ تقریباً به شکل نامتحرک و S غنی‌شدگی نشان می‌دهد. بر اساس محاسبه تغییرات جرم عناصر جزئی و فرعی (شکل ۱۲، جدول ۲)، Sr بیشترین تهی‌شدگی، Co ، Ni ، Zr ، Sb ، Sc ، Au و Y تهی‌شدگی، Cr ، V ، Cu ، La ، Ce ، Nd تهی‌شدگی و تثبیت، عناصر Nb ، Mo ، As غنی‌شدگی و عنصر As دارای بیشترین غنی‌شدگی است.

نمودار سه تایی $A-L-F (Al_2O_3 - (MgO + CaO^* + Na_2O + K_2O) - Fe_2O_{3(T)})$ (Nesbitt and Wilson, 1992; Babechuk et al., 2014)، افزایش شدت تهی‌شدگی عناصر قلیایی متحرک (K و Na ، Ca) به همراه Mg حین افزایش مقدار شاخص مافیک دگرسانی در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمر را نشان می‌دهد. در این میان، تهی‌شدگی Fe و Al نیز از روی این نمودار قابل مشاهده است (شکل ۱۱).

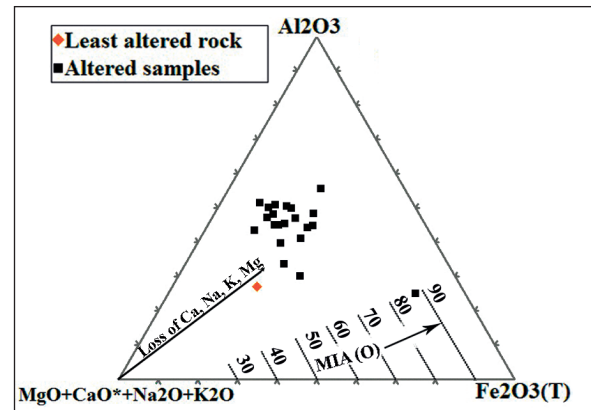
– تعادل جرم (Mass balance): تفاوت عمده بین شاخص‌های دگرسانی و روش‌های تعادل جرم در آن است که در حالی که شاخص دگرسانی، محدوده‌های کانی‌شناختی را مد نظر قرار می‌دهد، روش تعادل جرم می‌تواند به محاسبه تغییرات شیمیایی کمک کند (Mathieu, 2018). تعادل جرم بر پایه رابطه جابه‌جایی جرم گرسن (Gresens, 1967; Babcock, 1973) استوار است:

$$X_n = w \{ [(X_n^B) (X_{immobile}^A / X_{immobile}^B)] - X_n^A \}$$

w – وزن سنگ مادر اولیه (معمولاً برابر ۱۰۰g)؛ X_n – تغییرات جرم عنصر متحرک مورد نظر؛ X_n^B و X_n^A – مقدار عنصر متحرک مورد نظر در سنگ مادر سالم (A) و سنگ دگرسان شده (B)؛ $X_{immobile}^B$ و $X_{immobile}^A$ – مقدار عنصر نامتحرک شاخص در سنگ مادر سالم (A) و سنگ دگرسان شده (B). تغییرات جرم به سه روش مختلف محاسبه می‌شود: روش ایزوکون (Grant, 2005)، عنصر نامتحرک (Finlow and Stumpfl, 1981) و سنگ مادر اولیه مدل‌سازی شده (Trépanier et al., 2016) (modeled precursor).



شکل ۱۲- روند تغییرات جرم عناصر فرعی و جزئی در طی آرژیلیکی شدن لیتیک کریستال توف‌ها در محدوده کمر.



شکل ۱۱- نمودار سه متغیره A-L-F به همراه شاخص دگرسانی مافیک ($MIA_{(O)}$) (Nesbitt and Wilson, 1992; Babechuk et al., 2014).

سیلیسی به طور قابل توجهی کاهش می‌یابد. در محدوده دگرسانی آرژیلیک کمر، Al_2O_3 (مقدار میانگین کاهش جرم برابر با ۶/۸-) تهی شدگی نشان می‌دهد. مشابه کانسارهای سولفیداسیون بالا، تهی شدگی آلومینیم در این زون می‌تواند نتیجه تأثیر یک سیال داغ اسیدی باشد. در این تیپ کانسارها، پیش از کانه‌زایی اصلی تأثیر سیال داغ اسیدی بخاردار موجب تبدیل پلاژیو کلازاها به کانی‌های رسی و کوارتز می‌شود. وجود کانی‌های آلونیت و جاروسیت در این نوع دگرسانی‌ها، شاهدی بر اسیدیته بالای سیال می‌باشد. با خروج کانی‌های رسی آنچه باقی می‌ماند یک سنگ حفردار دارای کوارتز است که کوارتز حفره‌ای (vuggy Quartz) خوانده می‌شود. در نتیجه فرایندهای کانه‌ساز بعدی حفرات خالی می‌توانند توسط مواد کانه‌ساز پر شوند (Sillitoe and Hedenquist, 2003). تصور چنین فرایندی نیز در زون آرژیلیک کمر به جهت تهی شدگی این میزان از آلومینیم، وجود کانی‌های آلونیتی و جاروسیتی و کانی‌های حرارت بالا مانند روتیل و آتاناز، مقدار بالای کانی کوارتز در توف‌های دگرسان شده، کوارتزهای حفره‌ای (شکل ۵-ب) و همچنین بافت شکافه پرکن کانه‌ها، نمی‌تواند دور از انتظار باشد، البته اثبات چنین فرایندی نیازمند بررسی‌های دقیق‌تری است. کاهش جرم Zr (مقدار میانگین کاهش جرم برابر با ۵۲/۱۷-) و پس از آن عنصر Y (مقدار میانگین کاهش جرم ۱۰/۸-) در محدوده قابل توجه است. pH پایین و حضور لیگاند‌های کمپلکس‌ساز از جمله فلوراید، کربنات و سولفات در سیال دگرسان کننده از جمله عوامل احتمالی کاهش مقدار Zr و Y می‌توانند باشند. در بیشتر سنگ‌های دگرسان شده، Ti به شکل کانی روتیل ته‌نشین می‌شود (Khashgerel et al., 2008). تثبیت و عدم تحرک عنصر Ti در محدوده نیز می‌توانسته به خاطر حضور روتیل باشد.

در این پژوهش، از میان عناصر کمیاب خاکی، میزان تغییر جرم عناصر La, Ce و Nd (عناصر نادر خاکی سبک) اندازه‌گیری شده است. مقادیر تغییر جرم La بین ۱۸/۱۶- تا ۱۳/۶+، Ce بین ۱۷/۷۲- تا ۶۵/۶۲+ از Nd از ۱۷/۷۹- تا ۱۳/۶۶+ محاسبه شده و نشان‌دهنده تهی شدگی و تثبیت این عناصر می‌باشد. مهم‌ترین دلیل تحرک REEs، توانایی تشکیل کمپلکس‌های پایدار با لیگاند‌های Cl^- و SO_4^{2-} تحت شرایط اسیدی است (Wood, 1990; Haas et al., 1995). افزون بر این، تثبیت این عناصر به میزان حضور کانی‌های ثانویه‌ای همچون آلونیت، آلومینو فسفات-سولفات و یا کائولینیت بستگی دارد (KiKaweda et al., 2004; Aja, 1998). در محدوده مطالعاتی نیز به نظر می‌رسد که تأثیر محلول‌های با pH اسیدی و داغ و حاوی لیگاند‌های کلرایدی، فلورایدی و سولفاتی باعث تحرک این عناصر شده ولی تشکیل فازهای ثانویه بعدی همچون کائولینیت و آلونیت در تثبیت آنها مؤثر بوده است.

عنصر Nb که جزء عناصر با شدت میدان بالا (HFS) می‌باشد در مراحل حدواسط

۳-۴. عوامل کنترل کننده توزیع، تحرک، و غنی‌شدگی عناصر اصلی و جزئی در طی توسعه و تکامل پهنه دگرسانی آرژیلیک

طبق شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA)، شدت دگرسانی آرژیلیک محدوده کمر از درجه حدواسط (حضور کانی‌های سریسیت، ایلیت، کلریت، کائولینیت) تا بالایی (حضور کانی‌های کوارتز، آلونیت، دیاسپور، روتیل) برخوردار است. بر اساس همبستگی مثبت قوی تر بین شاخص دگرسانی ایشی کاوا (AI) با پتاسیم و کلسیم در مقایسه با سدیم به نظر می‌رسد که دگرسانی و تخریب فلدسپارهای کلسیم دار نسبت به سدیم دار در منطقه چیره‌تر بوده و این روند در کاهش بیشتر عنصر کلسیم نسبت به سدیم تأثیر بیشتری گذاشته است. از سوی دیگر، مقداری از سدیم می‌توانسته درون آلینیت‌های حاصل از دگرسانی جمع شود. تثبیت پتاسیم در محدوده دگرسانی آرژیلیک کمر درون شبکه کانی سریسیت اتفاق افتاده است. شاخص شیمیایی دگرسانی مافیک ($MIA_{(O)}$) در محدوده نیز از شدت نسبتاً بالایی برخوردار است که نشان‌دهنده تخریب کانی‌های مافیک (پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها) و در نتیجه خروج Fe و Mg طی دگرسانی آرژیلیک است. عدم تحرک P_2O_5 می‌توانسته در نتیجه عدم انحلال کانی آپاتیت و یا انحلال نسبی آن صورت گرفته باشد. تثبیت MnO را نیز به‌رغم شسته شدن طی دگرسانی آرژیلیک می‌توان به تثبیت آن در مراحل بعد از دگرسانی (توسط فرایندهای کانی‌زایی و سوپرژن) نسبت داد (Hikov, 2013).

مطالعات بسیاری، عدم تحرک عناصری همچون Al, Ti، عناصر با شدت میدان قوی (HFSE) از جمله Zr, Nb, Y و REEs را طی فرایندهای دگرسانی گرمایی گزارش داده‌اند (MacLean, 1988; MacLean and Barrett, 1993). در این میان نیز مطالعاتی وجود دارند که تحرک عناصری همچون Al, Zr, Y و عناصر REEs را گزارش کرده‌اند. برای مثال از جمله شرایط انحلال REEs طی فرایندهای دگرسانی گرمایی، pH کم محلول و حرارت بالای محلول دگرسان کننده نسبت بالای مایع/سنگ و حضور مقادیر بالای یون‌های کمپلکس‌ساز (Wood, 2003; Dongen et al., 2010) است. عناصر Y, REEs و Zr به شکل کاتیون‌های کوچک و بار یونی بزرگ‌تر، لیگاند‌های سختی مانند فلوراید (Bau and Dulski, 1996)، سولفات و کربنات (Rubin et al., 1993; Douville et al., 1999) را ترجیح می‌دهند. مطالعات بسیاری نیز تأثیر فرایندهای گرمایی بر روی کانی زیرکن را گزارش داده‌اند (Hoskin and Schaltegger, 2003; Rene, 2008). این پژوهشگران طبق مطالعات خود بر روی سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده، کاهش جرم تمام اکسیدهای اصلی و از جمله Al_2O_3 (تا ۴۰/۴-) را گزارش کرده‌اند. طبق مطالعات (Hikov, 2013)، مقدار Al_2O_3 از زون‌های دگرسانی فیلک و آرژیلیک، به سمت زون‌های آرژیلیک پیشرفته و

تهی‌شدگی عنصر Sr (با مقدار میانگین تغییر جرم ۱۹۱/۵۲-) بسیار قابل توجه است. تخریب پلاژیوکلازهای کلسیک از یک سو و حضور احتمالی لیگندهای کلرایدی و سولفاتی در محلول دگرسان‌کننده و عدم تشکیل کانی‌های APS (Velinov et al., 1991; Hikov, 2013)، از جمله عوامل احتمالی تهی‌شدگی Sr در زون دگرسانی آرژیلیک محدود می‌تواند باشند.

در زون دگرسانی آرژیلیک کمر، غنی‌شدگی عنصر As (تغییر جرم میانگین ۴۵۲/۳۱) بسیار قابل توجه است. آرسنیک در ساختمان بلوری بیشتر کانی‌های سولفیدی مانند پیریت، کالکوپیریت و گالن، می‌تواند جایگزین گوگرد شود. آرسنوپیریت [Fe(S,As)] مهم‌ترین کانی پیریت‌دار در کانسارهای فلزات پایه و گرانبها می‌باشد. پیریت آرسنیک [Fe(S,As)] احتمالاً مهم‌ترین منبع آرسنیک در کانسارهاست (Nordstrom, 2000). در محدوده کمر، کانی‌سازهای فراوان پیریت به صورت افشان، رگه و رگچه در بیشتر زون آرژیلیک و سولفیدهای فلزی (به مقدار کمتر) قابل مشاهده است که از یک سو غنی‌شدگی S را توجیه می‌کند و از طرفی نیز می‌تواند توجیهی بر غنی‌شدگی آرسنیک باشد. در محدوده مطالعاتی کمر، Sb و Mo نیز غنی شده‌اند. وجود بی‌هنجاری عنصر آنتیموان همراه کانی‌سازی‌های فلزات پایه و فلزات قیمتی به اثبات رسیده است (Boyle and Jonson, 1984). Hikov (2013) افزایش مقدار As و Sb در زون‌های آرژیلیک آلونیتی را مرتبط با ذخایر اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا، که در بخش‌های فوقانی سیستم‌های مس پورفیری تشکیل می‌شوند، معرفی کرده‌اند. (Alferis et al. 2013). دلیل افزایش مقدار Mo به همراه As در کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه سولفیداسیون بالا را تأثیر منابع ماگمایی بر کانی‌سازی معرفی کرده‌اند. در زون آرژیلیک کمر، عناصر فلزی همچون Cu, Zn و Au تهی‌شدگی نشان می‌دهند که احتمالاً ناشی از شست‌وشوی یک سیال گرمایی اسیدی داغ و مقدم بر کانی‌سازی اصلی صورت گرفته است.

۵- نتیجه‌گیری

دگرسانی آرژیلیک محدوده کمر طبق محاسبات شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA)، از شدت متوسط رو به بالایی برخوردار است. کانی‌های دگرسانی کوارتز، مسکویت (از نوع سریست)، کائولینیت، کلریت، آلونیت، جاروسیت و روتیل، احتمالاً نتیجه تأثیر یک سیال داغ و اسیدی (به دلیل حضور کانی‌های آلونیت و جاروسیت) و طی دگرسانی‌های پلاژیوکلازها و کانی‌های مافیک حاصل شده‌اند. نتیجه تأثیر چنین سیالی، تهی‌شدگی تمامی اکسیدهای اصلی از جمله آلومینیم بوده است. تهی‌شدگی بیشتر عناصر و از جمله برخی عناصر نامتحرک همچون Al, Zr و Y، حضور کانی‌هایی که نشان‌دهنده یک سیال اسیدی ($\text{pH} < 3$) هستند، مانند آلونیت و جاروسیت و کانی‌های حرارت بالا مانند روتیل و آاناتاز، وجود کوارتز حفره‌ای در برخی مناطق دگرسان‌شده و غنی‌شدگی همزمان As, Sb و Mo، در زون دگرسان‌شده آرژیلیکی کمر، دارای مشابهت‌هایی با دگرسانی‌های سیال داغ کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالاست که پیش از کانه‌زایی اصلی اتفاق می‌افتند. اثبات چنین موضوعی نیازمند بررسی‌های دقیق‌تر کانی‌شناسی، حرارت‌سنجی و ژئوشیمیایی است.

سپاسگزاری

نگارندگان از حمایت‌های معاونت پژوهشی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده‌اند که بدینوسیله نهایت سپاس خود را ابراز می‌دارند. همچنین از همکاری سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) به پاس در اختیار دادن داده‌های اکتشافی پهنه قزل‌اوزن کمال تشکر و قدردانی را به عمل می‌آورند. نگارندگان همچنین از ارائه نظرات و پیشنهادهای ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

دگرسانی از رفتار نسبتاً ثابتی برخوردار است و با افزایش شدت دگرسانی و به‌ویژه در زون‌های دگرسانی آرژیلیک پیشرفته تحرکش افزایش می‌یابد. در پهنه آرژیلیک کمر مقدار تغییر جرم Nb بین (۹/۴- تا ۱۶/۴) است اما در بیشتر نمونه‌ها تغییرات حاکی از تثبیت آن است. عنصر Nb حین فرایند دگرسانی آرژیلیک در محدوده تقریباً به صورت نامتحرک عمل کرده است. احتمالاً کانی روتیل، آاناتاز و آپاتیت (Hikov, 2013)، در غنی‌شدگی نیوبیم در محدوده دگرسان‌شده تأثیرگذار بوده‌اند.

کروم (Cr) حین تفریق ماگمایی تمایل دارد وارد ساختمان بلورهای هشت وجهی (مانند کانی پیروکسن به دلیل پایداری بالای بلور هشت وجهی که دارد) شود (Shiraki, 1997). Cr به دلیل عدم پایداری کانی‌های پیروکسن حین فرایندهای دگرسانی، بسیار نامتحرک بوده و شسته می‌شود (Hikov, 2013). لیگاند Cl^- بر تحرک و انتقال عناصری همچون Cr, Mn, Cu, Zn و Pb در محلول گرمایی مؤثر است (Jiang et al., 2005). در محدوده کمر مقدار تغییر جرم Cr بین ۵۴/۸۶- تا ۸۱/۲۲ است و این در حالی است که در بیشتر نمونه‌ها تهی‌شدگی Cr مشاهده می‌شود و تنها در تعداد کمی از آنها غنی‌شده است. با دگرسانی کانی‌های مافیک و احتمالاً در حضور لیگندهای کمپلکس‌ساز، Cr از محیط شسته شده است. کانی روتیل را هم می‌توان به عنوان کانی تثبیت کننده Cr (Smith and Persil, 1997) در تعداد اندکی از نمونه‌ها فرض کرد.

تغییر جرم V بین ۱۴۶/۳۶- و ۱۱۹/۴۵ است که نشان‌دهنده تهی‌شدگی و تثبیت آن است. طی دگرسانی، V تقریباً نامتحرک است، اما با افزایش شدت دگرسانی (و به‌ویژه در زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته و زون سیلیسی) تا حدودی متحرک می‌شود (Hikov, 2013). تأثیر محلول‌های دگرسان‌کننده در بیشتر نمونه‌ها باعث خروج و تهی‌شدگی وانادیم از محیط شده است، اما تثبیت این عنصر در تعدادی از نمونه‌ها را شاید بتوان به شکل اختلاط ایزومورفی کانی‌های روتیل، کلریت و آلونیت (Kompanchenko et al., 2018) موجود در سنگ‌های دگرسان‌شده آرژیلیکی جست‌وجو کرد.

کیالت (Co) و Ni به دلیل داشتن شعاع یونی و الکترونگاتیویته مشابه با Fe^{2+} ، به مقدار زیادی درون شبکه کانی‌های فرومنیزین (مانند الونیت، پیروکسن و آمفیبول) و اکسیدهای آهن جای می‌گیرند (Mcdougall and Lovering, 1963). سیالات اسیدی، احیایی و نزدیک به خنثی و شورآب‌های اکسیدان، حتی در حرارت‌های پایین (150°C) می‌توانند به مقدار قابل توجهی Ni و Co را منتقل کنند (Jansson et al and Liu, 2020). در محدوده کمر هر دو عنصر Co (با مقدار تغییر جرم میانگین ۵۰/۱۸-) و Ni (با مقدار تغییر جرم میانگین ۳۰/۷-) تهی‌شده‌اند. احتمالاً تأثیر محلول‌های گرمایی بر کانی‌های فرومنیزین از جمله پیروکسن و آمفیبول، سبب خروج و تهی‌شدگی این دو عنصر شده‌اند.

اسکاندیم (Sc) به ندرت کانی خاص خودش را تشکیل می‌دهد. بیشترین مقدار آن، درون کانی‌های فرومنیزین از جمله پیروکسن‌ها جای می‌گیرد (جای‌گیری Sc^{3+} به جای Fe^{3+}). در محلول‌های با pH کمتر از ۴، رفتار پایداری از خود نشان می‌دهد. در محدوده مطالعاتی، Sc تغییر جرم با مقدار میانگین ۷/۴۶- داشته و تهی شده است. حضور احتمالی این عنصر در کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها و تأثیر محلول‌های اسیدی بر روی آنها، از جمله عوامل احتمالی کاهش مقدار Sc در زون دگرسانی آرژیلیک کمر می‌تواند باشد.

رفتار شیمیایی Sr^{2+} بسیار شبیه به Ca^{2+} است و به دلیل شعاع مشابه می‌تواند در ساختمان کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و کلسیت، یا در ساختمان آلکالی‌فلدسپارها (جایگزین K^+) وارد شود. طی دگرسانی پلاژیوکلازها به آلیت، Sr در زون‌های دگرسانی آرژیلیکی، سریستی و پروپیلیتیکی و در حضور لیگندهای سولفاتی و کلرایدی، Sr به طور کامل از محیط خارج می‌شود. در زون آرژیلیک کمر مقدار

کتابنگاری

- حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۷۸- متالورژی ترشیری در البرز باختری- آذربایجان (میان-هشترود) با نگرشی خاص بر منطقه هشتجین، رساله دکترای زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۷۵ص.
- حسین‌زاده، م.، مغفوری، س.، مؤید، م.، رحمانی، ا.، ۱۳۹۵- کانسار خلیفه‌لو: کانی‌زایی مس-طلائی اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا (High-Sulfidation) در پهنه ماگمایی طارم، شمال خرمدره، ۹۹، DOI: www.researchgate.net/publication/283896419 .۱۹۴-۱۷۹.
- شرکت پارس‌پی‌آرما، ۱۳۹۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ محدوده کمر.
- مؤید، م.، ۱۳۸۰- بررسی‌های پترولوژیکی نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیاری البرز غربی-آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین، رساله دکترای زمین‌شناسی گرایش پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۲۸ص.
- نبوی، م.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ص.

References

- Aja, S.U., 1998- The sorption of the rare earth element, Nd, onto kaolinite at 25°C, *Clays and Clay Minerals*, 46, 103– 109. DOI: 10.1346/CCMN.1998.0460112.
- Alfieris, D., Voudouris, P., Spry, P.G., 2013- Shallow submarine epithermal Pb–Zn–Cu–Au–Ag–Te mineralization on western Milos Island, Aegean Volcanic Arc, Greece: Mineralogical, geological and geochemical constraints, *Ore Geology Reviews*, 53, 159-180. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2013.01.007.
- Babcock, R.S., 1973- Computational models of metasomatic processes, *Lithos*, 6, 279–290. DOI:10.1016/0024-4937(73)90089-3.
- Babechuk, M., Widdowson, M., Kamber, B., 2014- Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, *Decan Traps, India, Chemical Geology*, 363, 56-75. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2013.10.027.
- Bau, M., Dulski, P., 1996- Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, *Transvaal Supergroup, South Africa, Precambrian Research*, 79, 1-2, 37-55. DOI:10.1016/0301-9268(95)00087-9.
- Boyle, R.W., and Jonasson, I.R., 1984- The geochemistry of antimony and its use as an indicator element in geochemical prospecting, *Geochemical Exploration*, 20, 3, 223–302. DOI: 10.1016/0375-6742(84)90071-2.
- Dongen, M., Wenberg, R.F., and Tomkins, A.G., 2010- REE-Y, Ti, and P Remobilization in Magmatic Rocks by Hydrothermal alteration during Cu-Au Deposit Formation, *Economic Geology*, 105, 763-776. DOI: 10.2113/gsecongeo.105.4.763.
- Douville, E., Bienvu, P., Charlou, J.L., 1999- Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochim et Cosmochimica Acta*, 63, 627–643. DOI: 10.1016/S0016-7037(99)00024-1.
- Finlow-Bates, T., Stumpfl, E.F., 1981- The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Mineralium Deposita*, 16, 319–328. DOI: 10.1007/BF00202743.
- Grant, J.A., 2005- Isocon analysis: A brief review of the method and applications, *Physical Chemistry, Earth part, A/B/C*, 30, 997–1004. DOI: 10.1016/j.pce.2004.11.003.
- Gresens, R.L., 1967- Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2, 47–65. DOI.org:10.1016/0009-2541(67)90004-6.
- Haas, J., Shock, and E., Sassani, D., 1995- Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressure and temperatures. *Geochimical et Cosmochimica*, 59, 4329–4350. DOI:10.1016/0016-7037(95)00314-P.
- Hikov, A., 2013- Geochemistry of hydrothermally altered rocks from the Asarel porphyry copper deposit, Central srednogorie. *Geologica balcanica*, 42. 1 – 3, 3-28. <https://www.researchgate.net/publication/269705087>.
- Hoskin, P., and Schaltegger, U., 2003- The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 27-62. DOI:10.2113/0530027.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., and Horiuchi, M., 1976- Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Mining Geology*, 26, 105–117. DOI:10.11456/shigenchishitsu1951.26.105.
- Jansson, N.F., and Liu, W., 2020- Controls on cobalt and nickel distribution in hydrothermal sulphide deposits in Bergslagen, Sweden - constraints from solubility modelling, *GFF*, 142, 2, 87-95. DOI:10.1080/11035897.2020.1751270.
- Jiang, S., Wang, R., Xu, X., and Zhao, K., 2005- Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, 1020–1029. DOI: 10.1016/j.pce.2004.11.004.
- Khashgerel, B.E., Kavalieris, I., Hayashi, K., 2008- Mineralogy, textures, and whole-rock geochemistry of advanced argillic alteration: Hugo Dummett porphyry Cu– Au deposit, Oyu Tolgoi mineral district, Mongolia, *Mineralium Deposita*, 43, 913–932. DOI: 10.1007/s00126-008-0205-3.

- Kikawada, Y., Uruga, M., Oi, T., and Honda, T., 2004- Mobility of lanthanides accompanying the formation of alunite group minerals, *Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 261, 3, 651–659. DOI: 10.1023/B: JRNC.0000037109.34238.cc.
- Kompanchenko, A. A., Voloshin, A. V., and Balagansky, V. V., 2018- Vanadium Mineralization in the Kola Region, Fennoscandian Shield, *minerals*, 8, 474, 1–20. DOI:10.3390/min8110474.
- Kouhestani, H., Azimzadeh, A. M., Mokhtari, M. A. A., and Ebrahimi, M., 2017- Mineralization and fluid evolution of epithermal base metal veins from the Aqkand deposit, NW Iran, *Mineralogy and Geochemistry*, 194, 139–155. DOI: 10.1127/njma/2017/0036.
- Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H., and Huston, D. L., 2001- The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits, *Economic Geology*, 96, 957–971. DOI.org:10.2113/gsecongeo.96.5.957.
- Leitch, C. H. B., and Lentz, D. R., 1994- The Gresens approach to mass balance constrains of the alteration systems: Methods, pitfalls, examples, *Alteration and alteration processes associated with ore-forming Systems*, Geological Association of Canada: St. John's, NL, Canada, 11, 161–192.
- MacLean, W. H., 1988- Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Mineralium Deposita*, 23, 231–238. DOI:10.1007/BF00206399.
- Maclean, W. H., and Barrett, T. J., 1993- Lithogeochemical techniques using immobile elements, *Geochemical Exploration*, 48, 109–133. DOI: 10.1016/0375-6742(93)90002-4.
- Mathieu, L., 2018- Quantifying hydrothermal alteration: a review of methods, *Geosciences*, 8, 245. DOI: 10.3390/geosciences8070245.
- McDougall, J., and Lovering, J. F., 1963- Fractionation of chromium, nickel, cobalt and copper in a differentiated dolrite-granophyre sequence at red hill, Tasmania, *Geological society of Australia*, 10, 2, 325–338. DOI: 10.1080/00167616308728550.
- Mikaeili, K. h., Hosseinzadeh, M. R., Moayyed, M., Maghfouri, S., 2018- The Shah-Ali-Beiglou Zn-Pb-Cu(-Ag) deposit, Iran: an example of intermediate sulfidation epithermal type mineralization, *Minerals*, 8, 148. DOI.org:10.3390/min8040148
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Lui, X., Dong, Y., Jiang, S. Y., von Quadt, A., and Bernroider, M., 2013- Petrogenesis of Tarom highpotassic granitoids in the Alborz-Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U-Pb zircon and Sr-Nd-Pb isotopic constraints, *Lithos*, 184, 324–345. DOI.org: 10.1016/j.lithos.2013.11.002.
- Mikaeili, K. h., Hosseinzadeh, M. R., Moayyed, M., and Maghfouri, S., 2018- The Shah-Ali-Beiglou Zn-Pb-Cu(-Ag) deposit, Iran: an example of intermediate sulfidation epithermal type mineralization, *Minerals*, 8, 148. DOI.org:10.3390/min8040148.
- Nesbitt, H. W., 1992- Diagenesis and metasomatism of weathering profiles, with emphasis on Precambrian paleosols. In: Martini, I. P., Chesworth, W. (Eds.), *Weathering, Soils & Paleosols*. Elsevier, Netherlands, 127–152. DOI.org:10.1016/B978-0-444-89198-3.50011-8.
- Nesbitt, H. W., and Wilson, R. E., 1992- Recent chemical weathering of basalts, *American journal of Science*, 292, 740–777. DOI: 10.2475/ajs.292.10.740.
- Nesbitt, H. W., and Young, G. M., 1982- Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*, 299, 715–717. DOI:10.1038/299715a0.
- Nesbitt, H. W., and Young, G. M., 1984- Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1523–1534. DOI.org:10.1016/0016-7037(84)90408-3.
- Nordstrom, D. K., 2000- An overview of arsenic mass-poisoning in Bangladesh and West Bengal, India, in Young, C., ed., *Minor elements 2000, processing and environmental aspects of As, Sb, Se, Te, and Bi*: Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, 21–30.
- Pandarínath, K., García-Soto, A. Y., Santoyo, E., Guevara, M., and Gonzalez-Partida, E., 2020- Mineralogical and geochemical changes due to hydrothermal alteration of the volcanic rocks at Acoculco geothermal system, Mexico, *Geological Journal*, 55, 9. DOI:10.1002/gj.3817.
- René, M., 2008- Anomalous rare earth element, yttrium and zirconium mobility associated with uranium mineralization, *Terra Nova*, 20, 1, 52–58. DOI: 10.1111/j.1365-3121.2007. 00786.x.
- Rubin, J. N., Henry, Ch. D., Price, J. G., 1993- The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration, *Chemical Geology*, 110, 1–3, 29–47. DOI:10.1016/0009-2541(93)90246-F.
- Shiraki, K., 1997- Geochemical Behavior of Chromium, *Resource Geology*, 47, 6, 319–330. DOI: 10.1145/shigenchishitsu1992.47.319.
- Sillitoe, R., Hedenquist, J., 2003- Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits, *Society of Economic Geologists Special Publications*, 10, 315–343.
- Smith, D., and Persil, E.-A., 1997- Sb-rich rutile in the manganese concentrations at St. Marcel–Praborna, Aosta Valley, Italy; petrology and crystal-chemistry. *Mineralogical Magazine*, 61 (5), 655–669. DOI: 10.1180/minmag.1997.061.408.04.
- Trépanier, S., Mathieu, L., Daigneault, R., Faure, S., 2016- Precursors predicted by artificial neural networks for mass balance calculations: Quantifying hydrothermal alteration in volcanic rocks, *Computers and Geosciences*, 89, 32–43. DOI: 10.1016/j.cageo.2016.01.003.

- Velinov, I., Gorova, M., Neykov, H., 1991- Svanbergite and woodhouseite from the Asarel porphyry copper deposit (Bulgaria), *Comptes Rendus de l'Academie bulgare des Sciences*, 44, 2, 45–48.
- Voicu, G., Barodoux, M., Voicu, D., 1997- Mineralogical norm calculations applied to tropical weathering profiles. *Mineralogical Magazine*, 61, 185-196. DOI.org:10.1180/minmag.1997.061.405.03.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371.
- Wood, S., 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 vapor pressure, *Chemical Geology*, 88, 99–125. DOI:10.1016/0009-2541(90)90106-H.
- Wood, S.A., 2003- The geochemistry of rare earth elements and yttrium in geothermal waters: *Society of Economic Geologists, Special Publication 10*, p.133–158. DOI: 10.5382/SP.10.08.

Mineralogy and geochemistry of major and trace elements in argillic alteration zone of the Kamar district, NW Iran

R. Masoomi^{*1}, Y. Rahimsouri², H. Jamali³ and A. Abedini⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia university, Urmia, Iran

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia university, Urmia, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

⁴ Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

Received: 2020 March 04

Accepted: 2020 December 07

Abstract

The action of alteration processes on the Eocene tuffs has led to the formation of a spread argillic alteration zone in the Kamar district (south of Ardebil, Tarom-Hashtjin Zone). The aim of this study is to determine the factors controlling argillic alteration, using mineralogical studies and chemical alteration indices. Quartz, kaolinite, muscovite (sericite), rutile, anatase, illite, diaspore, alunite, albite, clinocllore, jarosite, gypsum, pyrite, orthoclase and dolomite are the mineral assemblage of this alteration zone. The mineralization of sulfides include pyrite (predominantly), chalcopyrite, bornite, chalcocite, galena, and sphalerite. The chemical index of alteration (CIA) values are between 51.55 to 74.3 %, and the mineralogical index of alteration (MI) values vary from 8.22 to 48.3%. These values indicate the intensity of medium to high alteration of feldspar minerals. The mafic index of alteration ($MIA_{(O)}$) ranges from 55.88% to 87.48%, which indicates the alteration of ferromagnesian minerals (pyroxene and amphibole) in tuffs. Mineral alteration path in the diagram of Ishikawa alteration index (AI) vs chlorite-carbonate-pyrite index (CCPI) is chlorite-pyrite-sericite. The rate of negative mass change of the major oxides is as $Al_2O_3 > MgO > CaO > FeO > Na_2O$, and K_2O shows negative and positive mass change, P_2O_5 and MnO remain unchanged, and SO_3 is enriched. Ni, Zr, Sb, Sc, Au, Y, Zn and Cu are depleted; Cr, V, La, Ce and Nd depleted and stabilized; Nb and Mo enriched. As is the most enriched. Depletion of a large number of elements, including some immobile elements (Al, V, Y, Zr and LREEs), the presence of minerals indicating acidic pH, such as jarosite and alunite, and high-temperature minerals such as rutile and anatase, the presence of the vuggy quartz in some altered regions, and concomitant enrichment of As, Sb and Mo, in the Kamar argillic zone, bear similarities to the hot fluid alterations of high-sulfidation epithermal deposits.

Keywords: Geochemistry, Argillic alteration, Geochemical indices, Mass changes, Kamar district, Tarom-Hashtjin Zone

For Persian Version see pages 123 to 136

*Corresponding author: R. Masoomi; E-mail: Robabe.masoomi@yahoo.com