

بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران ۲۰ و ۲۱ آبانماه ۱۳۹۹ The 23rd Symposium of Geological Society of Iran 10-11 November, 2020



شاخص‌های دگرسانی و ارتباط آنها با کانی زایی ایلیت در ریولیت‌های سری ریزو، استان یزد

مهناز خدای

عضوهیات علمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه یزد

چکیده

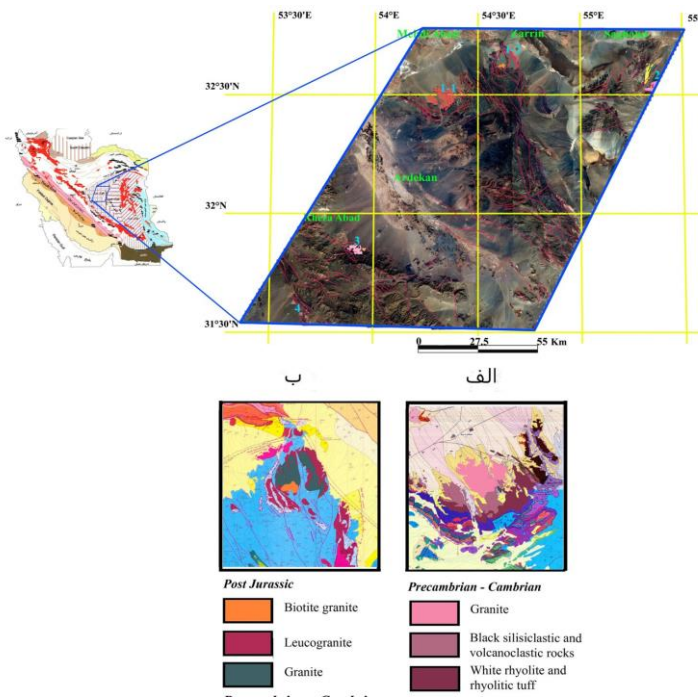
منطقه مورد مطالعه در شمال خاور اردکان در استان یزد واقع شده و از نظر تقسیم‌بندی ساختاری ایران زمین، متعلق به پهنه ایران مرکزی و بلوک یزد می‌باشد. بخش‌های آذرین سری ریزو به سن پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین بویژه گدازه‌ها و توف‌های ریولیتی در مناطق زربن و توت دچار دگرسانی و هوازدگی شده‌اند. این رخداد منجر به تشکیل نهشته‌های رسی با کانی‌های اصلی ایلیت، کوارتز و فلدسپار گردیده است. شاخص شیمیایی دگرسانی CIA، شاخص شیمیایی هوازدگی CIW، شاخص تغییرات ترکیبی و شاخص‌شیمیایی دگرسانی پلاژیوکلاز PIA برای محصولات دگرسانی به منظور بررسی شدت دگرسانی، هوازدگی و عوامل موثر بر آن مورد مطالعه قرارگرفتند. مقادیر این شاخص‌ها برای نمونه‌های مورد مطالعه برابر است با $PIA=9A/82-7A/97$ ، $CIW=72/1-39/1$ ، $CIA=47/68-16/76$ و $ICV=93/98$. $CIW=0.6/87-$ شدید را برای ریولیت‌های سری ریزو نشان می‌دهند. شاخص دگرسانی پلاژیوکلازها نیز دگرسانی شدید این کانی را نشان می‌دهد. تشکیل ایلیت با توجه به شاخص شیمیایی دگرسانی متوسط و درجه هوازدگی شدید می‌تواند بخاطر فعالیت بیشتر یون پتاسیم نسبت به منیزیم و هیدروژن و اسیدیته پایین‌تر نسبت به شرایط تشکیل کانولینیت باشد. دمای پهنه رخداد ایلیت در این شرایط شیمیایی حدود ۱۵۰-۲۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

مقدمه

کانی‌های رسی می‌توانند در شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت در اثر هوازدگی، دگرسانی گرمایی و یا ترکیبی ازاین دو فرآیند ایجاد شوند. ایلیت از فراوان‌ترین کانی‌های رسی در نهشته‌های دگرسانی است که از کانی‌های مادر متنوعی مثل مسکویت، کانولینیت و فلدسپار تشکیل می‌شود. ایلیت در فرآیندهای دیازنز، دگرگونی دما پائین، دگرسانی گرمایی و اطراف توده‌های کانسار نیز تشکیل که با افزایش دما مقدار آن افزایش می‌یابد. در فرآیندهای سریستی شدن هم ایلیت از فلدسپار در عمق پائین‌تر منطقه هوازده ایجاد می‌شود. اسمکتیت در شرایط هوازدگی همراه با شستشوی قلیایی‌ها، غنی‌شدگی از منیزیم و دمای حدود ۸۷ درجه سانتی‌گراد و همچنین در محصولات دگرسانی گرمایی اطراف نهشته‌های فلزی و اطراف چشمه‌های آبگرم و آبشارها و در ریولیت‌ها، خاکسترهای ریزی و جریان‌های آذرآواری تشکیل می‌شود[۱]. کانی رسی همراه با سنگ‌های اسیدی بیشتر اسمکتیت است. طبیعت و نوع رس به شرایط انتقال و جایجایی بیشتر از نوع سنگ بستگی دارد. ترکیب ایده‌آل ایلیت $Na,Ca,K)0.33(Al,Mg,Fe)2(Si,Al)4O10(OH)2$ و اسمکتیت $K0.75(Al1.75Mg0.25)(Si3.5Al0.5)O10(OH)2$ می‌باشد [۲].

ساختار اولیه ایلیت از روی هم قرارگرفتن دو صفحه از چهار وجهی‌های اکسید سیلیسیم و یک صفحه از هشت وجهی‌های اکسید آلومینیوم، در میان صفحات سیلیس تشکیل می‌شود و یون‌های پتاسیم بین این واحدها قرار می‌گیرند[۲]. عوامل ترمودینامیکی کنترل‌کننده تشکیل ایلیت شامل دما، زمان، ترکیب سیال و نسبت سیال به سنگ است. با بالا رفتن دما، مقدار کانولینیت افزایش می‌یابد و کاهش دما موجب گسترش هیدرومیکها می‌شود. محلول‌های گرمایی یکی از مهمترین عوامل افزایش دما و تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی هستند. اسیدیته نیز در تحرک و توان مهاجرت یون‌ها در محیط‌های سوپرزون نقش مهمی دارد. شرایط ژئومورفولوژی، لایه بندی، ضخامت واحدهای سنگی، شکستگی، خلل و فرج آنها، شرایط اقلیمی و آب و هوا نیز از عوامل موثر در تشکیل و گسترش کانی‌های رسی می‌باشند[۱،۲،۳]. بارندگی زیاد و طویلت عمل شستشو را تشدید و منجر به خروج یون‌های قلیایی می‌شود. زمان یا طول مدت تأثیر عوامل بیرونی و درونی تشکیل دهنده نهشته‌های رسی نیز عامل مهمی در نوع، حجم و مرغوبیت کانی رسی است. پایداری ایلیت و اسمکتیت تابعی از غلظت یون منیزیم و پتاسیم نسبت به هیدروژن یا اسیدیته است. در شرایط اسیدی‌تر اسمکتیت و ایلیت به کانولینیت و در حضور یون منیزیم به کلریت تبدیل می‌شوند. با توجه به ترکیب اولیه سنگ مادر در مراحل اولیه دگرسانی گرمایی، بخاطر دمای کمتر، کانی‌های رسی بیشتری نسبت به کلریت تشکیل می‌شوند. افزایش فعالیت پتاسیم نسبت به هیدروژن نیز منجر به تشکیل ایلیت و اسمکتیت بیشتری نسبت به کانولینیت می‌شود. تأثیر یون‌های پتاسیم، هیدروژن و سیلیس بروی کلریت باعث تشکیل ایلیت، آزدسازی منیزیم و افزایش غلظت آن در سیالات محیط دگرسانی می‌شود. همچنین با افزایش دگرسانی در عمق بیشتر، فلدسپار کمتر، پتاسیم بیشتر و ایلیت بیشتر ایجاد می‌شود. در تشکیل ایلیت از اسمکتیت بطور نسبی افزایش پتاسیم، آلومینیوم و کاهش سیلیس، آهن، منیزیم و سدیم رخ می‌دهد. با افزایش دما اسمکتیت تبدیل به لایه‌های مخلوط اسمکتیت و ایلیت و سپس ایلیت می‌شود[۱،۲]. منطقه زربن و توت در شمال خاور اردکان از نظر تقسیم‌بندی ساختاری ایران زمین، متعلق به پهنه ایران مرکزی و بلوک یزد می‌باشند[۵،۶]. این مناطق تحت تأثیر ساختارها و گسل‌های اصلی بلوک یزد در بخش باختری خردقاره ایران مرکزی هستند که از شمال به گسل درونه، از خاور به گسل چپادونی و از باختر به گسل نائین –دهشیر– بافت محدود می‌شوند.

ریولیت‌ها بصورت توف و گدازه آتشفشانی و بخش‌های آذرین سری ریزو متعلق به پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین در منطقه مورد مطالعه دگرسان شده‌اند. سنگ‌های ریولیتی سفید دگرسان شده و در بخش بالایی آن آثار پهنه اکسیدان مشاهده می‌شود شکل ۳. سنگ‌های آذرین سری ریزو شامل گرانیت‌های نیمه عمیق قلیایی و ریولیت هستند که عمدتاً توسط دایک‌های بازیک قطع شده‌اند. سایر بخش‌های سری ریزو شامل دولومیت شتری و چرت همراه با لایه های نازک زئپس هستند. گرانیت زربگان به سن کامبرین در منطقه توت و گرانیت زربن به سن ژوراسیک پسین نیز این سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار داده‌اند. ماسه سنگ قرمز لالون به سن پالئوزوئیک، شیل و ماسه سنگ‌های دونین بالایی-کربونیفر که توسط آهک‌های پریم پوشیده شده‌اند در منطقه رخنمون دارند. همچنین شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک توسط گرانیت زربن قطع شدند. آهک‌های کرتاسه، سازندهای رسوبی آتشفشانی اوسن و رسوبات عهد حاضر از دیگر واحدهای سنگی منطقه هستند



موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ایران و تصویر ماهواره ای منطقه. الف و ب) بخش‌های آذرین سری ریزو متعلق به پرکامبرین-کامبرین پیشین در مناطق توت و زربن [۵،۶]



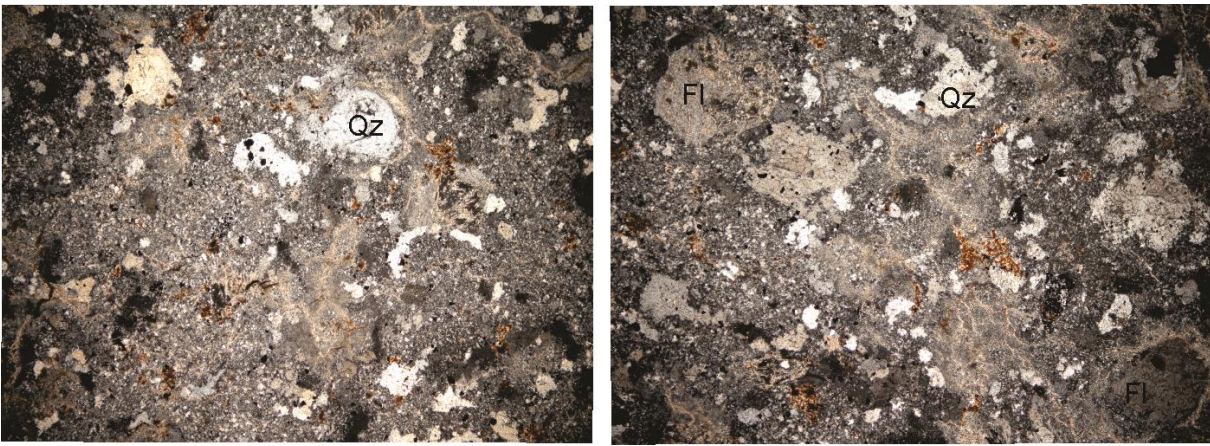
تصاویر صحرایی از رخنمون ریولیت‌های دگرسان و نهشته رسی قابل برداشت

مواد و روش کار

پس از جمع‌آوری اطلاعات پایه درباره منطقه، مطالعه تصاویر ماهواره‌ای؛ مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از محصولات دگرسانی سنگ‌های اسیدی مناطق زربن و توت با ثبت مختصات جغرافیایی آغاز شد. مطالعات پتروگرافی با میکروسکوپ نوری پلاریزان بروی نمونه‌های قابل تشخیص و آنالیز XRD برای شناسایی فازهای حاصل از دگرسانی انجام گردید. به منظور شناسایی ترکیب شیمیایی آنالیز XRF بر روی نمونه‌ها انجام و تغییرات ژئوشیمیایی آنها بررسی و تحلیل شد.

بحث

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی محصولات دگرسانی در اطراف سنگ‌های ریولیتی مورد مطالعه، عمدتاً نهشته‌های روشنی از کانی‌های رسی همراه با کوارتز و فلدسپار ایجاد کرده‌اند. کوارتز در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی سازند ریزو در زمینه‌ای بشدت تجزیه شده قرار دارد. فلدسپارها، میکاها و شیشه‌های اسیدی مستعد دگرسانی بوده و احتمالاً کانی‌های رسی زمینه را ایجاد کرده‌اند. بر اساس نتایج آنالیز XRD محصولات حاصل از دگرسانی این سنگ‌ها دارای کوارتز، ایلیت، الیبت و کلسیت و در بخش کمتر هوازده شامل کانی‌های کوارتز، الیبت، ایلیت، اسمکتیت و کلسیت می‌باشند.



تصاویر پتروگرافی از ریولیت‌های دگرسان و بقایای کوارتز و فلدسپات در آن XPL.پهنای میدان دید ۴ میلی‌متر(کوارتز: Qz، فلدسپات:Fl)

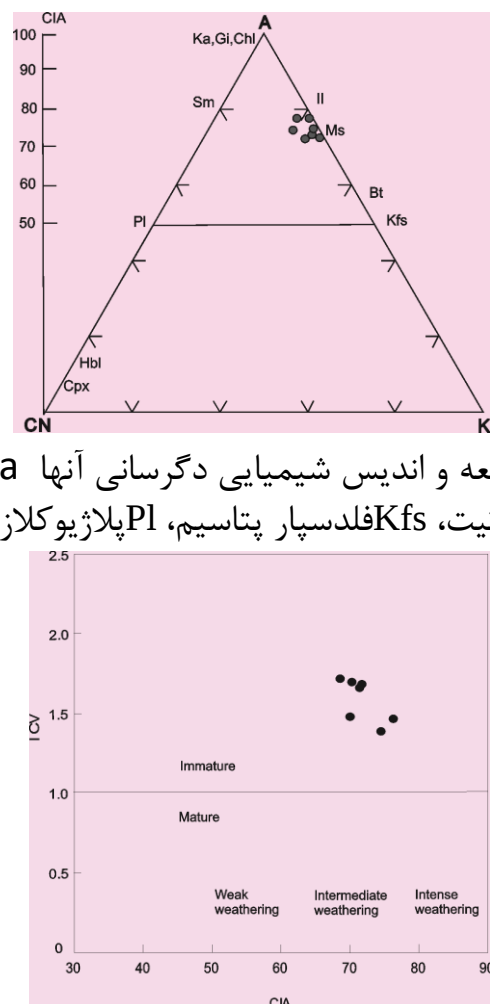
ژئوشیمی با توجه به نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی جدول ۱ درصد سیلیس نمونه‌های مورد مطالعه بین ۶۳/۶۳-۱۸/۸۱ و میانگین اکسیدپتاسیم نسبت به اکسیدسدیم در نمونه‌های حاوی ایلیت بیشتر است که نشانه شستشوی فلدسپار و تشکیل ایلیت نوظهور است. نهشته بدلیل شستشوی کمتر پتاسیم در بخش ریولیتی سری ریزو در ناحیه زربن ایلیت فاز اصلی رسی است. عدم تشکیل کانولینیت می‌تواند بخاطر اسیدیته و دمای پایین در حین دگرسانی باشد. اسمکتیت در دگرسانی بخشی از سری ریزو در ناحیه توت دیده می‌شود که نشانه دمای پایین‌تر و عدم شستشوی کامل منیزیم و سدیم می‌باشد. ایلیت، الیبت و کلسیت بترتیب فازهای حامل پتاسیم سدیم و کلسیم هستند. جهت بررسی شدت هوازدگی یا دگرسانی با استفاده از عناصر شیمیایی متداول و درجه تحرک، از شاخص‌های مختلف دگرسانی استفاده می‌شود، از جمله شاخص شیمیایی دگرسانی CIA، شاخص شیمیایی هوازدگی CIW، شاخص تغییرات ترکیبی ICV و شاخص‌شیمیایی دگرسانی پلاژیوکلاز PIA. این شاخص‌ها علاوه بر شدت هوازدگی می‌توانند تغییرات شیمیایی خاص مثل دگرسانی گرمایی در امتداد گسل‌ها را نیز نشان دهد، این شاخص‌ها با استفاده از اکسید عناصراصلی بصورت مولی، در مواد باقی‌مانده از دگرسانی تعیین می‌گردند مقدار CIA شاخص شیمیایی دگرسانی معیار خوبی برای بیان درجه هوازدگی شیمیایی و میزان تبدیل فلدسپار به کانی رسی است[۸]. این شاخص برای نمونه‌های مورد مطالعه $47/68-16/76$ می‌باشد.

$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$ شاخص CIW برای انواع مختلف سنگ‌ها و خاک‌ها کاربرد داشته و قابل تطابق با دیگر شاخص‌هاست. که البته مقدار تغییرات پتاسیم را در نظر نمی‌گیرد[۹]. این شاخص برای نمونه‌های مورد مطالعه $47/68-16/76$ می‌باشد.

$CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$ مقدار PIA مرتبط با دگرسانی پلاژیوکلازهاست و زمانی که نیاز به بررسی میزان دگرسانی پلاژیوکلازها وجود دارد کاربرد دارد[۱۰]. این شاخص برای نمونه‌های مورد مطالعه $9A/82-7A/97$ می‌باشد.

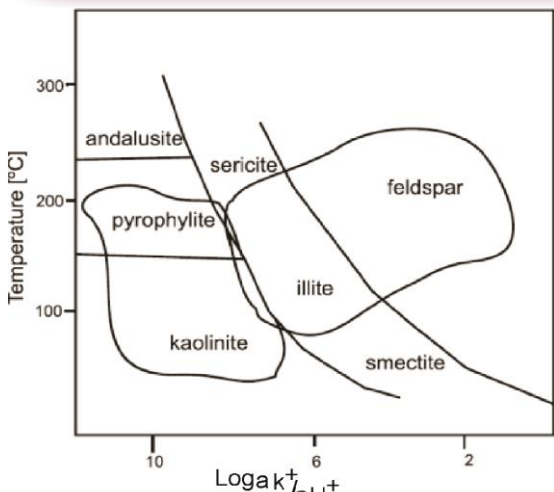
$PIA = (Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 - K_2O + CaO + Na_2O)$ شاخص تغییرات ترکیبی ICV برای اندازه‌گیری مقدار بلوغ کانی‌شناسی نهشته‌های حاصل از دگرسانی بکار می‌رود[۱۱] و هرچه هوازدگی شدیدتر باشد مقدار آن کوچکتر می‌شود. این شاخص برای نمونه‌های مورد مطالعه $9A/82-7A/97$ می‌باشد.

$ICV = (Fe_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3$ بطورکلی مقادیر pIA و CIW محصولات دگرسانی بخش‌های ریولیتی سری ریزو درجه متوسط تا قوی را از خود نشان می‌دهند. مقادیر CIA، بخاطر در نظر گرفتن K_2O کمی کمتر از مقادیر CIW و PIA می‌باشد و با توجه به مقادیر PIA شدت دگرسانی پلاژیوکلازها بیش از دگرسانی کل سنگ است. علاوه بر این شاخص‌ها، نمودارهای مثلثی، فراوانی و تحرک آلومینیوم، سیلیس، سدیم کلسیم و پتاسیم و همچنین میزان تأثیر متازوماتیسم پتاسیم در حین نهشت را نیز نشان می‌دهند. نمودار A-CN-K ($A = CaO + Na_2O$, $K = K_2O$) Al_2O_3 ، ترکیب کانی‌شناسی و ارتباط آن با CIA را مشخص می‌کند [۱۱] نمونه‌ها در نمودار مجاورت ضلع آلومینیوم و پتاسیم و نزدیک قطب آلومینیوم هستند و درجه هوازدگی متوسط و ترکیب کانی‌شناسی مسکویت (سرپسیت) و ایلیت را نشان می‌دهند. هرچه کانی‌زایی رس بیشتر باشد نمونه‌ها به قطب A و هرچه دگرسانی ضعیف‌تر به فلدسپارا نزدیکتر می‌شوند. تغییرات مقدار CIA در مقابل ICV، منشأ سنگ‌های دگرسان شده و همچنین شدت دگرسانی سیلیکات‌ها را نشان دهد. با افزایش CIA مقدار ICV کاهش می‌یابد. تغییرات این شاخص‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که محصولات دگرسانی در محدوده دگرسانی شیمیایی متوسط قرار می‌گیرد



نمودار مثلثی A-CN-K موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و اندیس شیمیایی دگرسانی آنها Ka کانولینیت، Gi گیبسیت، Chl کلریت، Ill ایلیت، Mu مسکویت، Bi بیبوتیت، Kfs فلدسپار پتاسیم، Pl پلاژیوکلاز، Hb، هورنبلند.

نتیجه گیری



شرایط پایداری ایلیت و اسمکتیت نسبت به دما و نسبت فعالیت یون‌های پتاسیم و هیدروژن [۴]

ایلیت و اسمکتیت کانی‌های رسی اصلی مشاهده شده در محصولات دگرسانی سنگ‌های ریولیتی سری ریزو متعلق به پرکامبرین-ابتدای کامبرین در مناطق زربن و توت، بهمره کوارتز، الیبت و کلسیت هستند. مقادیر PIA و CIW محصولات دگرسانی بخش‌های ریولیتی سری ریزو در زربن درجه دگرسانی متوسط تا قوی را از خود نشان می‌دهند. این موضوع را می‌توان به سن، گسل‌های متعدد در منطقه و طبیعت سیالات درگیر در دگرسانی نسبت داد. مقادیر CIA کمتر از مقادیر CIW و PIA می‌باشد و با توجه به مقادیر PIA شدت دگرسانی پلاژیوکلازها بیشتر است. سنگ‌های ریولیتی با میزان قابل توجه شیشه آتشفشانی و فلدسپار و چرخش سیالات گرمایی با حرارت حدود ۱۵۰-۲۰۰ درجه سانتیگراد بخصوص در نزدیکی گسل‌ها و شکستگی‌ها دگرسانی پیدا کرده‌اند اما بدلیل فعالیت بیشتر یون پتاسیم و اسیدیته کمتر سیالات، کانی زایی رس در حد ایلیت بوده و منجر به تشکیل کانولینیت نشده است. شرایط فیزیکوشیمیایی دگرسانی از جمله دما، سیالات، زمان دگرسانی، ساختار زمین‌شناسی و آب و هوای دیرین از جمله عوامل موثر در شدت دگرسانی و محصولات حاصل از آن هستند.

جدول ۱- نتایج آنالیزشیمیایی XRF نمونه‌های مورد مطالعه و شاخص‌های ژئوشیمیایی محاسبه شده

	Z1	Z2	Z7	Z3	Z4	Z5	Z6
SiO ₂	۶۲/۷۲	۱۸/۸۱	۹/۷۰	۹۶/۶۲	۱۶/۷۴	۸۱/۷۲	۵۸/۷۸
Al ₂ O ₃	۷/۱۷	۸۹/۱۲	۸۷/۱۶	۴۹/۱۹	۵۲/۱۴	۹۷/۱۴	۵۶/۱۲
Fe ₂ O ₃ *	۵۸/۰	۲۶/۰	۲۹/۳	۷۶/۴	۹۶/۲	۶۸/۲	۷۸/۱
CaO	۰/۲/۱	۰/۴/۰	۳۰/۰	۱۴/۰	۳۲/۰	۹/۱/۰	۰/۱/۰
Na ₂ O	۴۷/۰	۵۷/۰	۱۲/۰	۱۶/۰	۹/۰	۰/۷/۰	۱۲/۰
K ₂ O	۴۹/۴	۱۰/۳	۵۵/۵	۰۵/۷	۶۲/۴	۷۲/۴	۷۰/۳
MnO	۰/۲/۰	۰/۲/۰	۰/۱/۰	۰/۱/۰	۰/۱/۰	۰/۱/۰	۰/۱/۰
TiO ₂	۱/۲/۰	۱/۱/۰	۱۵/۰	۱/۲/۰	۱/۴/۰	۱/۲/۰	۰/۹/۰
MgO	۱۹/۰	۱۲/۰	۸۱/۰	۸۶/۰	۸۸/۰	۷۸/۰	۳۵/۰
L.O.I	۴۴/۲	۵۲/۱	۸۰/۲	۴۰/۲	۹۲/۱	۳۷/۲	۷۵/۱
CIA	۳۲/۷۲	۶۶/۷۴	۳۲/۷۱	۶۶/۷۱	۴۷/۶۴	۷۲/۶۸	۱۹/۶۶
CIW	۰/۶/۸۷	۷۲/۹۲	۶۹/۹۵	۴۱/۹۲	۲۱/۹۵	۴۱/۸۹	۴۲/۹۸
ICV	۴۸/۱	۲۹/۱	۶۶/۱	۷۰/۱	۶۹/۱	۷۲/۱	۴۷/۱
PIA	۹/۸/۸۲	۴۱/۹۰	۵۵/۹۲	۸۱/۹۵	۸۸/۹۲	۷۵/۸۴	۷۸/۹۷

منابع

- [1] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the rock forming Minerals, " (1992) Second ed. Longman, London, 696 p.
- [2] Miyoshi, Y., Ishibashi, J., Shimada, K. Inoue, H., Seichiro Uehara,S., Tsukimura,K. "Clay Minerals in an Active Hydrothermal Field at Iheya-North-Knoll, Okinawa Trough" (2015) Resource Geology Vol. 65, No. 4: 346-360.
- [3] Khodami M., Kamali Shervedani A., "Mineralogical and Geochemical studies of clay deposit in the Chah-Shur, Varzaneh, South-East of Isfahan, Iran," Iranian Journal of Earth Sciences 10(2018) 135-141.
- [4] Montoya, J.W., Hemley, J.J., Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions. Economic Geology., 70 (1975), 577-583.
- [5] Haghipour A., Pelissier G., Valeh N., "The Geological map Of Ardakan, 1 :250000" (1972) geological survey of Iran.
- [6] Nogol Sadat A., Nabavieh S.M., Torshisian H., "The Geological map Of Mehdi Abad, 1 :100000" (2004) geological survey of Iran.
- [7] Ghadimian A., Khodami M., "Mineralogy, geochemistry and genesis of the Garak Baghi kaolin deposit in the northwest of Saveh, Iran," Arabian journal of Geosciences 8(2015)3019-3030.
- [8] Nesbit H.W., Young G.M., "Petrogenesis of sediments in the absence of chemical-weathering: effect of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy," Sedimentology, 43(1996) 341-358.
- [9] Harnois L., "The CIW index: a new Chemical Index of Weathering," Sedimentary Geology 55(1988) 319-322.
- [10] Fedo C. M., Nesbitt H. W., Young G. M., "Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance," Geology 23(1995)921-924.
- [11] Ohta T., Arai H., "Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering," Chemical Geology 240(2007) 280-297.
- [12] Bukalo N. N., Ekosse G.E., Odiyo J. O., Ogola J. S., "Geochemistry of Selected Kaolins from Cameroon and Nigeria," Open Geosciences 9(2017) 600-612.