

بررسی تطبیقی کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های فلسیک دگرسان شده در استان یزد

مهناز خدای*، غلامرضا تاج بخش

گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد

(دریافت مقاله: ۹۹/۲/۲۰، نسخه نهایی: ۹۹/۴/۲۲)

چکیده: سنگ‌های فلسیک تجزیه شده و خاک‌های همراه آن در مناطق مختلف استان یزد بعنوان ماده اولیه سرامیک، چینی و شیشه برداشت می‌شوند. به منظور بررسی شدت دگرسانی و عوامل موثر بر آن، تغییرات بافتی، کانی‌شناسی فرآورده‌های دگرسانی در بخش‌های آذرین سری ریزو وابسته به پرکامبرین پیشین (زرین و توت)، متاگرانیت‌های پرکامبرین (ساغند)، لویکوگرانیت‌های پس از ژوراسیک (خضراباد) و داسیت‌های نئوژن (عبداله) بررسی تطبیقی شدند. کانی‌های عمده فرآورده‌های دگرسانی این مناطق شامل کوارتز، فلدسپار، ایلیت، کائولینیت و مونتموریونیت هستند. شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA)، شاخص شیمیایی هوازدگی (CIW)، شاخص تغییرات ترکیبی (ICV) و شاخص شیمیایی دگرسانی پلاژیوکلاز (PIA) برای فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین، لویکوگرانیت‌های پس از ژوراسیک و سنگ‌های داسیتی نئوژن درجه ضعیف تا متوسط و برای فرآورده‌های دگرسانی بخش‌های آذرین سری ریزو درجه متوسط تا قوی را نشان می‌دهند. تغییرات مشاهده شده ناشی از تنوع سنگ‌های مادر فلسیک، ویژگی‌های زمین‌ساختاری منطقه، سن و شرایط آب و هوایی است.

واژه‌های کلیدی: شاخص شیمیایی دگرسانی؛ شاخص شیمیایی هوازدگی؛ شاخص تغییرات ترکیبی؛ شاخص شیمیایی دگرسانی پلاژیوکلاز؛ کانی‌زایی رس؛ استان یزد.

مقدمه

اکسایش، مدت دگرسانی، ساختار زمین‌شناسی و آب و هوای دیرین از عوامل موثر در شدت دگرسانی و فرآورده‌های آن هستند که در بررسی فرآورده‌های دگرسانی این سنگ‌ها در نظر گرفته شدند. پهنه‌های برشی، گسل‌ها و درزه‌های سنگ‌ها چرخش سیال‌ها و جابه‌جایی یون‌ها را تسهیل کرده و سرانجام دگرسانی را تشدید می‌کنند. بررسی‌های اولیه پیرامون کانی‌زایی رس در استان یزد نشان داده که با وجود قابلیت مناسب سنگ مادر آذرین در منطقه و دگرسانی گسترده، رخداد کانی‌های رسی کائولینیت و مونتموریونیت چشمگیر نیست. در این پژوهش، با بررسی فرآورده‌های دگرسانی با سنگ مادر مشابه فلسیک، عوامل موثر در تنوع فرآورده‌های شاخص‌های زمین‌شیمیایی دگرسانی و دلایل تشکیل شدن یا نشدن کانی‌های رسی با ارزش بررسی شد. با توجه به کاربرد

سنگ‌های آذرین اسیدی با کانی‌شناسی کوارتز و فلدسپار سنگ مادر مناسبی برای تشکیل کانی‌های رسی در اثر دگرسانی و هوازدگی هستند. از آنجا که فعالیت ماگمایی اسیدی در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی در استان یزد گسترش داشته، قابلیت بالایی برای تشکیل نهشته‌های رسی ایجاد شده است. انواع مختلف کانی‌های رسی می‌توانند در شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت و در اثر هوازدگی، دگرسانی گرمایی و یا ترکیبی از این دو فرآیند ایجاد شوند. در حال حاضر، بخشی از این سنگ‌های اسیدی روشن و خاک‌های برآمده از آنها در استان یزد بعنوان مواد اولیه در صنعت سرامیک و شیشه بهره‌برداری می‌شود. ترکیب و کانی‌شناسی سنگ مادر، شرایط فیزیکوشیمیایی دگرسانی از جمله دما، سیال‌ها، شرایط

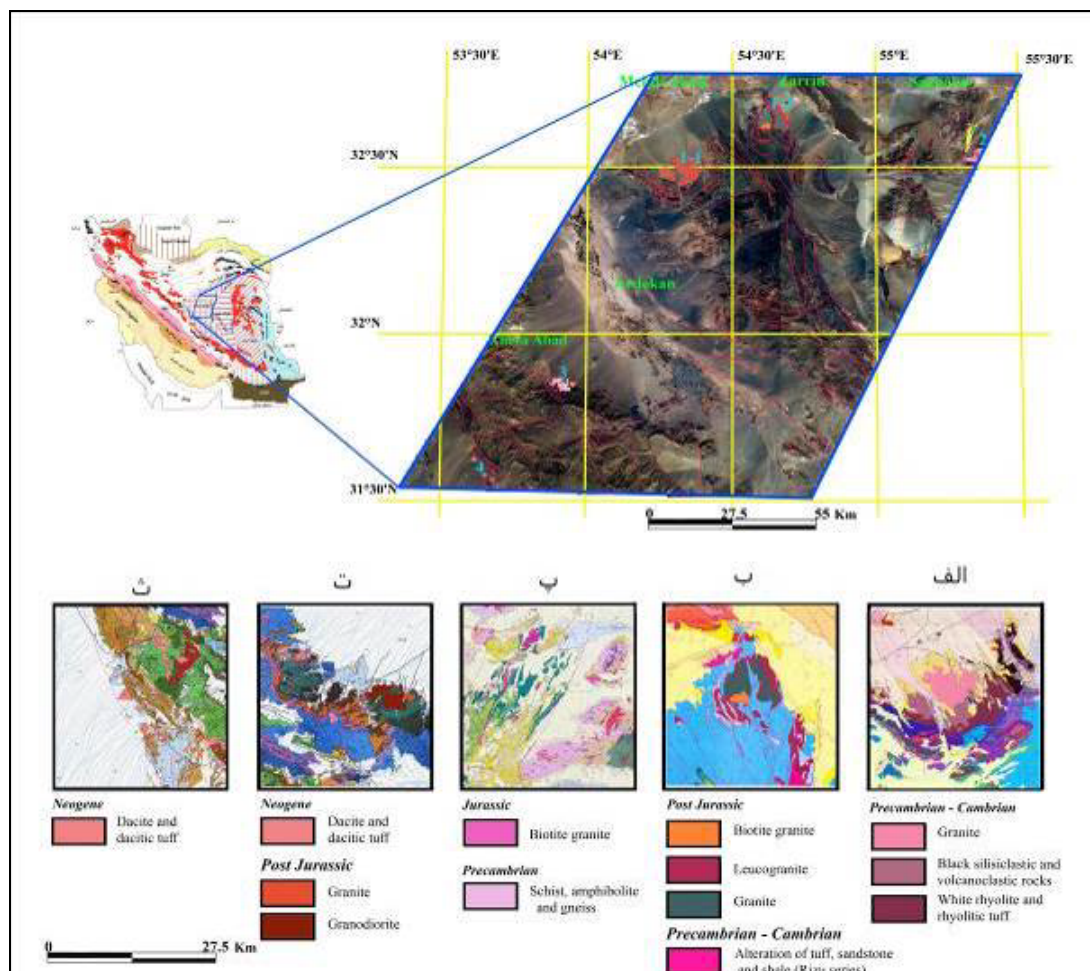
دگرسانی شدیدتر پیرامون گسل‌ها و پهنه‌های برشی است و با توجه به سنگ‌شناسی و سن در این پژوهش، به چهار منطقه عمده زیر رده‌بندی شده‌اند:

۱- فرآورده‌های دگرسانی ریولیت‌ها و بخش‌های آذرین سری ریزو وابسته به پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین در مناطق زرین و توت در شمال شرق اردکان: این ریولیت‌ها بیشتر بصورت گدازه آتشفشانی، سنگ مادر نهشته‌های رسی و فلدسپار تجزیه شده هستند. همچنین، در این بخش گرانیت توت، ریولیت‌های سری ریزو و گرانیت زرین، ماسه سنگ‌ها و شیل‌های ژوراسیک (معادل شمشک) را قطع و در آنها دگرگونی ایجاد کرده‌اند (شکل‌های ۱ الف و ب). عوامل زمین ساختی و نفوذ محلول‌های گرمایی در دگرسانی ریولیت‌ها اثرگذار بوده‌اند [۲].

صنعتی کانی‌های رسی و فلدسپارها، برای پی‌جویی منابع بیشتر، بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی اهمیت ویژه‌ای دارند.

جایگاه زمین‌شناسی

مناطق مورد بررسی از نظر تقسیم‌بندی ساختاری ایران زمین، وابسته به پهنه ایران مرکزی هستند [۱] (شکل ۱). منطقه زرین و توت در شمال قطعه یزد و خضراباد و حسین آباد عبدالله در بخش جنوبی قطعه یزد و کنار پهنه ارومیه - دختر قرار دارند. این مناطق در معرض ساختارها و گسل‌های اصلی قطعه یزد در بخش غربی خردقاره ایران مرکزی هستند که از شمال به گسل دورونه، از شرق به گسل چاپدونی و از غرب به گسل نائین - دهشیر - بافت محدود شده‌اند. بررسی تصویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی این مناطق نشانگر



شکل ۱ جایگاه مناطق مورد بررسی بر نقشه زمین‌شناسی ایران [۱] و تصویر ماهواره‌ای منطقه. الف و ب) بخش‌های آذرین سری ریزو وابسته به پرکامبرین-کامبرین پیشین در مناطق توت و زرین [۲]، پ) سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در منطقه ساغند [۳]، ت) لویکوگرانیت‌های پورفیروئید خضراباد [۴]، ث) سنگ‌های آتشفشانی داسیتی نئوژنی عبدالله [۵].

شیشه زمینه و در برخی مناطق، تشکیل کائولینیت و مونت‌موریونیت است (شکل ۲).

روش بررسی

پس از گردآوری اطلاعات پایه پیرامون منطقه، تجزیه‌های زمین‌شیمیایی معادن خاک رس و فلدسپار منطقه، بررسی تصاویر ماهواره‌ای؛ بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های فلسیک مناطق زرین و توت، ساغند، خضرآباد و عبدالله با ثبت مختصات جغرافیایی انجام شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری با میکروسکوپ نوری قطبشی بر نمونه‌های قابل تشخیص و پراش پرتوی ایکس (XRD) برای شناسایی فازهای برآمده از دگرسانی و کانی‌های غیرقابل شناسایی با میکروسکوپ نوری انجام گردید. همچنین از نمونه‌های دگرسان با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) دانشگاه یزد تصویربرداری شد. به منظور شناسایی ترکیب شیمیایی، طیف-سنجی فلورسانس پرتوی ایکس برای نمونه‌ها انجام و تغییرات زمین‌شیمیایی آنها بررسی شد. تجزیه‌های XRF و XRD در شرکت کانساران بینالود انجام شد. به منظور بررسی هم‌سنجی اثر فرآیندهای دگرسانی از داده‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی نهشته رسی چاه شور اصفهان با سنگ مادر توف قطعه سنگی و رس کائولینیتی پهنه آرژلیک معدن مس میدوک نیز در این پژوهش استفاده شد.

۲- فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در منطقه ساغند: سنگ‌های دگرگون (گرانیت میلونیتی) وابسته به سازند بنه شور در نزدیکی گسل پشت بادام دچار دگرسانی شده (شکل ۱ پ) و به دلیل خاستگاه فلسیک سنگ‌های مادر خاک‌های روشنی ایجاد کرده‌اند که بعنوان ماده معدنی فلدسپار سدیک برداشت می‌شود [۳].

۳- فرآورده‌های دگرسانی لویکوگرانیت‌های پورفیروئید پس از ژوراسیک در منطقه خضرآباد: توده نفوذی خضرآباد با ترکیب گرانیت قلیایی تا گرانودیوریت در شمال غرب تفت رخنمون دارد و سازندهای تخریبی و کربناتی پالئوزوئیک و کرتاسه را قطع کرده است (شکل ۱ ت). بخش‌های دگرسان این لویکوگرانیت نیز بعنوان فلدسپار پتاسیمی برداشت می‌شود [۴].

۴- فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی داسیتی نئوژن روستای عبدالله: در این منطقه و در راستای گسل توران پشت، سنگ‌های آتشفشانی بصورت گنبد و گدازه با ترکیب اسیدی و روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق رخنمون دارند که جوانتر از میوسن پسین هستند [۵]. این گنبدها با توجه به قرارگیری در راستای گسل توران پشت (از گسل‌های منشعب از گسل دهشیر-بافت) دچار دگرسانی شده و نهشته‌های رسی ایجاد کرده‌اند (شکل ۱ ث). درزه‌ها، گسل‌ها و شکستگی‌های ناشی از جایگیری گنبد‌های داسیتی مکانی مناسب برای دگرسانی و عبور سیال‌ها فراهم کرده که پیامد آن تجزیه فلدسپارها و



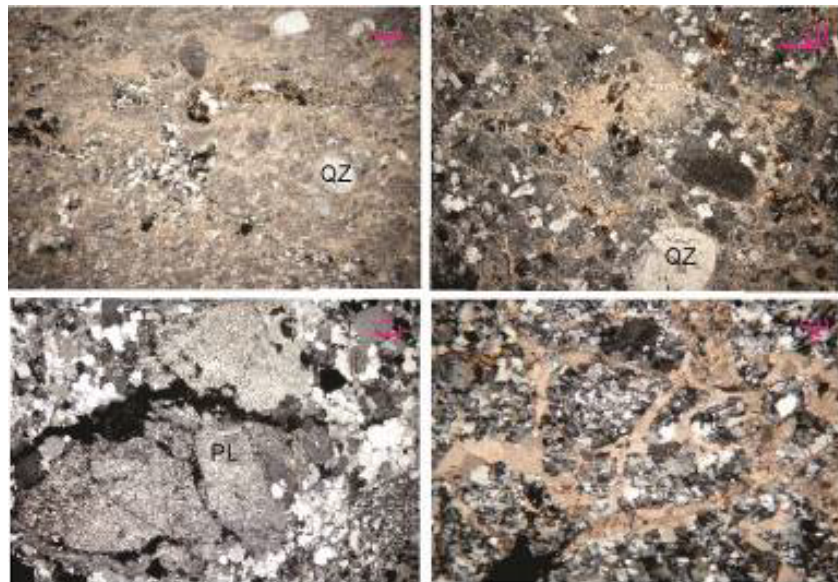
شکل ۲ تصاویر صحرایی از رخنمون سنگ‌های دگرسان در الف) ریولیت‌های زرین، ب) متاگرانیت ساغند، پ) داسیت عبدالله و ت) لویکوگرانیت خضرآباد.

بحث و بررسی

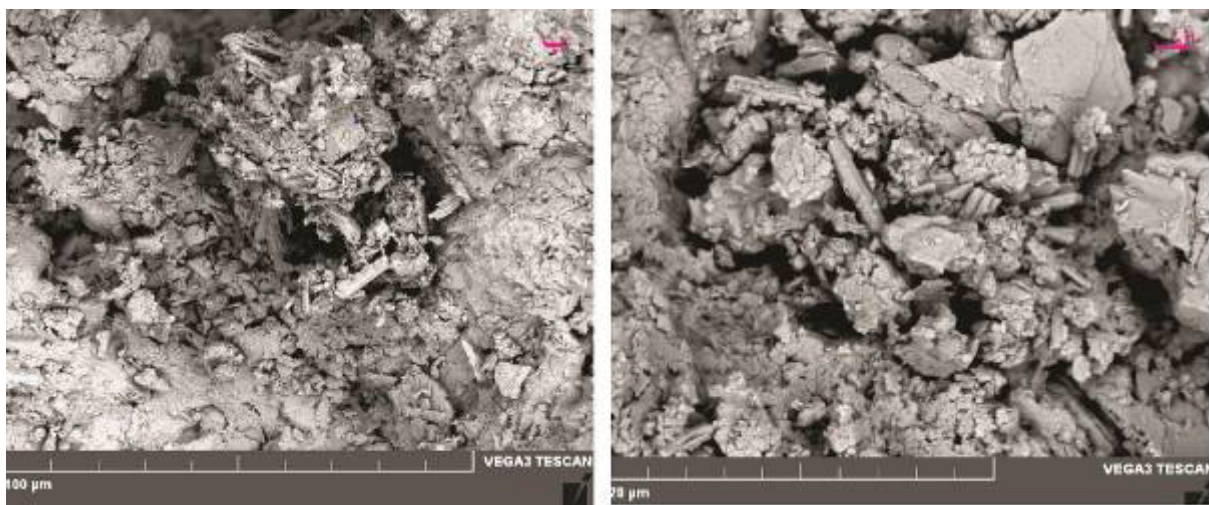
سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

فرآورده‌های دگرسانی پیرامون سنگ‌های اسیدی با ترکیب مشابه و سن متفاوت در مناطق مورد بررسی، بیشتر نهشته‌های روشن دربردارنده کانی‌های رسی، کوارتز و فلدسپار هستند. در بقایای سنگ مادر فرآورده‌های دگرسانی همه مناطق، کانی کوارتز قابل تشخیص است. این کانی در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی سازند ریزو در زمینه‌های بشدت تجزیه شده قرار دارد، در حالیکه در نمونه‌های مناطق دیگر همراه با بقایای فلدسپار دیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمونه‌های

سنگ‌مادر دگرسان ناحیه ساغند، گرانیت میلونیتی دارای کانی‌های کوارتز و پلاژیوکلاز با حالت برشی شده، نمونه‌های لویکوگرانیت خضرآباد با بافت پورفیروئید دربردارنده درشت بلورهای پلاژیوکلاز تجزیه شده و کوارتز و نمونه‌های داسیتی منطقه عبدالله دارای کوارتز و پلاژیوکلاز در زمینه فلسیتی تجزیه شده هستند (شکل‌های ۳ و ۴). فلدسپارها، شیشه‌های اسیدی و گاهی بیوتیت، توانایی دگرسانی و تبدیل به کانی‌های را دارند و تشکیل کانی‌های رسی با توجه به ترکیب سنگ‌های فلسیک قابل انتظار است.



شکل ۳ تصاویر سنگ‌نگاری از بقایای سنگ مادر در فرآورده‌های دگرسانی مورد بررسی الف و ب) ریولیت‌های دگرسان سری ریزو در زرین، پ) متاگرانیت برشی شده ساغند و ت) لویکوگرانیت خضرآباد (تصاویر در نور قطبیده متقاطع، XPL، با پهنای میدان دید ۴ میلی‌متر تهیه شده‌اند)



شکل ۴ تصویر میکروسکوپ الکترونی از تشکیل کائولینیت در نهشته رسی داسیت عبدالله

پهنه گسلی دهشیر هستند.

زمین شیمی

با توجه به نتایج تجزیه‌های زمین شیمیایی (جدول ۲)، مقدار سیلیس در نمونه‌های مورد بررسی ۶۷/۱۸-۸۱/۱۸ درصد و نسبت Al_2O_3/SiO_2 برابر با ۰/۱۵-۰/۲۴ است که نشانگر غنی بودن از کوارتز است. نسبت Na_2O/SiO_2 کمتر از ۰/۵ و نسبت K_2O/SiO_2 کمتر از ۰/۲ بوده که بیانگر دگرسانی ناکامل فلدسپارها به کانی رسی است. میانگین اکسیدپتاسیم نسبت به اکسیدسدیم در نمونه‌های شامل کانی‌های نوظهور رسی (ایلینیت، کائولینیت) مانند ناحیه زرین بیشتر است، درحالی‌که مقدار سدیم در نمونه‌های شامل کانی آلینیت و مونت‌موریونیت مانند ناحیه خضرآباد و ساغند بالاتر است.

بر اساس نتایج XRD فرآورده‌های دگرسانی، کوارتز و آلینیت کانی مشترک همه نمونه‌ها هستند (جدول ۱). نهشته‌های برآمده از دگرسانی سنگ‌های آذرین اسیدی سری ریزو در منطقه زرین دارای کوارتز، ایلینیت، آلینیت و کلسیت و در بخش کمتر هوازده منطقه توت، شامل کانی‌های کوارتز، آلینیت، اسمکتیت، کلسیت هستند. فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین ناحیه ساغند شامل کوارتز، کائولینیت و آلینیت هستند. کوارتز، ایلینیت، مونت‌موریونیت، آلینیت، سریسیت (مسکویت) کانی‌های ناشی از دگرسانی توده آذرین اسیدی پس از ژوراسیک خضرآباد بوده، در حالیکه کوارتز (کریستوبالیت)، کائولینیت، ایلینیت، مونت‌موریونیت، سریسیت (مسکویت)، آلینیت، ارتوز و آنورتیت کانی‌های تشخیص داده شده در دگرسانی سنگ‌های اسیدی آتشفشانی

جدول ۱ نتایج تحلیل طیف‌های XRD نمونه‌های مورد بررسی (Ma: Major Mi: Minor, Tr:Trace)

نمونه	موقعیت نهشته	کوارتز	کائولینیت	ایلینیت	مونت‌موریونیت	اسمکتیت	آلینیت	ارتوکلاز	آنورتیت	مسکویت	کلسیت
		Ma	Mi	Mi				Mi	Ma	Tr	
A3	داسیت عبدالله	Ma	Mi								
A2	داسیت عبدالله	Ma	Mi		Mi						
KH1	لوپکوگرانیت خضرآباد	Ma		Mi	Ma		Ma			Mi	
TK2	متاگرانیت ساغند	Ma	Mi				Ma				
ZM1	سری ریزو توت	Ma		Mi		Mi	Ma			Mi	
ZR1	سری ریزو زرین	Ma		Ma			Mi			Mi	
KA1	چاه شور	Ma	Mi	Mi	Ma		Ma	Ma			
KA2	چاه شور	Ma	Ma	Mi	Ma		Mi	Mi			
S3	میدوک	Ma	Ma	Ma							

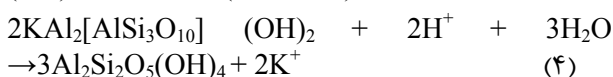
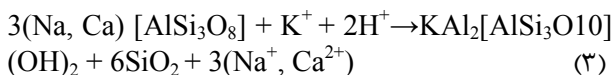
جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی XRF نمونه‌های مورد بررسی و شاخص‌های زمین شیمیایی محاسبه شده

	Zr1	Zr2	Zr7	Zr3	Zr4	Zr5	Zr6	Zm1	Kh1	Kh3	A2	Sk2	Sk
SiO ₂	۷۲۶۳	۸۱/۱۸	۷۰/۰۹	۶۳۹۶	۷۴۱۴	۷۲۸۱	۷۸۵۸	۶۶۳۴	۷۶۲۰	۶۴۵۹	۶۷/۱۸	۷۸/۴۴	۷۸/۵
Al ₂ O ₃	۱۷۷	۱۲/۸۹	۱۶/۸۷	۱۹/۴۹	۱۴/۵۳	۱۴/۹۷	۱۳/۵۴	۱۸/۴۵	۱۲/۹۴	۱۵/۲۱	۱۴/۶۲	۱۲/۰۸	۱۲/۹۶
Fe ₂ O ₃ *	۰/۵۸	۰/۲۶	۳/۲۹	۴/۷۶	۲/۹۴	۲/۶۸	۱/۷۸	۱/۵۹	۱/۷۳	۰/۸۴	۱/۳۹	۰/۲۱	۰/۲۷
CaO	۱/۰۲	۰/۰۴	۰/۳۰	۰/۱۴	۰/۳۲	۰/۹۱	۰/۰۱	۰/۹۹	۰/۵۷	۲/۴۷	۲/۱۶	۰/۵۶	۰/۹۷
Na ₂ O	۰/۴۷	۰/۵۷	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۲	۹/۵۶	۵/۴۴	۵/۶۲	۶/۲۵	۷/۱۹	۲/۸۲
K ₂ O	۴/۴۹	۳/۱۰	۵/۵۵	۷/۰۵	۴/۶۲	۴/۷۲	۳/۷۰	۰/۸۲	۰/۶۵	۲/۸	۲/۳۹	۰/۰۶	۲/۰۴
MnO	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱
TiO ₂	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۶۵	۰/۱۵	۰/۰۶	۰/۲۳	۰/۱۴	۰/۰۹
MgO	۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۸۱	۰/۸۶	۰/۸۸	۰/۷۸	۰/۳۵	۰/۲	۰/۴۲	۱/۴۴	۰/۲۸	۰/۰۹	۰/۵۹
مواد فرار (L.O.I.)	۲/۴۹	۱/۵۲	۲/۸۰	۳/۴۰	۱/۹۲	۲/۳۷	۱/۷۵	۱/۰۲	۱/۸۵	۶/۶۶	۳/۹۴	۱/۲۸	۱/۷۵
CIA m	۲/۳۶	۲/۹۵	۲/۴۹	۲/۳۷	۲/۵۳	۲/۱۷	۳/۲۰	۱/۰۰	۱/۲۱	۰/۹۱	۰/۸۷	۰/۹۳	۱/۵۰
CIA	۷۰/۲۳	۷۴/۶۶	۷۱/۳۲	۷۰/۴۷	۷۱/۶۷	۶۸/۴۷	۷۶/۱۹	۵۰/۰۴	۵۴/۷۵	۴۷/۵۴	۴۶/۵۲	۴۸/۳۳	۶۰/۰۶
CIW	۸۷/۰۶	۹۲/۷۳	۹۵/۶۹	۹۷/۴۱	۹۵/۲۱	۸۹/۴۱	۹۸/۴۳	۵۱/۲۸	۵۶/۴۴	۵۲/۵۳	۵۰/۷۰	۴۸/۴۶	۶۶/۹۲
ICV	۱/۴۸	۱/۳۹	۱/۶۶	۱/۷۰	۱/۶۹	۱/۷۲	۱/۴۷	۲/۱۴	۲/۰۱	۲/۳۹	۲/۲۸	۲/۱۸	۱/۸۱
PIA	۸۲/۹۸	۹۰/۴۱	۹۳/۴۵	۹۵/۸۱	۹۲/۸۸	۸۴/۷۵	۹۷/۷۸	۵۰/۰۴	۵۵/۰۵	۴۶/۹۶	۴۵/۸۳	۴۸/۳۲	۶۵/۶۲
M	-۲/۵۳	-۳/۸۸	-۲/۵۰	-۲/۷۴	-۲/۴۷	-۲/۱۹	-۴/۰۳	-۱/۲۴	-۱/۵۷	-۱/۵۴	-۱/۵۷	-۱/۴۸	-۲/۱۲
F	۱/۸۰	۱/۹۴	۰/۱۹	۰/۰۶	۰/۰۳۵	۰/۱۵	۰/۳۷	۱/۳۴	۱/۳۸	۲/۳۱	۱/۹۶	۱/۹۰	۲/۳۷
W	-۰/۲۳	۰/۸۷	۱/۳۰	۱/۶۸	۱/۳۷	۰/۹۸	۲/۶۰	-۱/۱۰	-۰/۹۳	-۱/۹۱	-۱/۵۳	-۱/۵۵	-۱/۳۴

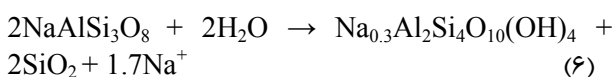
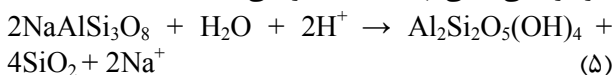
* آهن کل به صورت Fe₂O₃

ادامه جدول ۲

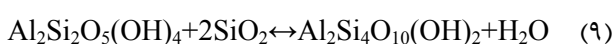
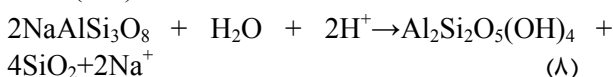
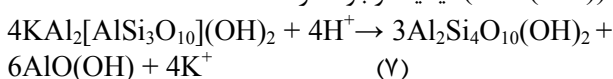
	Kh2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	Sk3	Sk4
SiO ₂	۷۲٫۰۷	۶۸٫۶	۶۸٫۹	۶۹٫۲۶	۶۹٫۹۳	۶۹٫۴۷	۷۰٫۹	۷۵٫۰۱	۷۵٫۲
Al ₂ O ₃	۱۳٫۸۱	۱۲٫۷۵	۱۲٫۷۴	۱۱٫۶	۱۳٫۱۳	۱۳٫۶۳	۱۳٫۶	۱۳	۱۳٫۴۱
Fe ₂ O ₃ *	۰٫۸۸	۳٫۵۹	۲٫۸۰	۳٫۴۰	۲٫۴۰	۲٫۴۰	۱٫۸۰	۰٫۳۲	۰٫۰۸
CaO	۱٫۸۴	۳٫۰۶	۲٫۷۲	۲٫۹۲	۲٫۷۲	۳٫۶	۱٫۹۳	۱٫۶۲	۱٫۴۳
Na ₂ O	۷٫۷۵	۲٫۲۵	۱٫۴۴	۲٫۱۹	۱٫۰۹	۰٫۲۵	۳٫۰۸	۷٫۱۰	۷٫۹۸
K ₂ O	۰٫۲۴	۱٫۳۶	۱٫۱۹	۱٫۴۳	۲٫۴۸	۰٫۹۹	۲٫۲۵	۰٫۱۲	۰٫۰۶
MnO	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱
TiO ₂	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۹
MgO	۰٫۹۸	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۷	۰٫۴۱
L.O.I.	۲٫۰۰	۲٫۱۳	۲٫۱۲	۲٫۷	۱٫۹۲	۲٫۳۷	۱٫۷۵	۱٫۲۶	۰٫۸۱
CIA m	۰٫۸۴	۱٫۱۸	۱٫۴۸	۱٫۱۱	۱٫۳۹	۱٫۶۹	۱٫۲۳	۰٫۸۸	۰٫۸۵
CIA	۴۵٫۷۷	۵۴٫۲۵	۵۹٫۶۶	۵۲٫۵۵	۵۸٫۱۸	۶۲٫۸۶	۵۵٫۲۳	۴۶٫۸۳	۴۵٫۹۱
CIW	۴۶٫۱۷	۵۷٫۸۸	۶۳٫۵۰	۵۶٫۵۲	۶۶٫۰۵	۶۶٫۱۷	۶۱٫۳۱	۴۷٫۰۵	۴۶٫۰۱
ICV	۲٫۴۱	۲٫۰۲	۱٫۸۲	۲٫۰۹	۱٫۸۳	۱٫۷۰	۱٫۹۰	۲٫۲۹	۲٫۲۶
PIA	۴۵٫۷۰	۵۴٫۸۶	۶۰٫۹۹	۵۲٫۹۷	۶۰٫۷۴	۶۴٫۲۹	۵۶٫۵۲	۴۶٫۸۰	۸۹٫۴۵



در محیط اسیدی و آبدار، سدیم از دگرسانی پلاژیوکلاز سدیم دار آزاد و شسته شده، کائولینیت می‌سازد. در شرایط شستشوی کمتر سدیم و یا کمبود H^+ برای جانشینی با سدیم، مونت‌موریونیت ($\text{Na}_{0/3}\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_4$) تشکیل می‌شود. مونت‌موریونیت به طور کلی در اثر دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی، توف‌ها و خاکستر آتشفشانی تولید می‌شود و کانی اصلی نهشته‌های بنتونیتی است [۷].

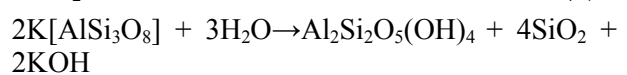
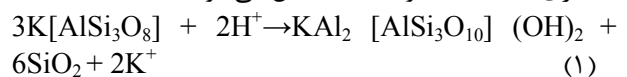


در صورت وجود آب کافی و نبود یون پتاسیم، کائولینیت مستقیم از پلاژیوکلازها تشکیل می‌شود. تشکیل کائولینیت به دمای بیش از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد نیاز دارد. در دمای بالاتر و محیط اسیدی، سریسیت می‌تواند به پیروفیلیت ($\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) و در حضور سیلیس، کائولینیت به پیروفیلیت تبدیل می‌شوند و در دماهای بالاتر از ۲۷۰-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد احتمال تشکیل پیروفیلیت و دیاسپور ($\text{AlO}(\text{OH})$) دیکیت وجود دارد [۶].



فرآیندهای دگرسانی و هوازگی منجر به تجزیه کانی اولیه و سپس جابجایی یون‌ها با توجه به دما و سیال‌های موجود و سرانجام تشکیل کانی‌های ثانویه و تغییرات زمین شیمیایی می‌گردد. ایلیت، کائولینیت، مونت‌موریونیت در این نهشته‌ها (شکل ۴) می‌توانند بیشتر طی فرآیندهایی تشکیل شوند که در ادامه بیان می‌شوند.

کائولینیت به صورت اولیه در نهشته‌های دگرسانی گرمایی دما پایین کانی‌های فلدسپار، مسکویت و دیگر سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار و اغلب در سنگ‌های اسیدی (گرانیت، رپولیت، داسیت، کوارتز دیوریت) و یا بصورت برجا از هوازگی آنها تشکیل می‌شود. فلدسپار پتاسیم ($\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$) در محیط اسیدی و در حضور یون H^+ ، نخست به سریسیت ($\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$) و سپس سریسیت در حضور آب به کائولینیت ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) تبدیل شده، اما در صورت وجود آب کافی و شستشوی پتاسیم و سیلیس مستقیم به کائولینیت تبدیل می‌شود [۶]. اگر پتاسیم خارج نشود، ایلیت بیشتری نسبت به کائولینیت تشکیل می‌شود.



پلاژیوکلاز ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) نیز در حضور یون پتاسیم و H^+ می‌تواند نخست به سریسیت و سریسیت در حضور آب به کائولینیت تبدیل شود. سریسیت بعنوان یک فاز حدواسط بین فلدسپار و کائولینیت در بیشتر نمونه‌ها با دگرسانی متوسط تا ضعیف حضور دارد.

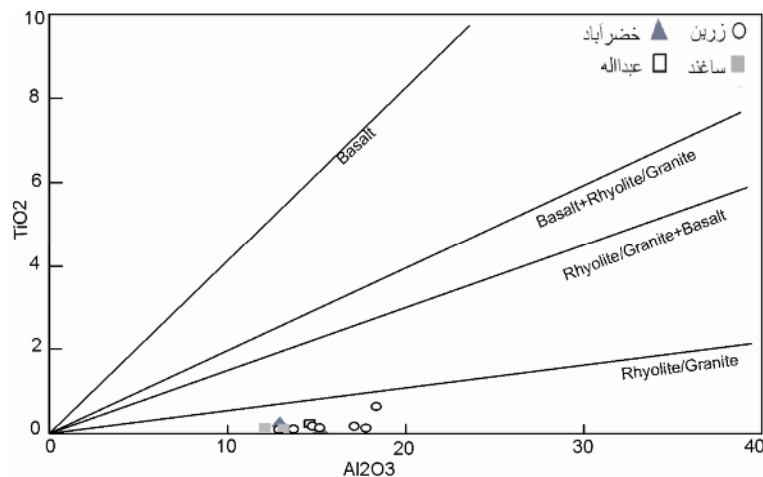
ترکیب اولیه، همچنین قدرت اسیدی کمتر محلول‌های دگرسان کننده و شستشوی کمتر پتاسیم و سدیم است. در نمونه‌های دگرسان منطقه عبدالله، سیلیس بصورت کریستوبالیت دیده می‌شود که از فرآورده‌های اولیه در دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی است. کائولینیت و مونت موریونیت فاز فرعی و نشانه دگرسانی فلدسپار و شیشه آتشفشانی هستند. فلدسپار به احتمال بسیار با تشکیل فاز حواسط سریسیت تبدیل به کائولینیت شده و شستشوی پتاسیم سدیم و کلسیم کامل انجام نشده است که بترتیب در فازهای ایلیت مونت موریونیت و آنورتیت در نمونه‌ها حضور دارند. به احتمال بسیار در هیچ یک از مناطق مورد بررسی، دما به بیش از ۱۰۰ درجه سانتیگراد نرسیده، زیرا پیروفیلیت یا دیپکیت در نهشته‌ها ایجاد نشده است.

با توجه به شدت دگرسانی، تجزیه، جابه‌جایی و شستشوی عناصر طی فرآیندهای هوازگی و دگرسانی، تغییراتی در مقدار عناصر متحرک و غیرمتحرک در نهشته‌ها ایجاد شده است. براساس تغییرات عناصر برجا مانده، می‌توان به ترکیب شیمیایی خاستگاه پی برد. در این میان، نمودار تغییرات اکسید آلومینیوم به اکسید تیتانیوم برای تشخیص ترکیب سنگ مادر نمونه‌های دگرسان استفاده شد [۹،۸] که به این ترتیب، ترکیب نمونه‌ها در گستره گرانیت ریولیت قرار دارد (شکل ۵) و گویای خاستگاه اسیدی سنگ مادر است.

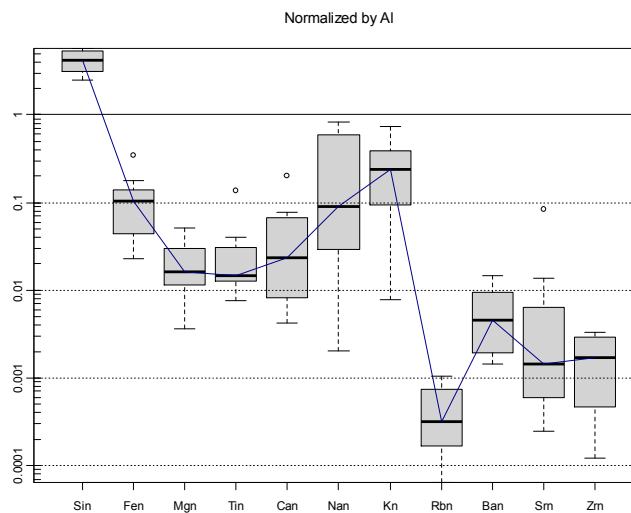
آلومینیوم، آهن و تیتانیوم طی فرآیند دگرسانی غیرمتحرک و عناصر قلیایی و قلیایی خاکی به نسبت متحرک هستند. در اثر تخریب فلدسپارها، شستشو و تهی‌شدگی سدیم، کلسیم، پتاسیم و تشکیل نهشته‌های رسی و باقی ماندن آلومینیوم توسط محلول‌های درگیر رخ می‌دهد و می‌توان شدت هوازگی شیمیایی یا دگرسانی را از مقدار این عناصر در مواد باقی‌مانده تعیین کرد [۱۰]. نمودار بهنجار شده نسبت به آلومینیوم بعنوان عنصر به نسبت غیرمتحرک برای نمونه‌های مورد بررسی (شکل ۶) نشان می‌دهد که عناصر قلیایی و قلیایی خاکی بطور نسبی شسته شده‌اند و تهی‌شدگی از کلسیم در آنها بیشتر از عناصر قلیایی است. شستشوی سدیم، کلسیم و پتاسیم بترتیب در ارتباط با دگرسانی پلاژیوکلازهای اسیدی، بازیک و فلدسپار پتاسیم است. مقادیر آهن، منیزیم و منگنز در سنگ‌های مادر ناچیز بوده‌اند و از این رو و در نمودار بهنجار شده به آلومینیوم نیز مقدار پایینی دارند.

ایلیت از فراوانترین کانی‌های رسی در نهشته‌های دگرسانی است که از فرآورده‌های مادر متنوعی مثل مسکویت، کائولینیت و فلدسپار تشکیل می‌شود. ایلیت در فرآیندهای درونزایی و دگرگونی دما پایین و دگرسانی گرمایی و پیرامون توده‌های کانسار نیز تشکیل شده و با افزایش دما مقدار آن افزایش می‌یابد. در فرآیندهای سریسیتی شدن نیز ایلیت از فلدسپار در عمق پایین‌تر منطقه هوازده ایجاد می‌شود. اسمکتیت در شرایط هوازگی همراه با شستشوی قلیایی‌ها، غنی‌شدگی از منیزیم و دمای حدود ۸۷ درجه سانتی‌گراد و همچنین در فرآورده‌های دگرسانی گرمایی پیرامون نهشته‌های فلزی و پیرامون چشمه‌های آبگرم و آبفشان‌ها تشکیل می‌شود. در شرایط اسیدی‌تر، اسمکتیت به کائولینیت تبدیل می‌شود اسمکتیت در مراحل اولیه دگرسانی، مونت‌موریونیت و ایلیت در درجه متوسط و کائولینیت در درجه شدیدتر دگرسانی ظاهر می‌شوند [۷].

نهشته بخش ریولیتی سری ریزو در منطقه زرین با گستردگی بیشتر نسبت به دیگر مناطق مورد بررسی دارای ایلیت بعنوان فاز اصلی رسی است که نشان می‌دهد که پتاسیم بطور کامل شسته نشده است. همچنین، باقیمانده سدیم و کلسیم در فازهای فرعی آلبیت و کلسیت ثانویه حضور دارند. تشکیل نشدن کائولینیت می‌تواند به دلیل حالت اسیدی و دمای پایین طی دگرسانی باشد. اسمکتیت در دگرسانی بخشی از سری ریزو در منطقه توت دیده می‌شود که نشانه دمای پایین‌تر (حدود ۸۷ درجه سانتیگراد) و درجه هوازگی ضعیف‌تر در بخش‌های سطحی است. در این بخش، ایلیت، آلبیت و کلسیت بترتیب فازهای حامل پتاسیم، سدیم و کلسیم هستند و بنظر می‌رسد که سنگ مادر اسیدی آن نسبت به زرین سدیم بیشتری دارد و دچار دگرسانی و شستشوی کمتری شده است. در نهشته منطقه ساغند، آلبیت و کوارتز فاز اصلی هستند. ایلیت ساخته نشده ولی کائولینیت بصورت فاز فرعی تشکیل شده است که به احتمال بسیار به دلیل قدرت اسیدی بالا طی دگرسانی، دمای بالاتر ناشی از چرخش سیال‌های گرمایی در راستای گسل‌های منطقه و شستشوی بیشتر پتاسیم است. نهشته منطقه خضرآباد دارای مونت موریونیت بعنوان کانی رسی اصلی است که همراه با آلبیت فازهای حامل سدیم هستند و بقایای پتاسیم در فاز فرعی ایلیت حضور دارد. این امر به دلیل نسبت بالاتر پلاژیوکلاز اسیدی به فلدسپار پتاسیم در



شکل ۵ نمودار تغییرات درصد وزنی اکسید آلومینیوم نسبت به اکسید تیتانیوم و قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در گستره ترکیب گرانیت و ریولیت [۹،۸].



شکل ۶ نمودار بهنجار شده به آلومینیوم نمونه‌های مورد بررسی.

مقدار CIA یا شاخص شیمیایی دگرسانی معیار خوبی برای

بیان میزان تبدیل فلدسپار به کانی رسی است. CIA درجه هوازدگی شیمیایی را با توجه به شرایط آب و هوایی نیز نشان می‌دهد. برای محاسبه این شاخص، مقدار مولی CaO موجود در سیلیکات‌ها در نظر گرفته می‌شود ولی مقدار موجود در کربنات‌ها و آپاتیت باید اصلاح شود [۱۴،۱۱].

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100 \quad (10)$$

از آنجا که شاخص CIA وابسته به مقدار K_2O است، برای نهشته‌هایی که سنگ خاستگاه آنها غنی از K_2O بوده و یا دچار دگرنهادی پتاسیم شده‌اند، بهتر است بکار گرفته نشود. CIA در نهشته‌های کاملاً کائولینیتی نزدیک ۱۰۰، در نهشته‌های

شاخص‌های زمین شیمیایی دگرسانی

برای بررسی شدت هوازدگی یا دگرسانی با استفاده از عناصر شیمیایی متداول و درجه تحرک، شاخص‌های مختلف دگرسانی ارائه شده است. از جمله شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) [۱۱]، شاخص شیمیایی هوازدگی (CIW) [۱۲]، شاخص تغییرات ترکیبی (ICV) و شاخص شیمیایی دگرسانی پلاژیوکلاز (PIA) [۱۳]. این شاخص‌ها افزون بر شدت هوازدگی می‌توانند تغییرات شیمیایی ویژه مثل دگرسانی گرمابی در راستای گسل‌ها را نیز نشان دهند، ازینرو، برای بررسی شدت دگرسانی گرمابی و تغییرات زمین شیمیایی نهشته‌های رسی و کائولن نیز کاربرد دارند. این شاخص‌ها براساس مقدار مولی اکسید عناصر اصلی در مواد باقی‌مانده از دگرسانی تعیین می‌گردند [۱۱].

شکل ۷ مقادیر این شاخص‌ها در نهشته‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. بطور کلی مقادیر PIA و CIW برای فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین، لوبیکوگرانیت‌های پس از ژوراسیک و سنگ‌های آتشفشانی داسیتی نفوژن، درجه دگرسانی ضعیف تا متوسط و برای فرآورده‌های دگرسانی بخش‌های ریولیتی سری ریزو، درجه متوسط تا قوی را از خود نشان می‌دهند. این شاخص‌ها در نمونه‌های کائولینیتی بخش آرژیلیک معدن مس، میدوک قوی و در نهشته کائولینیتی چاه شور متوسط هستند [۱۹-۲۱]. مقادیر CIA بخاطر در نظر گرفتن کمی کمتر از مقادیر CIW و PIA بوده و با توجه به مقادیر PIA شدت دگرسانی پلاژیوکلازها بیش از دگرسانی کل سنگ است.

افزون بر شاخص‌های یاد شده، نمودارهای سه تایی براساس عناصر اصلی سازنده سنگ‌های دگرسان شده رسم می‌گردد که تفسیر آنها به شناسایی تحرک عناصر، کانی‌شناسی و شدت دگرسانی کمک بسیاری می‌کند. نمودارهای مثلثی، فراوانی و تحرک آلومینیوم، سیلیس، سدیم کلسیم و پتاسیم و همچنین میزان اثر دگرنهادهای پتاسیم طی نهشت را نیز نشان می‌دهند. نمودار A-CN-K (Al₂O₃-CaO+Na₂O-K₂O) ترکیب کانی‌شناسی و ارتباط آن با CIA را مشخص می‌کند [۲۲، ۲۳]. نمونه‌ها در این نمودار نزدیک به میانه مثلث و به سمت قطب آلومینیوم هستند و درجه هوازدهگی ضعیف تا متوسط و ترکیب کانی‌شناسی فلدسپار، سریسیت (مسکویت) ایلیت، اسمکتیت و کائولینیت را نشان می‌دهند. هرچه کانی‌زایی رس بیشتر باشد، نمونه‌ها به قطب A و هرچه دگرسانی ضعیف‌تر باشد، به فلدسپارها نزدیک‌تر می‌شوند. بیشترین دگرسانی در این نمودار مربوط به نمونه‌های سری ریزو در منطقه زرین و کمترین دگرسانی مربوط به خضرآباد است (شکل ۸). نمونه‌های مورد بررسی از آنجا که دارای سنگ مادر فقیر از آهن هستند، در نمودارهای سه تایی (A-CN-K-F) (Al₂O₃-CaO+Na₂O+K₂O-Fe₂O₃*) نزدیک به ضلع اکسید آلومینیوم، پتاسیم و سدیم و در نمودار A-CN-K-FM (Al₂O₃-CaO+Na₂O+K₂O-Fe₂O₃*)+MgO) نزدیک به ترکیبات فلدسپار، مسکویت و ایلیت قرار می‌گیرند. همچنین نمونه‌ها در نمودار سه تایی AFS (Al₂O₃-SiO₂-Fe₂O₃*)، از آهن فقیر و نزدیک به قطب سیلیس هستند که با توجه به ماهیت سنگ مادر و حضور کوارتز در آنها قابل توجیه است (شکل ۸) [۲۲، ۲۳].

کاملاً ایلیتی ۹۰-۷۵، در مسکویت برابر با ۷۵ و در فلدسپار ۵۰ است [۱۰، ۱۱، ۱۵، ۱۶].

شاخص CIW با بهره‌گیری از عناصر شیمیایی متداول با گستره‌ای از تحرک در محیط هوازدهگی و برای انواع مختلف سنگ‌ها و خاک‌ها کاربرد دارد و قابل تطابق با دیگر شاخص‌هاست. با اینهمه، شاخص شیمیایی هوازدهگی چون مقدار تغییرات پتاسیم را در نظر نمی‌گیرد، جامعیت و کاربرد کمتری دارد، اما برای نهشته‌هایی که سنگ خاستگاه غنی از پتاسیم داشته و یا دچار دگرنهادهای پتاسیم شده‌اند مناسب است [۱۲، ۱۶، ۱۷].

$$CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100 \quad (11)$$

شاخص تغییرات ترکیبی (ICV) تغییرات مقدار فراوانی آلومینیوم نسبت به سایر کاتیون‌ها در رس‌ها را مشخص می‌کند.

$$ICV = (Fe_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3 \quad (12)$$

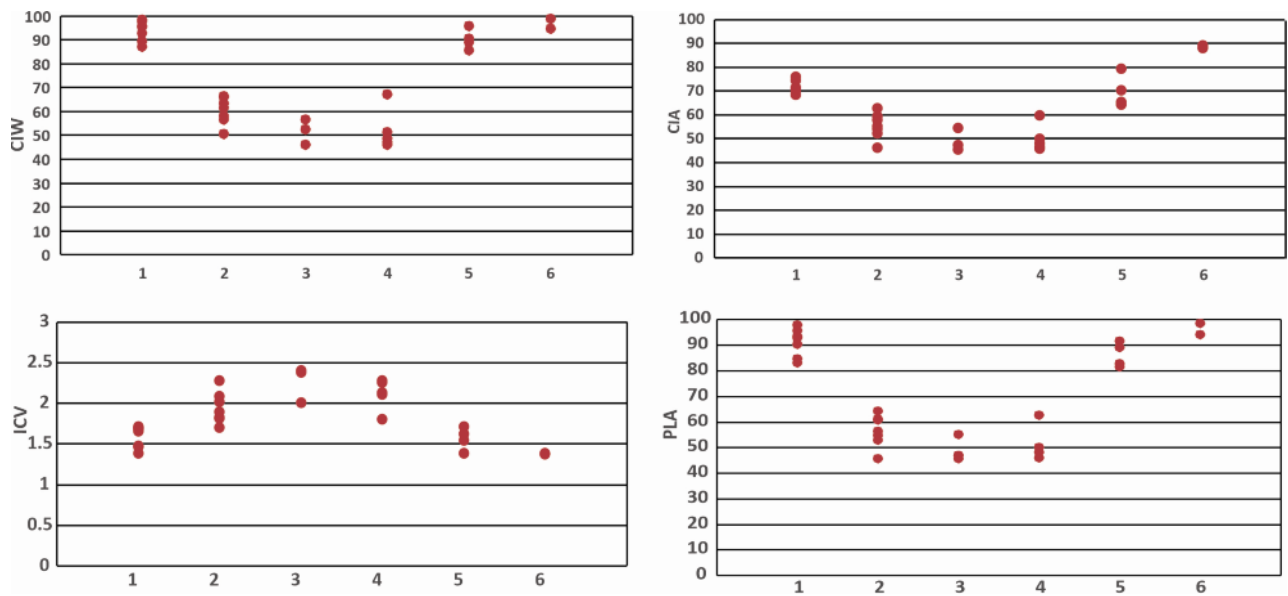
از آنجا که این شاخص در ارتباط با کانی‌ها و پایداری آنها در برابر هوازدهگی است، برای اندازه‌گیری مقدار بلوغ کانی‌شناسی نهشته‌های ناشی از دگرسانی (بلوغ ترکیبی) بکار می‌رود. مقادیر بالاتر از یک مربوط به رسوب‌های نابالغ در محیط‌های زمین ساختی فعال و ابتدای چرخه نهشت هستند. هرچه هوازدهگی شدیدتر باشد، ICV کوچکتر می‌شود که به غنی‌شدگی بیشتر آلومینیوم مربوط است [۱۷].

مقدار PIA برای بررسی میزان دگرسانی پلاژیوکلازها می‌تواند جایگزین مناسبی برای دیگر شاخص‌ها باشد.

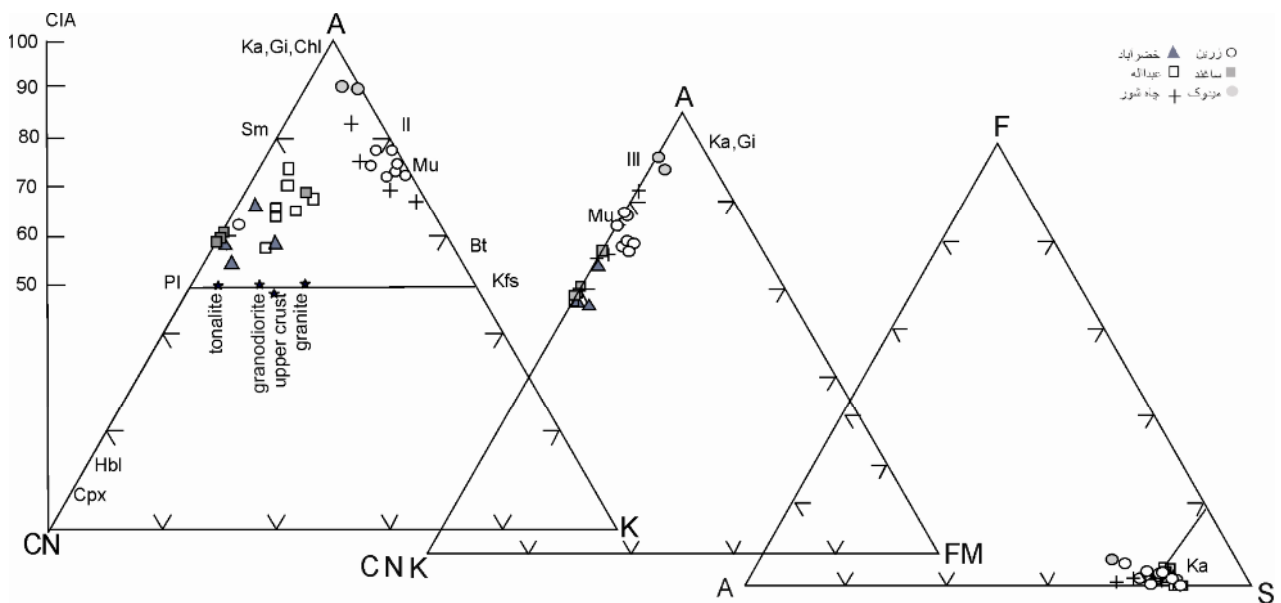
$$PIA = (Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 - K_2O + CaO + Na_2O) \quad (13)$$

پلاژیوکلاز از فراوان‌ترین کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین و نمونه‌های مورد بررسی است که تجزیه و انحلال به نسبت سریع آن باعث تغییر مقدار سدیم و کلسیم می‌شود. پلاژیوکلازها به ویژه انواع با کلسیم آن بیشتر مستعد دگرسانی هستند و با توجه به مقدار سدیم یا کلسیم، درجه‌های بالایی از تغییرات ایندو عنصر در محصول نهایی ثبت می‌شود [۱۳، ۱۷].

بطور کلی شاخص‌های PIA، CIA و CIW معیارهای مناسبی برای بررسی تغییرات شیمیایی طی تبدیل فلدسپارها به کانی‌های رسی از جمله کائولینیت هستند. بهینه مقدار آنها برای سنگ‌های سالم حدود ۵۰ و برای سنگ‌های کاملاً هوازده که دچار تهی‌شدگی از عناصر قلیایی و قلیایی خاکی و غنی‌شدگی از آلومینیوم شده‌اند برابر با ۱۰۰ است [۱۶-۱۸].



شکل ۷ فراوانی مقادیر CIA, CIW, PIA, ICV در گروه‌های مورد بررسی، گروه ۱: فرآورده‌های دگرسانی سری ریزو، گروه ۲ فرآورده‌های دگرسانی متاگرانیت ساغند، گروه ۳: فرآورده‌های دگرسانی لویکوگرانیت خضرآباد، گروه ۴: فرآورده‌های دگرسانی داسیت عبدالله، گروه ۵ نهشته کائولینیت چاه شور، و گروه ۶: کائولینیت پهنه آرژلیک میدوک



شکل ۸ نمودارهای مثلثی A-CN-K, A-CN-K-FM, A-F-S نمونه‌های مورد بررسی و شاخص شیمیایی دگرسانی آنها. $A = Al_2O_3$, $CNK = CaO + Na_2O + K_2O$, $FM = Fe_2O_3^* + MgO$; $F = Fe_2O_3$, $A = Al_2O_3$, $S = SiO_2$ ، کائولینیت، Ka کائولینیت، Gi گیبسیت، Chl کلریت، Il ایلیت، Mu مسکویت، Bi بیوتیت، Kfs فلدسپار پتاسیم، Pl پلاژیوکلاز، Hbl هورنبلند و Cpx پیروکسن.

F و M بیانگر سازندگان منابع مافیک و فلسیک سنگ مادر بوده و مقدار W با فراوانی فیلوسیلیکات‌ها در نمونه‌ها در ارتباط است. این پارامترها از رابطه‌های زیر محاسبه می‌شوند [۲۴]:

از سوی دیگر، مثلث MFW جایگزین خوبی برای شاخص شیمیایی دگرسانی بوده که برآمده از ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین سالم و نیمرخ هوازگی آنها است و ترکیب سنگ‌شناسی و فراوانی کانی‌های رسی را نشان می‌دهد [۲۴].

دهد [۲۵]. با افزایش CIT، مقدار ICV کاهش می‌یابد. تغییرات این شاخص‌ها در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که بجز فرآورده‌های دگرسانی در سری ریزو که در گستره دگرسانی شیمیایی متوسط قرار دارند، بقیه دستخوش دگرسانی ضعیفی شده و همه با توجه به عدم حمل زیاد نسبت به سنگ مادر در گستره نهشته‌های نابالغ هستند (شکل ۱۰). مقادیر CIA مولار برای بررسی میزان ارتباط دگرسانی شیمیایی و رطوبت محیط استفاده می‌شود [۲۶] که برای فلدسپارها و سنگ‌های آذرین آلومینیوم دار سالم برابر با یک است و با افزایش دگرسانی، مقدار آن افزایش یافته بطوری که برای کانی‌های رسی ناشی از تجزیه فلدسپارها به ۴ می‌رسد.

$$CIA_m = [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)] \quad (17)$$

در نمودار CIA_m نسبت به اکسید آلومینیوم که برای تعیین آب و هوای دیرین بکار می‌رود [۲۶]، نمونه‌ها در گستره آب و هوایی خشک قرار دارند، بجز نمونه‌های مربوط به دگرسانی سنگ‌های اسیدی سری ریزو که آب و هوای نیمه گرمسیری و در نتیجه رطوبت بیشتر در زمان تشکیل را نشان می‌دهند (شکل ۱۱).

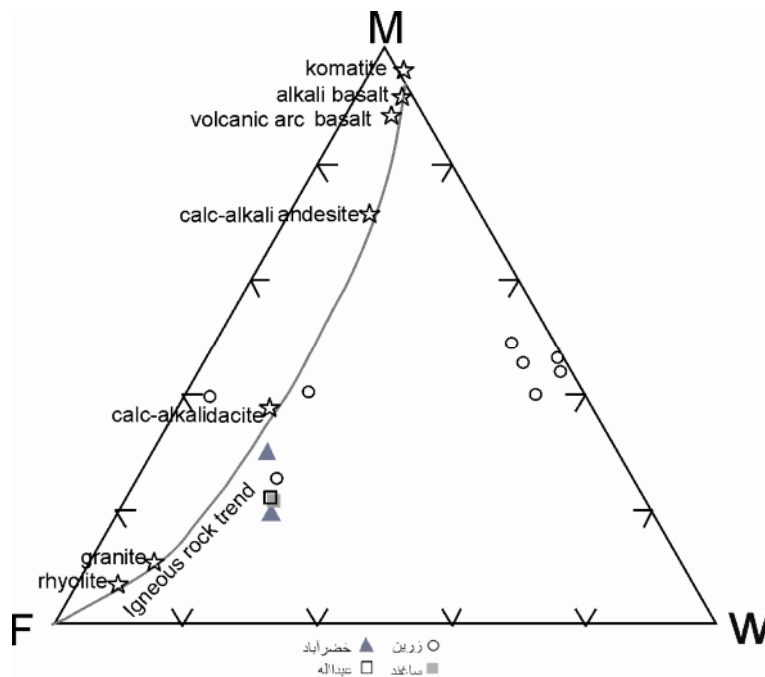
$$W = 0.203 \times \ln(SiO_2) + 0.191 \times \ln(TiO_2) + 0.296 \times \ln(Al_2O_3) + 0.215 \times \ln(Fe_2O_3) - 0.002 \times \ln(MgO) - 0.448 \times \ln(CaO) - 0.464 \times \ln(Na_2O) + 0.008 \times \ln(K_2O) - 1.374 \quad (14)$$

$$M = 0.395 \times \ln(SiO_2) + 0.206 \times \ln(TiO_2) + 0.316 \times \ln(Al_2O_3) + 0.160 \times \ln(Fe_2O_3) + 0.246 \times \ln(MgO) + 0.368 \times \ln(CaO) + 0.073 \times \ln(Na_2O) - 0.342 \times \ln(K_2O) + 2.266. \quad (15)$$

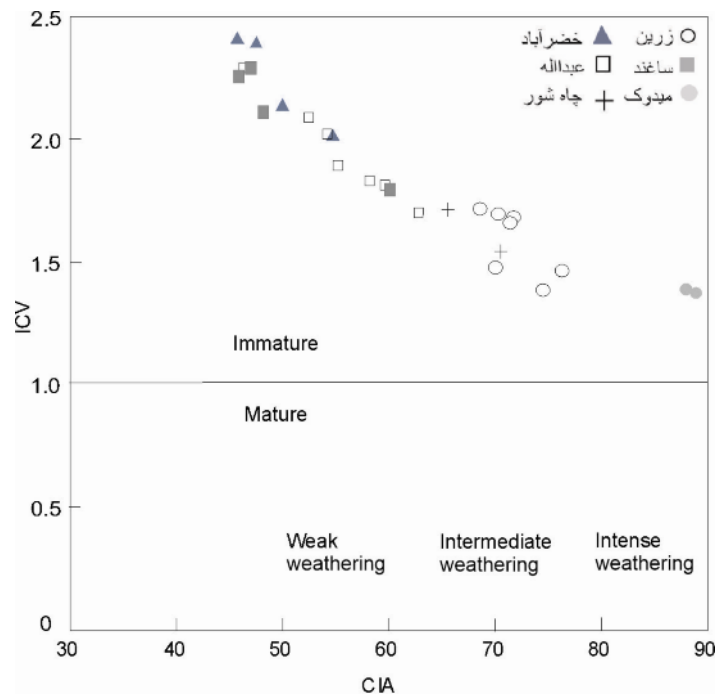
$$F = 0.191 \times \ln(SiO_2) - 0.397 \ln(TiO_2) + 0.020 \ln(Al_2O_3) - 0.375 \times \ln(Fe_2O_3) - 0.243 \ln(MgO) + 0.079 \ln(CaO) + 0.392 \times \ln(Na_2O) + 0.333 \times \ln(K_2O) - 0.892 \quad (16)$$

در این نمودار مثلثی، نمونه‌های مورد بررسی ترکیب داسیت آهکی قلیایی تا گرانیت را نشان می‌دهند و نمونه‌های نزدیک به قطب W کانی ورقه‌ای بیشتری دادند که با حضور کائولینیت، ایلیت و سربیسیت و حتی اسمکتیت مشخص می‌شود. فرآورده‌های دگرسانی ریولیت‌های سری ریزو در زرین به علت فراوانی ایلیت به قطب W نزدیک‌تر هستند (شکل ۹)

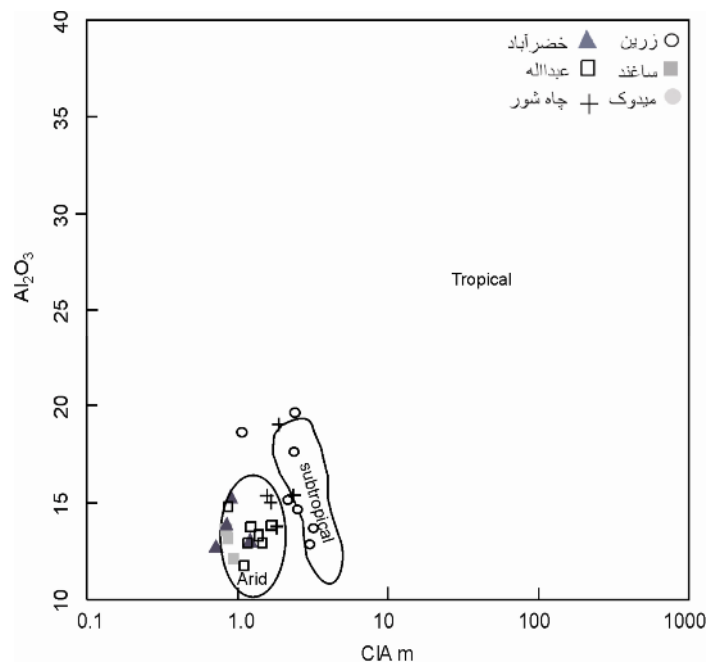
تغییرات مقدار CIA نسبت به ICV، خاستگاه سنگ‌های دگرسان شده و همچنین شدت دگرسانی سیلیکات‌ها را نشان



شکل ۹ نمودار مثلثی M-F-W و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در آن، [۲۴]



شکل ۱۰ نمودار تغییرات ICV نسبت به CIA و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی [۲۵].



شکل ۱۱ نمودار تغییرات اکسیدهای آلومینیوم نسبت به CIA مولی و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی از نظر آب و هوای دیرین [۲۶].

برداشت

ایلیت، کائولینیت و مونتورینیت کانی‌های رسی اصلی دیده شده در فرآورده های دگرسانی سنگ‌های فلسیک مورد بررسی شامل ریولیت‌ها و بخش‌های آذرین سری ریزو وابسته به پرکامبرین-آغاز کامبرین (مناطق زین و توت)، دگرگونی‌های پرکامبرین (منطقه ساغند)، لوپکوگرانیت‌های پرفیروئید پس از

ژوراسیک (منطقه خضراآباد) و سنگ‌های داسیتی نئوژن (منطقه عبدالله) هستند. در نهشته‌های ناشی از دگرسانی سنگ‌های اسیدی سری ریزو: کوارتز، ایلیت، آلبیت، کلسیت و در ساغند: کوارتز، کائولینیت آلبیت، در خضراآباد، کوارتز، ایلیت، مونتورینیت، آلبیت، سریسیت و در عبدالله، کوارتز (کریستوبالیت)، کائولینیت، ایلیت، مونتورینیت، سریسیت،

- [4] Alavi M., Hajmolaali A., "The Geological map Of Khezrabad, 1:100000" (1993) geological survey of Iran.
- [5] Aghanabati A., Amidi M., Nabavi H., "The Geological map Of Abadeh, 1 :250000" (1983) geological survey of Iran.
- [6] Yuan Y., Shi G., Yang M., Wu Y., Zhang Zh., Huang A., Zhang J., "Formation of a Hydrothermal Kaolinite Deposit from Rhyolitic Tuff in Jiangxi, China, " Journal of Earth Science 25(2014) 495–505.
- [7] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the rock forming Minerals, " (1992) Second ed. Longman, London, 696 p.
- [8] 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.
- [9] Ekosse G., "Provenance of the Kgwakgwe kaolin deposit in Southeastern Botswana and its possible utilization," Applied Clay Science, 2001, 20, 137-152.
- [10] 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.
- [11] 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.
- [12] Harnois L., "The CIW index: a new Chemical Index of Weathering," Sedimentary Geology 55(1988) 319–322
- [13] 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.
- [14] Ding H., Ma D., Yao Ch., Lin Q., Jing L., "Implication of the chemical index of alteration as a paleoclimatic perturbation indicator: an example from the lower Neoproterozoic strata of ksu, Xinjiang, NW China," Geosciences Journal 20 (2016)3–26.
- [15] Fiantis D., Nelson M., Shamshuddin J., Goh T.B., Van Ranst E., "Determination of the geochemical weathering indices and trace elements content of new volcanic ash deposits from Mt Talang (West Sumatra) Indonesia," Eurasian Soil Science, 43 (2010)13,1477-1485.

آلبیت، ارتوز، آنورتیت هستند. نتایج زمین‌شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی نشان‌دهنده ترکیب اسیدی سنگ مادر و شستشو و ته‌شدگی نسبی سدیم، کلسیم، پتاسیم و باقی‌ماندن آلومینیوم است. مقادیر PIA و CIW برای فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین، لوپکوگرانیت‌های پس از ژوراسیک و سنگ‌های آتشفشانی اسیدی نئوژن درجه دگرسانی ضعیف تا متوسط و برای فرآورده‌های دگرسانی بخش‌های ریولیتی سری ریزو در زرين درجه دگرسانی متوسط تا قوی را نشان می‌دهند. این موضوع را می‌توان به سن بیشتر، وجود گسل‌های متعدد در منطقه زرين و سنگ مادر ریولیتی و توف ریولیتی نسبت داد. مقادیر CIA کمتر از مقادیر CIW و PIA هستند و با توجه به مقادیر PIA شدت دگرسانی پلاژیوکلازها بیشتر است. این شاخص‌ها در نمونه‌های کائولینیتی بخش آرژیلیک معدن مس میدوک شدید و در نهشته کائولینیتی چاه شور متوسط هستند. از نظر شرایط آب و هوایی دیرین، نمونه‌ها در گستره آب و هوایی خشک قرار دارند، بجز نمونه‌های مربوط به دگرسانی سنگ‌های اسیدی سری ریزو که آب و هوای نیمه گرمسیری نشان‌می‌دهند و با مقادیر بالاتر شاخص‌های دگرسانی این گروه همخوانی دارد. بررسی نهشته‌های مختلف دارای کانی‌زایی رس در استان یزد نشان می‌دهد که با وجود سنگ‌های مادر فلسیک مناسب و نزدیکی به پهنه‌های گسلی، در مقایسه با نهشته رسی چاه شور در توف‌های قطعه سنگی ائوسن ورزنه اصفهان و کائولینیت پهنه آرژیلیک معدن مس میدوک، نهشته رسی قابل توجهی ایجاد نشده است. علت این امر را می‌توان به سنگ خاستگاه و سیال-ها گرمایی مربوط دانست. توف‌های آتشفشانی با مقدار قابل توجه شیشه آتشفشانی و گردش سیال‌های گرمایی با دمای بیش از ۱۰۰ درجه سانتیگراد به ویژه در نزدیکی گسل‌ها و شکستگی‌ها قابلیت بیشتری در تشکیل نهشته‌های رسی ایجاد می‌کنند.

مراجع

- [1] Aghanabati, A., "Geology of Iran (in Persian)", Geological Survey of Iran, (2004) 606 pp.
- [2] Haghypour A., Pelissier G., Valeh N., "The Geological map Of Ardakan, 1 :250000" (1972) geological survey of Iran.
- [3] Nogol Sadat A., Nabavieh S.M., Torshisian H., "The Geological map Of Mehdi Abad, 1 :100000" (2004) geological survey of Iran.

- copper mine (in Persian)*," 25th symposium of crystallography and mineralogy of Iran (2018)701-705.
- [22] 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.
- [23] Kovács J., "Chemical Weathering Intensity of the Late Cenozoic "Red Clay" Deposits in the Carpathian Basin," *Geochemistry International*, 45 (2007)10,1056–1063.
- [24] Kocabaş C., Tokçaer M., Çolak M., "Clay Mineralogy and Geochemistry of Fossil and Active Hydrothermal Alteration in the Hisaralan Geothermal Field (Sındırgı-Balıkesir), western Turkey," *AKU Journal of Science and Engineering* 16 (2016)132-154.
- [25] 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.
- [26] Goldberga K., Humayun M., "The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil," *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293(2010)175–183.
- [16] Nadłonek W., Bojakowska I., "Variability of Chemical Weathering Indices in Modern Sediments of the Vistula and Odra Rivers (Poland)," *Applied Ecology and Environmental Research* 16,3(2018) 2453-2473.
- [17] Price J. R., Velbel, M. A., "Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks," *Chemical Geology* 202(2003) 397–416.
- [18] Shao J., Yang S., Li C., "Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: Inferences from analysis of fluvial sediments," *Sedimentary Geology*. 265(2012) 110–120.
- [19] 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.
- [20] Khodami M., Kamali A., "The study of mineralogical and industrial properties of clay deposit in the Chah-Shur mine, Varzaneh, south east of Isfahan (in Persian)," *Iranian Journal of crystallography and mineralogy* 4(2016) 699-708.
- [21] Khodami M., Tajbakhsh Gh., ghasemian H., "Mineralogical and geochemical characteristics of hypogene clay deposits: a case study of Meiduk