

بررسی زمین‌شیمی و تعیین منشأ بنتونیت و سیلیس‌زایی در معدن کویر خور و بیابانک (استان اصفهان)

فروغ ملک‌محمودی^{۱*}، محمود خلیلی^۲ و هاشم باقری^۳

^۱ دانشجوی دکترا، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

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

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۷/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۴/۰۵

چکیده

معدن کویر خور در شمال خاوری استان اصفهان بخشی از افق بنتونیتی خور به‌شمار می‌رود که در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. بنتونیت‌های این معدن محصول دگرسانی آندزیت - بازالت‌های ائوسن هستند. بررسی‌های صحرایی منطقه نشان از وجود گسل‌های فعال بسیاری دارد که نقش مؤثری در انتقال سیال‌های سیلیسی به صورت ژئود، ژاسپروید و رگه‌های سیلیسی به سطح زمین داشته‌اند. مطالعه مقاطع میکروسکوپی در تطابق با زمین‌ساخت منطقه بیان‌کننده بیرون‌ریزی این سیال‌ها به صورت متناوب در یک محیط قلیایی آلیگین است. مقایسه ترکیب شیمیایی نمونه‌های سیلیسی با بنتونیت‌ها نشان‌دهنده وجود روند همانند عناصر کمیاب در پهنه‌های رسی، سیلیسی و سنگ مادر است که این امر نشان‌دهنده نقش این سیال‌های گرمابی در شکل‌گیری بنتونیت‌هاست. تهی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون به همراه بی‌هنجاری مثبت سزیم در هر دو گروه کانی‌های رسی و سیلیسی دیده می‌شود. بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و دوتریم نشان می‌دهد، سیال‌های دگرسان‌کننده از نوع آب‌های جوی هستند و دمای تشکیل بنتونیت‌ها ۸۳ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود.

کلیدواژه‌ها: بنتونیت، سیلیس، ایزوتوپ پایدار، ائوسن، افق بنتونیتی خور، ایران مرکزی.

***نویسنده مسئول:** فروغ ملک‌محمودی

E-mail: f.malekmahmoodi@gmail.com

۱- پیش‌گفتار

شکل‌گیری کانی‌های رسی از سنگ‌های آتشفشانی می‌تواند ناشی از هوازدگی، دیانژز دفی، دگرگونی مجاورتی، تبلور فاز گازی، فعالیت‌های گرمابی، بیرون آمدن آب‌های زیرزمینی و ته‌نشست در دریاچه‌های قلیایی و ژرفاهای دریا باشد (Cas & Wright, 1988). بنتونیت‌ها بیشتر محصول دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت تا داسیت و ریولیت هستند. ویژگی‌های شیمیایی سنگ مادر کنترل‌کننده اصلی نوع و ترکیب محصولات دگرسانی است (Iijima, 1980; Christidis & Dunham, 1993; 1996). با این حال تأثیر شرایط محیطی را نمی‌توان نادیده گرفت، برای نمونه شرایط اسیدی به‌شکل‌گیری کائولینیت به‌جای اسمکتیت می‌انجامد (Drits & Kosssovskaja, 1990).

فرایندهای بنتونیت‌زایی به‌طور کلی به سه دسته کلی تقسیم می‌شوند (Christidis & Dunham, 1996).

- دگرسانی درجای شیشه آتشفشانی در محیط آبی

- دگرسانی گرمابی سنگ‌های آتشفشانی

- دگرسانی دوتریک مواد آذرین که شامل واکنش گاز و بخار با مواد آذرین است. مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی نشان می‌دهد که روند تبدیل سنگ‌های آتشفشانی به بنتونیت شامل آب‌شویی تعدادی از عناصر از سنگ آتشفشانی و افزوده شدن برخی عناصر دیگر به آن است. زمانی که آب‌شویی عناصر قلیایی به‌صورت کامل انجام نگیرد، کانی‌های زئولیتی از ژل اولیه شکل می‌گیرند در حالی که اسمکتیت عموماً محصول مرحله پایانی دگرسانی است (Hay & Guldman, 1987). انتقال سیلیس ممکن است موجب ایجاد بنتونیت بدون چند شکلی‌های (پلی مورف) سیلیس شود. زمانی که سیلیس اضافه در سیستم باقی بماند اوپال CT در کنار بنتونیت‌ها شکل می‌گیرد (Henderson et. al., 1971). دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی بازی معمولاً به‌تشکیل اسمکتیت و ایو مینگ می‌انجامد در حالی که سنگ‌های مادر اسیدی، اسمکتیت نوع بدلیت را ایجاد می‌کنند. به‌طور کلی عوامل کنترل‌کننده

دگرسانی، اکتیو ته سیلیسیم، قلیایی‌نگی (آلکالینیت) و اکتیو ته عناصر قلیایی و قلیایی خاکی، pH، حرارت، فشار و فشار بخشی آب است.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کانسارهای بنتونیتی ایران در شش منطقه پدید آمده‌اند که بیشتر در ارتباط با فعالیت آتشفشانی سنوزوییک هستند. این مناطق شامل پهنه‌های بنتونیتی سمنان- ترود، البرز- آذربایجان، تفرش- تکاب، زاگرس، ایران مرکزی و پهنه بنتونیتی خاور ایران است. بنتونیت‌های ایران مرکزی با سن ائوسن تا الیگومیوسن را می‌توان به دو افق تقسیم کرد:

۱- افق اصلی که از زیرین اردکان آغاز و تا جنوب فردوس کشیده می‌شود. سن بنتونیت‌های این افق از ائوسن بالایی تا الیگوسن است و شاید به اوایل میوسن برسد. لایه‌های بالایی این افق را کنگلومرای با سن نئوژن می‌پوشاند که راهنمای ارزنده‌ای در پی‌گردی افق بنتونیتی است.

۲- افق بنتونیتی خور- بیابانک با سن ائوسن که بنتونیت مهرجان مهم‌ترین کانسار این افق است. سنگ‌های فراگیر منطقه معدنی که نقش اصلی در تشکیل افق‌های بنتونیتی دارند، سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی وابسته به اواخر کرتاسه تا ترشیاری هستند. ماده معدنی بیشتر به‌صورت عدسی‌های نامنظم در اندازه‌های گوناگون در همبری و درون سنگ‌ها و توده‌های آتشفشانی ائوسن زیرین، دیده می‌شود. افزون بر افق‌های بنتونیتی یادشده، بنتونیت‌های دیگری در ایران مرکزی یافت می‌شوند که در پیوند با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن زیرین (هم‌ارز با سازند کرج) نمایان هستند ولی قابل پی‌جویی در افق خاصی نیستند. از این کانسارها می‌توان به برون‌دهای نواحی کرمان و اصفهان اشاره کرد (حجازی و قربانی، ۱۳۷۳).

رشته کوه طشتاب در جنوب خاوری شهرستان خور و بیابانک از چین‌خوردگی‌های جوانی به‌شمار می‌رود که متعلق به دوران سوم زمین‌شناسی هستند. این ناحیه

سنگ‌های آتشفشانی در اثر دگرسانی در نواحی پست‌تر تبدیل به بنتونیت شده‌اند و ژاسپرویدها در نواحی با ارتفاع بیشتر قابل دیده می‌شوند.

بررسی‌های صحرایی برونزدهای گسترده‌ای از ترکیبات سیلیسی را در منطقه گستره‌ای از معدن کویر خور و بیابانک آشکار می‌کند. این ترکیبات سیلیسی به شکل آگات و ژئود، ژاسپروید و رگه‌های سیلیسی در کنار سنگ‌های آتشفشانی به صورت پرکننده حفرات و یا به شکل ژاسپرویدهای توده‌ای در امتداد گسل‌ها دیده می‌شوند. ابعاد این نمونه‌ها از اندازه‌های بسیار ریز میلی‌متری تا نمونه‌های چند ده سانتی‌متری متغیر است. ترکیب این ژئودها بیشتر از جنس کوارتز و به میزان کمتر کلسیت است. شکل ۳- ب تصویر انتشار ژاسپرویدها در کنار گسل است که گسترش آنها تنها در سمت چپ گسل دیده می‌شود. این مسئله نشان‌دهنده نقش گسل در تشکیل ژاسپرویدهاست.

بر پایه نمونه‌برداری‌های صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی و همچنین انجام تجزیه XRD، ترکیب نمونه‌های مورد بررسی کوارتز دما پایین، کلسدون، کلسیت، دولومیت، همتایت و باریت است. افزون‌بر موارد یادشده، (Nazari 2004) به وجود ترکیبات آراگونیت، سیدریت، اندریت، گوئیت، و به میزان کمتر سلاودونیت و سلسیت در آگات‌های خور اشاره می‌کند.

شکل ۴ مجموعه کانی‌های موجود در نمونه رسی را که توسط تجزیه XRD شناسایی شده‌اند نشان می‌دهد. این کانی‌ها شامل اسمکتیت به عنوان کانی اصلی به همراه کوارتز، پلاژیوکلاز، کلسیت، کائولینیت و اوپال CT است.

حفرات سنگ‌های آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه توسط بادامک‌های کلسیتی و سیلیسی پر شده است. در بادامک‌هایی با اندازه کوچک‌تر کلسیت کانی اصلی است در حالی که در نمونه‌هایی با ابعاد چند سانتی‌متر میزان کوارتز قابل توجه است. شکل ۵ رشد کلسیت و کوارتز را در کنار هم به صورت یک بادامک نشان می‌دهد. پرشدگی‌های حفرات آتشفشانی‌ها از کلسیت و سیلیس ریزدانه در مقاطع نازک میکروسکوپی قابل توجه است. از آنجا که سیلیس و کلسیت نمی‌توانند در یک محیط رسوبی و در کنار هم رشد کنند، وجود آنها در کنار هم تأمل برانگیز است. زیرا در حالی که تشکیل بادامک‌های کلسیتی در شرایط رسوبی قلیایی انجام می‌شود، شکل‌گیری سیلیس نیازمند محیطی اسیدی است. حاشیه مضرس ظرفی که میان این دو کانی وجود دارد شهادتی بر تعادل نداشتن این دو کانی است. به نظر می‌رسد که پر شدن حفرات در حوضه رسوبی گرابن خور با pH قلیایی که مناسب شکل‌گیری بادامک‌های کلسیتی است، صورت گرفته است. تشکیل سیلیس‌های ریزدانه احتمالاً در بازه‌های زمانی کوتاه در اثر خروج یک سیال سیلیسی رخ داده که شرایط pH محیط را تغییر داده است. با توجه به تجمع سیلیس در محل گسل‌ها و درزه‌ها می‌توان دریافت که تزریق سیلیس به محیط از راه گسل‌ها و در دوره‌های فعالیت زمین‌ساختی رخ داده است و پس از پایان این دوره، آرامش در محیط حاکم می‌شود و رسوب کربنات ادامه می‌یابد؛ که این روند می‌تواند به دفعات بسیار تکرار شده باشد.

۵- ژئوشیمی

آزمایش XRF و ICP-MS به منظور تعیین میزان عناصر کمیاب و خاکی کمیاب روی ۱۱ نمونه رسی، سیلیسی و آتشفشانی انجام شد که نتیجه آن در جدول ۱ دیده می‌شود.

نمودار (Winchester & Floyd 1977) بر پایه عناصر کمیاب و غیر متحرک تنظیم شده است. که بر پایه آن، ترکیب سنگ مادر بنتونیت‌ها از نوع آندزیت و آندزیت - بازالت است (شکل ۶).

نمودارهای غنی‌شدگی - تهی‌شدگی برای نمایش تحرک عناصر در جریان دگرسانی استفاده می‌شوند. در این نمودارها، غنی‌شدگی/تهی‌شدگی نسبت به سنگ دیواره نادگرسان سنجیده می‌شود. رابطه زیر برای رسم نمودارهای غنی‌شدگی -

که موقعیت آن در شکل ۲ دیده می‌شود. بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است. منطقه مورد مطالعه با طول جغرافیایی $15^{\circ} 17' 55''$ تا $45^{\circ} 17' 55''$ شمالی و عرض $33^{\circ} 37' 40''$ تا $33^{\circ} 37' 40''$ خاوری در شمال خاوری استان اصفهان و جنوب خاور شهرستان خور و بیابانک قرار دارد. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه نسبت به شهرهای مجاور و مسیرهای دسترسی به آنرا نشان می‌دهد. نهشته‌های بنتونیتی این منطقه بیشتر به شکل ذخایر عدسی‌شکل در منطقه گسترده شده‌اند.

منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی بلوک یزد قرار گرفته است. گسل‌ها نقش قابل توجهی در ساختار زمین‌ساختی این منطقه دارند. گسل کویر بزرگ با طولی بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مهم‌ترین گسل منطقه است. از گسل‌های اصلی دیگر می‌توان به ترکمنی - اردیب، چابدون، بابا بزرگی و بیاضه اشاره کرد که روند همه آنها شمال خاور - جنوب باختر است. گسل‌های فرعی منطقه که انشعابات از گسل‌های اصلی یادشده هستند، پهنه‌های زمین‌ساختی را قطع و در برخی موارد از آن عبور می‌کنند به گونه‌ای که فعالیت آنها در سنوزویک موجب شکل‌گیری سامانه فزاین (هورست) و فروزمین (گرابن) شده است. فعالیت گسل‌های اصلی و کهن ناحیه (ترکمنی - اردیب، پشت‌بادام و درونه) در ائوسن به ایجاد فروزمین (گرابن) خور و فزاین (هورست) کلمرد انجامیده است (هاشمی، ۱۳۷۹).

رخداد راندگی‌های بزرگ در ناحیه به‌ویژه شکل‌گیری و بالا آمدن ارتفاعات جنوب خاور خور حاصل عملکرد سامانه فشارشی میوسن در ناحیه بوده است (هاشمی، ۱۳۷۹).

۳- روش انجام کار

نقشه ساده شده راه‌ها و زمین‌شناسی منطقه توسط نرم‌افزار Photoshop تهیه شده است. مطالعات سنگ‌نگاری بر روی مقاطع نازک صیقلی توسط میکروسکوپ پلاریزان الیمپوس مدل BH-2 انجام گرفته است. تجزیه XRD در دانشگاه اصفهان و با استفاده از دستگاه Bruker D8 انجام شد.

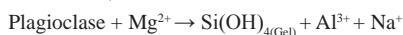
برای انجام بررسی‌های شیمیایی ۱۱ نمونه در سه بخش رسی، سیلیسی و آتشفشانی انتخاب شد. ذرات رسی کوچک‌تر از ۲ میکرون در آزمایشگاه جداسازی و برای انجام تجزیه‌های شیمیایی فرستاده شدند. تجزیه‌های سنگ کل به دو روش XRF برای عناصر اصلی و ICP-MS برای بررسی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در دانشگاه ایالتی واشنگتن توسط دستگاه Finnigan Neptune MC-ICP-MS انجام شده است. از کمک ذوب دی‌لیتیم تری‌بورات به منظور ذوب نمونه‌ها استفاده شده است. محلول‌سازی توسط HF انجام شده است که موجب می‌شود سیلیس و ۹۰ درصد از ماده کمک ذوب به صورت فلورید گازی از محیط بیرون بروند. نتایج این تجزیه در جدول ۱ یاد آمده است. برای رسم نمودارهای ژئوشیمیایی سنگ کل از نرم افزارهای Newpet و Excel 2007 استفاده شد.

آزمایش ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و دوتریم در دانشگاه کرنل ایالات متحده آمریکا توسط دستگاه (Finnigan MAT Delta Plus) انجام شد. داده‌های این آزمایش پس از اعمال تصحیحات در جدول ۲ نشان داده شده است.

۴- بحث

سنگ‌های آتشفشانی کوه طشتاب خور ساخت بالشی تا توده‌ای دارند که ساخت بالشی در بخش‌های کمتر دگرسان شده به روشنی قابل تشخیص است. این سنگ‌ها در نمونه دستی مزوکرات تا ملانوکرات هستند و به رنگ‌های سیاه و سبز تیره و در نمونه‌های بیشتر دگرسان‌شده به رنگ صورتی دیده می‌شوند. در برخی از نمونه‌های دستی، پیروکسن‌های سبزرنگ با ابعاد چند سانتی‌متر با چشم غیر مسلح دیده می‌شوند. این سنگ‌های آتشفشانی به صورت تپه‌های کم‌ارتفاع در کنار بنتونیت‌ها و ژاسپرویدها برونزد دارند. شکل ۳- الف نمای کلی منطقه را نشان می‌دهد که

نظری (۱۳۷۴) منشأ سیلیس آگات‌های خور را دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی و بیرون آمدن سیلیس در اثر بنتونیت‌زایی می‌داند. بر پایه نظریه تأمین سیلیس در اثر بنتونیت‌زایی، در زمان دگرسانی که احتمالاً همزمان با بی‌درنگ پس از تجمع توف‌های آتشفشانی است. فرایند تشکیل بنتونیت مطابق رابطه زیر انجام می‌شود:



در سمت راست واکنش افزون‌بر بنتونیت مقدار قابل توجهی ژل سیلیسی آزاد می‌شود. با این وجود تشکیل ترکیبات سیلیسی به فرم ژئود در معادن بنتونیت تاکنون گزارش نشده است و سیلیس آزاد شده معمولاً به صورت ذرات ریزدانه و یا لایه‌های نازک سیلیسی در کنار بنتونیت‌ها باقی می‌ماند.

بررسی‌های انجام‌شده در مورد منبع تأمین سیلیس در رگه‌های سیلیسی و آگات‌های خور نشان می‌دهد با توجه به این مسئله که سنگ میزبان در منطقه مورد بررسی از نوع حد واسط است، فرایند تجزیه سطحی و آزاد شدن سیلیس در اثر تشکیل بنتونیت‌زایی نمی‌تواند چنین حجم عظیمی از سیلیس را در منطقه تأمین کند. به همین دلیل نظریه دوم که تأمین سیلیس توسط سیال‌های گرمابی است می‌تواند فرایند تشکیل آگات در منطقه را توجیه کند. احتمال نقش سیال‌های ماگمایی در تأمین سیلیسیم در منطقه مورد مطالعه بسیار ضعیف است. زیرا ماگمای سازنده سنگ میزبان درصد آب پایینی دارد. همچنین، ترکیبات سیلیسی تولیدشده از سیال‌های ماگمایی باید درصد قابل توجهی از آب و عناصر کمیاب را در خود داشته باشد، که نمونه‌های مورد بررسی بدون این ویژگی‌هاست.

۶- بررسی ایزوتوپ‌های پایدار

استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار دقیق‌ترین روش در تعیین منشأ سیال گرمابی است. وجود آب به عنوان ترکیب ثابت در دگرسانی‌های گرمابی موجب می‌شود، استفاده از ایزوتوپ‌های اکسیژن و دوتریم بهترین گزینه برای تعیین ماهیت سیال باشد. برای بررسی دقیق‌تر روی دو نمونه سیلیسی و شش نمونه بنتونیتی تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و دوتریم انجام شد. نتیجه این آزمایش‌ها پس از اعمال تصحیحات روی داده‌های مربوط به نمونه‌های سیلیسی و بنتونیتی در جدول ۲ آورده شده است.

هیدروژن یکی از سازنده‌های فرعی سنگ‌هاست، بنابراین در فرایندهای دگرسانی با نسبت‌های بسیار بالای سیال به سنگ، ترکیب ایزوتوپی هیدروژن سنگ‌ها و کانی‌ها نسبت به ترکیب ایزوتوپی هیدروژن سیال‌های برهم کنش‌کننده، بسیار حساس است و به سرعت دستخوش تغییر می‌شود. از سوی دیگر، اکسیژن ۵۰ درصد وزنی کانی‌ها و سنگ‌های رایج را تشکیل می‌دهد و بنابراین به جز در نسبت‌های بسیار بالای سیال به سنگ در طول دگرسانی در برابر نسبت ایزوتوپی اکسیژن سیال‌های برهم کنش‌کننده حساسیت کمتری نشان می‌دهد (Rollinson, 1993).

نسبت‌های D/H و $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ نسبت به یک استاندارد به نام میانگین استاندارد آب‌های اقیانوسی (SMOW)، اندازه‌گیری و برحسب بخش در هزار (‰) بیان می‌شوند؛ و با δD و $\delta^{18}\text{O}$ نشان داده و به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$\delta\text{D} = \left[\left(\frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{sample}} - \left(\frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{SMOW}} \right] \times 10^3 / \left[\left(\frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{SMOW}} \right]$$

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{sample}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}} \right] \times 10^3 / \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}} \right]$$

به دلیل نبود آب در ساختار کانی کوارتز، تفریق ایزوتوپی صورت گرفته میان این کانی و محلول‌های گرمابی تنها روی نسبت ایزوتوپی $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ کوارتز تأثیر به سزایی داشته است، بنابراین تصحیح ایزوتوپی برای محاسبه ترکیب ایزوتوپی محلول گرمابی در تعادل با کوارتز تنها برای ترکیب $\delta^{18}\text{O}$ این کانی انجام شده است.

با توجه به این موضوع که توزیع ایزوتوپ میان کانی-سیال متأثر از تغییرات دمایی است، استانداردهای گوناگونی برای ایزوتوپ اکسیژن میان کوارتز و سیال در دماهای مختلف ارائه شده است. رابطه (Clayton et al., 1972) به منظور محاسبه توزیع

تهی‌شدگی مورد استفاده قرار می‌گیرد (شکل ۷). درصد ($\Delta\text{Ci}/\text{Ci}$) در این رابطه تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی عناصر نسبت به سنگ اولیه را نشان می‌دهد، p^0/p^A نسبت چگالی در سنگ دگرسان به سنگ مادر و Ci^A/Ci^0 نسبت عنصر در سنگ دگرسان به سنگ مادر را نشان می‌دهد (Fulignati et al., 1999).

روند کلی در هر دو مجموعه سیلیسی و بنتونیتی موازی با سنگ مادر است. میزان تهی‌شدگی در نمونه‌های رسی کم و در نمونه‌های سیلیسی بسیار شدید است. در نمونه‌های رسی همه عناصر کمیاب به جز Cs تهی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر سنگ دوست بزرگ‌یون شامل Ba، Rb و Sr بیشترین میزان تهی‌شدگی را نشان می‌دهند، مس دچار بیشترین مقدار تهی‌شدگی میان عناصر فلزی شده است. فلزات واسطه نیکل، کروم و وانادیم تهی‌شدگی کمتری را نسبت به مس نشان می‌دهند، تحرک این فلزات نیازمند دمای بالای دگرسانی است (Pokrovsky et al., 2005). در پهنه سیلیسی تهی‌شدگی عناصر بسیار شدید است. همانند نمونه‌های رسی، تنها عنصر غنی‌شده در این رخساره عنصر سزیم است. Sr، Pb، U و Zr تهی‌شدگی کمتری دارند. بی‌هنجاری مثبت استرانسیم احتمالاً به دلیل جایگزینی این عنصر به جای عنصر کلسیم است که در کنار ترکیبات سیلیسی شکل گرفته است. همچنین میزان عنصر مس در این رخساره بی‌هنجاری مثبتی از خود نشان می‌دهد. میزان تغییرات در فلزات واسطه احتمالاً ناشی از رفتار سیال سیلیسی و انتقال فلزات متحرک توسط این سیال در فرایند دگرسانی گرمابی است. عنصر مس با وجود الکترون‌گاتیویته بالا به دلیل ایجاد به هم ریختگی، در شبکه بلوری سیلیکات‌ها و ناپایداری انرژی به راحتی وارد شبکه بلوری این کانی‌ها نمی‌شود (Mason & Moore, 1982). غنی‌شدگی از عنصر Cu در برابر تهی‌شدگی از Ni و Cr که تحرک پایینی دارند نشان می‌دهد که عنصر مس احتمالاً در جریان فعالیت گسل‌ها و طی فرایند گرمابی وارد محیط شده است.

در مجموع پدیده شاخص این دگرسانی افزایش میزان سزیم در رخساره‌های دگرسانی است. سزیم از عناصر بزرگ یون است که معمولاً در ساختار کانی‌ها، جایگزین پتاسیم می‌شود. غنی‌شدگی این عنصر بر خلاف تهی‌شدگی دیگر عناصر سنگ‌دوست در پهنه‌های دگرسانی موضوعی تأمل برانگیز است. جذب سزیم در کانی مونت‌موریلونیت توسط پژوهشگران بسیاری مورد بررسی قرار گرفته است. پژوهش در این زمینه از این رو اهمیت بیشتری می‌یابد که سزیم به عنوان یکی از محصولات واپاشی اورانیم در نیروگاه‌های اتمی ایجاد می‌شود و کنترل این عنصر از دید زیست‌محیطی اهمیت دارد. جذب انتخابی سزیم در ساختار مونت‌موریلونیت در ارتباط با طول محور C این کانی (Eliason, 1966) و بار کاتیون‌های اکثاندر (Iwasaki & Onodera, 1993) تعریف می‌شود. بنتونیت سدیم‌دار به دلیل داشتن فضای میان‌لایه‌ای قابل توجه، پتانسیل خوبی برای جذب این عنصر دارد. بیرون آمدن آهن فریک از محیط و افزایش آلومینیم به جای سیلیسیم در مونت‌موریلونیت نیز موجب ایجاد بار منفی در موقعیت اکثاندری می‌شود و جذب سزیم را افزایش می‌دهد. دو ایزوتوپ ^{137}Cs و ^{135}Cs از محصولات واپاشی اورانیم ۲۳۵ هستند. غنی‌شدگی از این عنصر که از محصولات واپاشی اورانیم است، به همراه وجود چشمه‌های آب گرم و فعالیت‌های زمین گرمایی منطقه (Yousefi et al., 2007) احتمال وجود تأثیر ضعیف عناصر رادیواکتیو در منطقه را تقویت می‌کند.

بررسی میانبارهای سیال در گیر روش متداولی برای تعیین دما و منشأ سیال‌های سازنده کانی‌هاست. با این حال استفاده از این روش به علت کوچک بودن اندازه میانبارهای سیال در گیر در مقاطع مورد بررسی امکان‌پذیر نیست. به همین علت و با توجه به این مسئله که همه سیال‌های در گیر از نوع تک فازی مایع هستند و در شمار انواع دما پایین قرار می‌گیرند، بیشینه دمای تشکیل این نمونه‌ها ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد. بر پایه مطالعات (Gotze et al., 2001) که کمترین دمای تشکیل آگات را ۵۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی کرده‌اند، دمای تشکیل آگات‌های منطقه خور و بیابانک میان ۵۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود.

این روش را می‌توان برای بنتونیت‌هایی که در محیط‌های باز با نسبت آب به سنگ بالا تشکیل شده‌اند، استفاده کرد. از شرایط دیگر استفاده این رابطه لزوم تأثیر سیال‌های جوی در شکل‌گیری بنتونیت‌هاست. شرایط دگرسانی سطحی و دگرسانی گرمابی دما پایین را می‌توان در این رابطه بررسی کرد.

با قرار دادن مقدار میانگین ۶ نمونه مورد مطالعه در رابطه بالا دمای ۳۵۶ درجه کلون معادل ۸۳ درجه سانتی‌گراد به‌دست می‌آید که در محدوده دمایی مورد انتظار ۵۰ تا ۱۰۰ درجه قرار می‌گیرد. این محدوده دمایی بر پایه مطالعات نمونه‌های سیلیسی تعیین شده است.

میزان اکسیژن و دوتریم اندازه‌گیری شده مربوط به نمونه‌های اسمکتیت است و برای محاسبه ترکیب سیال سازنده کانی باید تصحیحاتی روی این داده‌ها صورت گیرد. منابع گوناگونی برای توزیع ایزوتوپ اکسیژن و دوتریم میان کانی اسمکتیت و سیال ارائه شده است که در ادامه به‌برخی از آنها اشاره می‌شود.

از رابطه Shepard & Gilg (1996) برای تصحیح دوتریم افزون‌بر کائولینیت، برای همه انواع کانی‌های رسی می‌توان استفاده کرد.

$$1000 \ln \alpha_{\text{O (Smectite-Water)}}^{\text{O}} = +2.67 \times 10^6 \times T^{-2} - 4.82 \text{ (Yeh \& Savin, 1977)}$$

$$1000 \ln \alpha_{\text{O (Smectite-Water)}}^{\text{O}} = +2.55 \times 10^6 \times T^{-2} - 4.04 \text{ (Shepard \& Gilg, 1996)}$$

$$1000 \ln \alpha_{\text{D (Smectite-Water)}}^{\text{D}} = -45.3 \times 10^3 \times T^{-1} + 94.7 \text{ (Capuano, 1992)}$$

$$1000 \ln \alpha_{\text{D (Kaolinite-Water)}}^{\text{D}} = -2.2 \times 10^6 \times T^{-2} - 7.7 \text{ (Shepard \& Gilg, 1996)}$$

جدول ۲ داده‌های تصحیح شده ایزوتوبی بر پایه رابطه Shepard & Gilg (1996) را برای ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و دوتریم نشان می‌دهد. تصحیحات بر پایه دمای ۸۳ درجه سانتی‌گراد انجام شده است. از این رو میزان $\delta^{18}\text{O}$ در نمونه‌های اسمکتیت مورد بررسی میان ۱۱/۳- تا ۸/۱- و مقدار δD در این نمونه‌ها از ۹۷/۹- تا ۸۷/۵- متغیر است که نشان می‌دهد ترکیب سیال سازنده بنتونیت از نوع آب‌های جوی است و منشأ یکسانی با نمونه‌های سیلیسی دارد.

شکل ۸ قرارگیری ایزوتوپ‌های اکسیژن و دوتریم را در نمونه‌های بنتونیتی و سیلیس نشان می‌دهد. بر پایه این نمودارها سیال گرمابی سازنده بنتونیت‌ها از نوع آب‌های جوی است و منشأ یکسانی با سیال‌های سازنده تریکبات سیلیسی دارد.

شکل ۹ ترکیب ایزوتوبی اکسیژن و دوتریم در کائولینیت و اسمکتیت را نشان می‌دهد (Savin & Epstein, 1970; Lawrance & Taylor, 1971; Taylor, 1974). انواع گرمابی به خط مربوط به آب‌های جوی نزدیک‌تر هستند زیرا تبادلات ایزوتوبی با افزایش دما، کاهش می‌یابد (Faure & Mensing, 2005). نمونه‌های مورد بررسی در نزدیکی محدوده تعیین شده برای نمونه‌های گرمابی قرار می‌گیرند. بر پایه داده‌های ایزوتوبی می‌توان نتیجه گرفت که دمای سیال‌های جوی با نفوذ در گسل‌ها افزایش یافته و قابلیت حل سیلیس را پیدا کرده‌اند. در مرحله بعدی و بر اثر فعالیت زمین‌ساختی منطقه این سیال‌ها که دمای آنها افزایش یافته است وارد محیط می‌شوند و به ایجاد دگرسانی گرمابی در منطقه می‌انجامند.

۷- نتیجه‌گیری

بنتونیت‌های معدن کویر خور و بیابانک بر اثر دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی فوران یافته در فروزمین خور ایجاد شده‌اند. این فوران که مربوط به دوره ائوسن است به تشکیل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت-بازالت انجامیده است. وجود تنش‌های تراکمی در منطقه پس از ائوسن سبب فعالیت گسل‌های منطقه شده که در ادامه، بیرون‌ریزی سیال‌های گرمابی-سیلیسی را به‌همراه داشته است. شکل‌گیری آگات‌ها و ژئودهای منطقه خور حاصل این فعالیت‌های گرمابی است. کانی‌های موجود در ترکیب ژئودهای خور کوارتز، کلسدون، کلسیت، دولومیت و باریت است. سیال‌های جوی که از راه گسل‌های منطقه به ژرفا انتقال پیدا کرده‌اند، بر اثر افزایش حرارت قابلیت انحلال و حمل سیلیس را پیدا کرده‌اند.

اکسیژن میان آب و کوارتز استفاده شد.

$$10^3 \ln \alpha_{\text{(Qz-H}_2\text{O)}} = (3.38 \times 10^{10}) / T^2 - 2.9$$

δD اندازه‌گیری شده در کانی کوارتز به‌طور مستقیم نشان‌دهنده میزان δD محلول‌های گرمابی است، زیرا این نسبت مربوط به آب محبوس در میانبارهای سیال کوارتز است و همان‌گونه که اشاره شد محتوای این میانبارها نمونه واقعی محلول‌های سازنده است.

کانی اسمکتیت به‌دلیل گوناگونی ساختاری گسترده، پیچیدگی بیشتری نسبت به دیگر رس‌ها دارد. همچنین محیط شکل‌گیری این کانی بسیار متغیر است (Grim & Guven, 1978). دمای تشکیل بنتونیت‌ها در محیط‌های گرمابی طبیعی عموماً میان ۲۵ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد گزارش شده است (Nol, 1936). با این وجود Cole (1985) مرز پایینی دمای تشکیل انواعی از اسمکتیت که در ژرفای اقیانوس‌ها تشکیل شده‌اند ۳ درجه سانتی‌گراد و (Oneil & Kharaka, 1976) آن را در حدود صفر درجه گزارش کرده‌اند. همچنین دمای بیشینه تشکیل این کانی را Yamada et al. (1994) ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد گزارش کرده‌اند. به‌طور معمول در دمای بالاتر از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد اسمکتیت‌ها به مخلوطی لایه‌ای از کلریت و کانی‌های دیگر تبدیل می‌شوند.

توزیع ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و دوتریم میان کانی و سیال تابع دماست و می‌توان از نقش سنگ مادر در این مورد چشم‌پوشی کرد، به‌ویژه زمانی که نسبت حجم سیال به سنگ بالا باشد (Savin, 1980). در مراحل اولیه دگرسانی و دمای سطحی زمین تبادل اکسیژن و دوتریم ساختاری ناچیز است (Savin & Lee, 1988). در طول تشکیل کانی‌های رسی این کانی‌ها از ^{18}O و ^1H غنی می‌شوند که در این میان تبادل اکسیژن آهسته‌تر از دوتریم رخ می‌دهد (Oneil & Kharaka, 1976).

کانی‌های رسی در طبیعت با ناخالصی‌های مختلفی همراه هستند. این ناخالصی‌ها با توجه به ترکیب سنگ اولیه و محیط تشکیل می‌توانند شامل کلسیت، سیلیس بی‌شکل، مواد آلی، اکسیدهای آزاد فلزی و انواع کانی‌های رسی فرعی باشند. از این رو، روش‌های مختلفی برای خالص‌سازی این کانی‌ها پیشنهاد شده است که با توجه به نوع ناخالصی‌ها که توسط تجزیه XRD مشخص شد، از روش‌های زیر برای حذف این ناخالصی‌ها استفاده شد.

- حذف مواد آلی توسط آب اکسیژنه ۳۰ درصد در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد (Jakson, 1979; Yeh, 1980)

- حذف سیلیس بی‌شکل (آمورف) توسط جوشاندن در Na_2CO_3 با غلظت ۵ درصد به‌مدت ۱۵ دقیقه (Jakson, 1979).

- حذف کلسیت، NaOAc-HOAc , pH 4.8 (Jakson, 1979; Yeh, 1980) 2m

- حذف اکسید آهن آزاد به‌روش انحلال در سترات سدیم - بی‌کربنات - دی تیونات در دمای ۸۰ سانتی‌گراد (Jakson, 1979; Yeh, 1980)

- در پایان نمونه‌ها در دمای ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد در شرایط خلأ قرار می‌گیرند تا آب میان لایه‌ای آنها حذف شود (Decher et al., 1996; Kolarikova & Hanus, 2008).

در حالی که برای تعیین دمای شکل‌گیری بیشتر کانی‌ها احتیاج به بررسی یک زوج کانی است، کانی‌هایی که اتم اکسیژن در آنها در موقعیت‌های متفاوتی قرار می‌گیرد می‌توانند به‌عنوان یک کانی مستقل، دماسنجی (ترموتری) شوند. این روش را نخستین بار Hamza & Epstein (1980) برای مطالعه میکاها و کائولینیت به‌کار برده‌اند. در کانی اسمکتیت اکسیژن در دو موقعیت اکتاندر و تتراندر قرار دارد. از این رو Delgado & Reyes (1996) رابطه زیر را بر پایه میزان اکسیژن و دوتریم کانی اسمکتیت برای تعیین دمای تشکیل این کانی به عنوان یک دماسنج مستقل ارائه کرده‌اند.

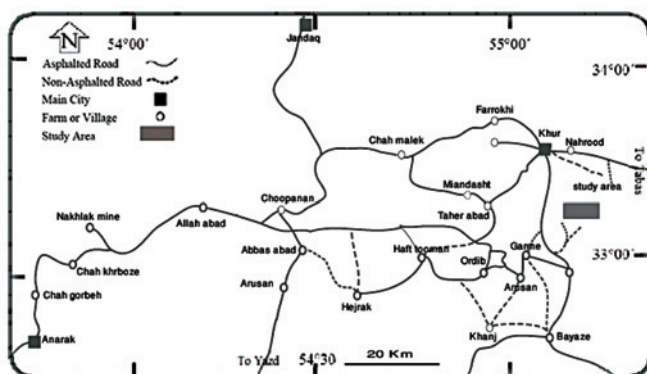
$$3.54 \times 10^6 \times T^{-2} = \delta^{18}\text{O}_{\text{Sm}} - 0.125 \delta\text{D}_{\text{Sm}} + 8.95 \text{ (0-150}^\circ\text{)}$$

گرفته است. با تلفیق داده‌های به‌دست آمده و رویدادهای زمین‌ساختی دوران سوم می‌توان نتیجه گرفت تنش‌های کششی اتوسن در منطقه مورد مطالعه مانند بسیاری از نواحی ایران مرکزی موجب شکل‌گیری گسل‌های عادی و سامانه فرازمین و فروزمین شده است. در میوسن، تنش‌های تراکمی موجب فعالیت این گسل‌ها به‌صورت وارون شده که بیرون‌ریزی سیال‌های سیلیسی و شکل‌گیری بنتونیت‌ها را در منطقه مورد مطالعه به دنبال داشته است.

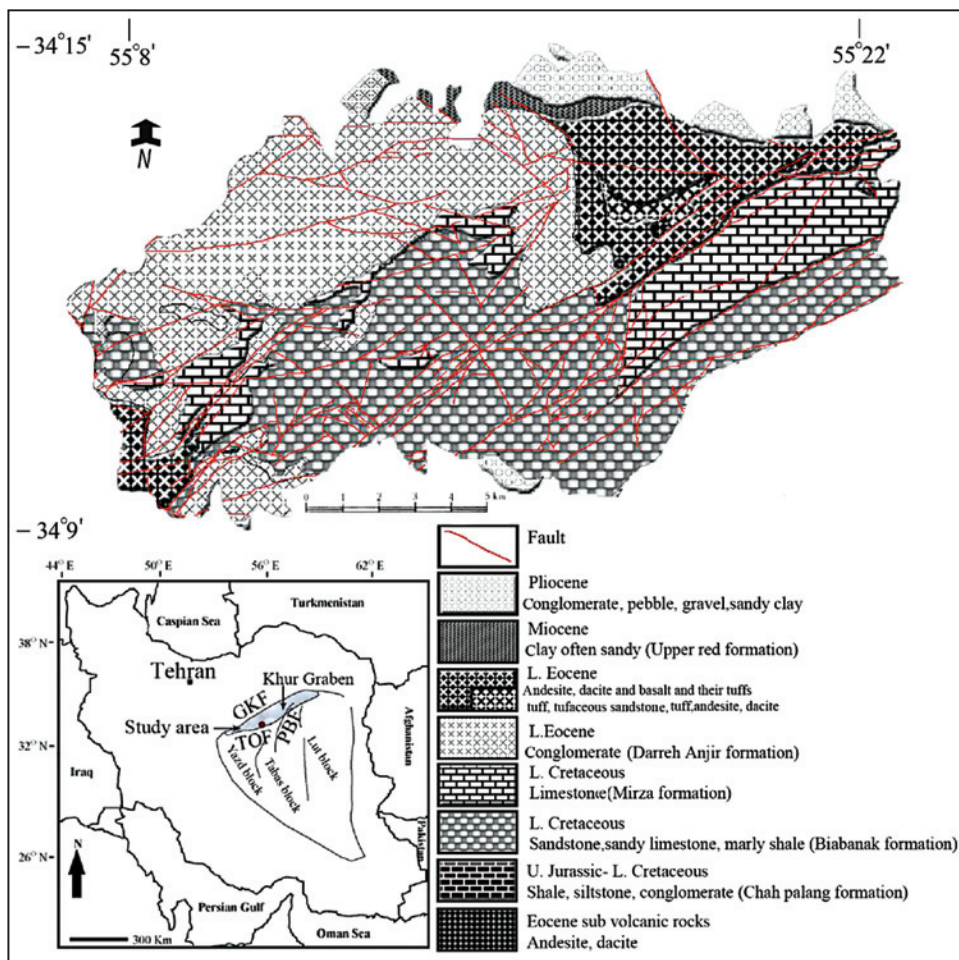
سپاسگزاری

نویسندگان از دانشگاه اصفهان برای حمایت‌های مالی سپاسگزاری می‌کنند.

و با انتقال آن به سطح در دمایی میان ۵۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد، این ترکیبات سیلیسی را در کنار گسل‌ها ته‌نشین می‌کنند. بیرون‌ریزی این سیال‌ها در محیط رسوبی به افزایش دمای محیط و تسریع فرایند بنتونیت‌زایی در این حوضه انجامیده است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد همه عناصر فرعی به‌جز سزیم در فرایند دگرسانی شسته شده و از محیط بیرون رفته‌اند. در این میان، عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون بیشترین جابه‌جایی را در نمونه‌های بنتونیتی نشان می‌دهند و عناصر مس، استرانسیم، زیرکیم و سرب کمترین میزان تحرک را در میان ترکیبات سیلیسی دارند. بررسی ایزوتوپ‌های پایدار نشان می‌دهد که تشکیل این کانی‌ها در حدود دمای ۸۳ درجه سانتی‌گراد رخ داده و سیال دگرسان‌کننده از آب‌های جوی منشأ



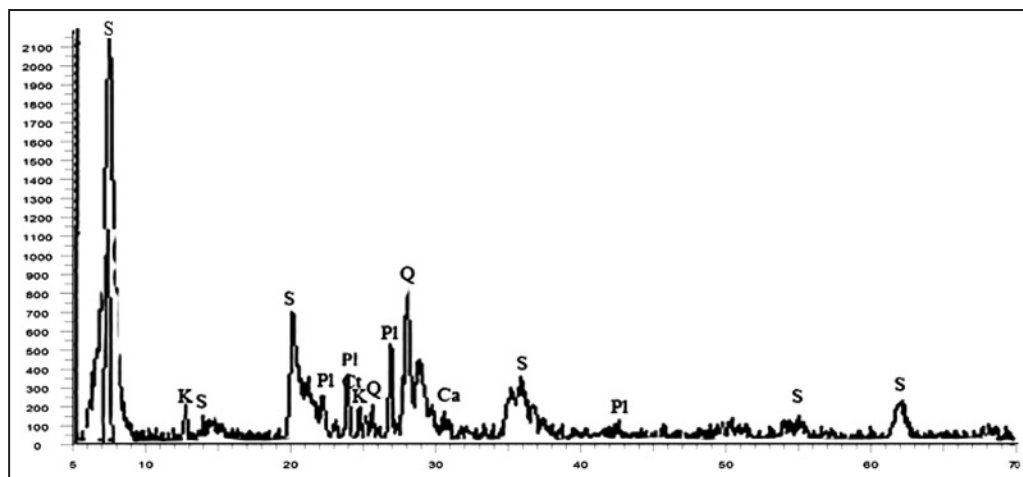
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و راه‌های ارتباطی آن با شهرستان‌های همسایه (برگرفته از اطلس گیتاشناسی، ۱۳۸۴)



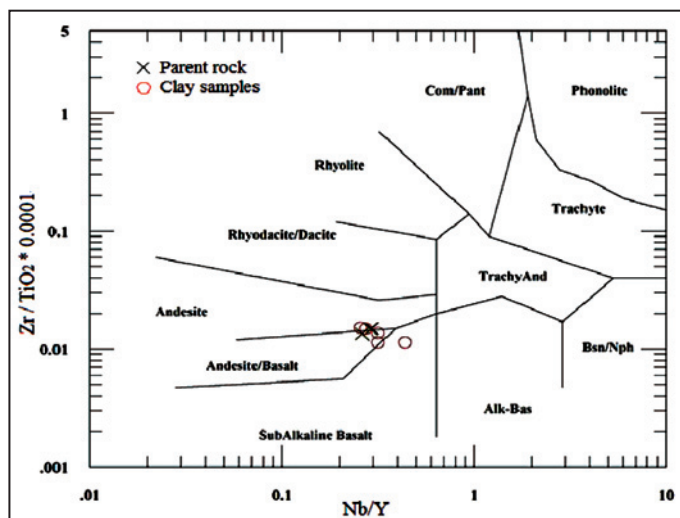
شکل ۲- نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از Technoexport, 1984). بخش هاشور خورده فروزمین خور را در میان گسل‌های GKF درونه، TOF ترکمنی - اردیب و PBF پشت‌بادام نشان می‌دهد.



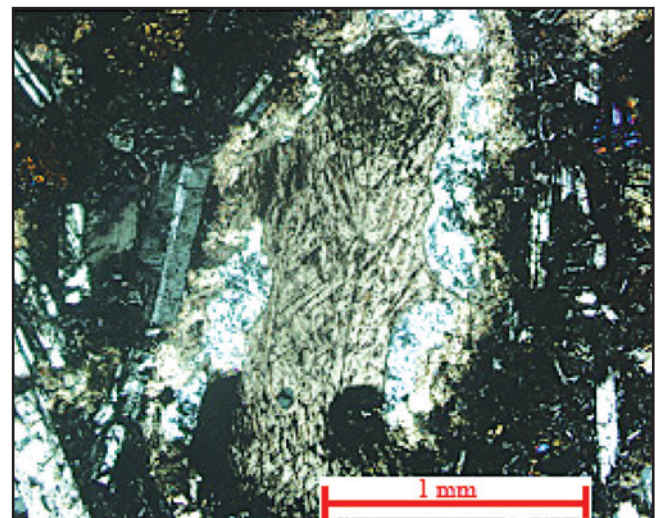
شکل ۳- الف) سنگ مادر آتشفشانی در کنار ژاسپرویدها در ارتفاعات و بتونیت‌ها در دامنه؛ ب) انتشار ژاسپرویدها به یک سوی گسل.



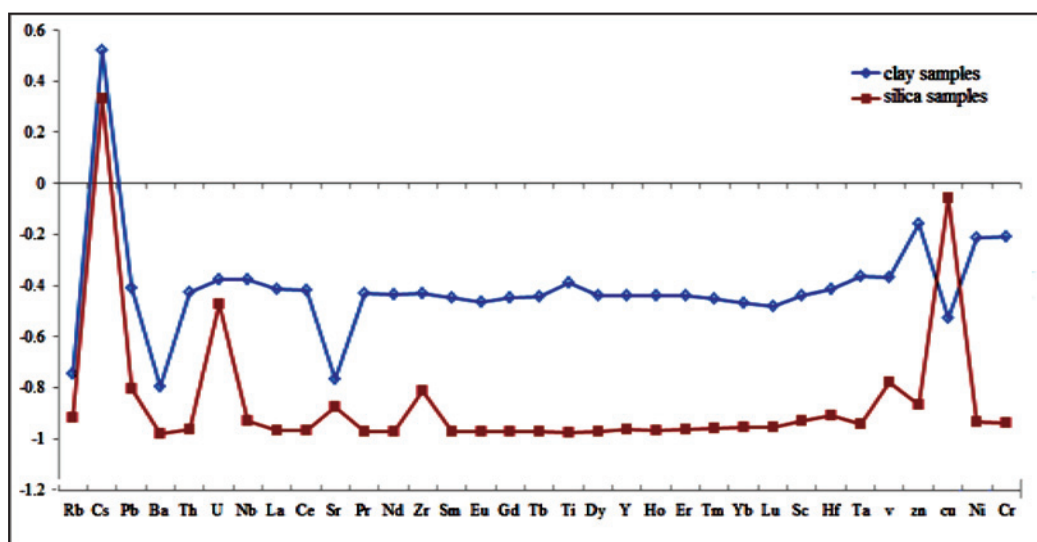
شکل ۴- نتایج تجزیه XRD در نمونه‌های رسی برداشت‌شده ذرات کوچک‌تر از ۲ میکرون.
S= اسمکتیت، Q= کوارتز، K= کانولینیت، Pl= پلاژیو کلاز، Ca= کلسیت، Ct= اوپال و Do= دولومیت



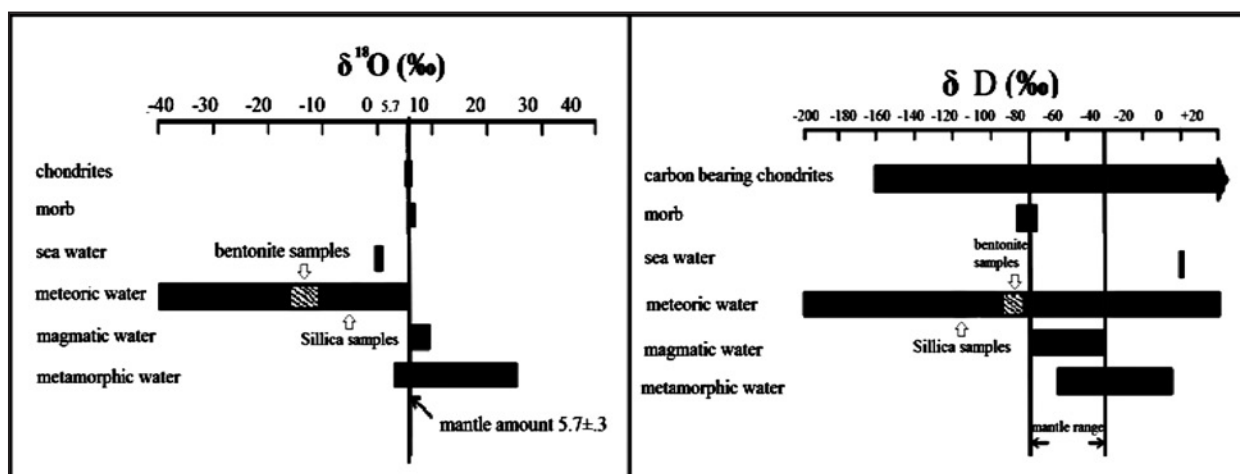
شکل ۶- در نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) نمونه‌های مورد بررسی در ناحیه آندزیت و آندزیت- بازالت رسم می‌شوند.



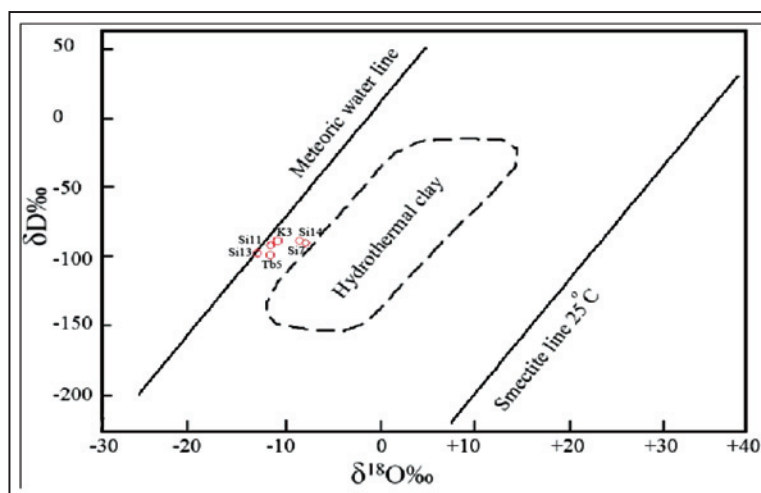
شکل ۵- پرشدگی حفره بازالت توسط کلسیت و کوارتز ریز دانه در کنار یکدیگر (XPL).



شکل ۷- نمودار غنی‌شدگی- تهی‌شدگی برای نمونه‌های رسی و نمونه‌های سیلیسی.



شکل ۸- مقادیر استاندارد برای جدایش اکسیژن و دوتریم در آب‌های مختلف (بر گرفته از Rollinson, 1993) و قرارگیری ایزوتوپ‌های اکسیژن و دوتریم در نمونه‌های بنتونیت و سیلیس در محدوده آب‌های جوی.



شکل ۹- ترکیب ایزوتوپی سیال در کانی‌های کائولینیت و مونت موریلونیت نمونه‌های بنتونیت معدن کویر نزدیک به محدوده رس‌های گرمایی قرار می‌گیرند (Faure & Mensing, 2005).

جدول ۱- نتایج تجزیه سنگ کل در نمونه‌های معدن کویر به تفکیک سنگ مادر، نمونه‌های سیلیسی و بتونیت‌ها

Volacanic Samples				Silica Samples					Clay Samples					
Sample	Wt%	Si3	Si4	Tb14	Tb15	Si1	Si10	Tb16	Tb17	Si7	Si8	Si13	Si14	Si16
SiO ₂		55.41	55.53	54.5	52.78	88.96	86.87	88.24	88.88	46.39	55.75	51.86	53.70	52.68
TiO ₂		0.879	0.879	0.89	0.904	0.026	0.025	0.03	0.025	0.784	0.817	1.140	0.94	0.88
Al ₂ O ₃		16.46	16.51	16.12	15.40	0.86	0.68	0.82	0.91	15.57	16.73	19.50	19.40	17.43
FeO*		6.57	6.28	6.72	7.31	2.97	2.97	2.21	0.70	8.04	6.65	4.39	4.48	5.13
MnO		0.092	0.092	0.108	0.138	0.053	0.112	0.07	0.036	0.174	0.075	0.08	0.01	0.06
MgO		3.19	3.32	3.99	5.44	0.82	0.65	0.57	0.25	3.79	2.22	2.18	2.96	2.68
CaO		8.80	8.81	8.78	8.72	1.91	3.64	3.39	4.61	6.41	4.00	3.01	1.19	2.28
Na ₂ O		2.98	2.96	2.96	2.94	0.23	0.13	0.17	0.16	2.60	2.53	2.52	2.15	2.12
K ₂ O		3.12	3.08	2.96	2.73	0.11	0.09	0.11	0.13	1.42	1.22	1.25	0.53	1.21
P ₂ O5		0.38	0.38	0.4	0.43	0.01	0.02	0.017	0.02	0.32	0.3	0.44	0.26	0.32
Sum(%)		97.89	97.85	97.43	96.80	95.96	95.18	95.62	95.73	85.50	90.28	86.37	85.62	84.81
LOI		2.28	2.51	2.89	3.88	3.67	3.71	3.61	3.45	13.41	9.02	12.87	14.24	14.00
REEs	ppm	Si 3	Si 4	Tb14	Tb 15	Si 1	Si 10	Tb16	Tb 17	Si 7	Si 8	Si13	Si 14	Si 16
La		21.17	20.81	21.12	21.40	0.67	0.82	0.847	1.02	22.96	22.26	19.67	18.82	18.43
Ce		43.36	42.66	43.56	44.68	1.41	1.58	1.73	2.21	45.54	46.22	41.79	36.58	37.81
Pr		5.52	5.45	5.58	5.77	0.16	0.18	0.20	0.27	5.64	5.80	5.47	4.36	4.83
Nd		22.36	22.09	22.79	23.92	0.64	0.72	0.78	0.98	22.44	23.21	23.09	17.17	19.84
Sm		5.08	4.98	5.15	5.38	0.14	0.16	0.17	0.20	4.82	5.08	5.29	3.72	4.50
Eu		1.43	1.43	1.47	1.53	0.03	0.04	0.05	0.07	1.36	1.45	1.48	0.97	1.22
Gd		4.52	4.49	4.58	4.73	0.13	0.17	0.16	0.18	4.20	4.58	4.76	3.30	4.00
Tb		0.68	0.69	0.69	0.70	0.02	0.02	0.02	0.03	0.64	0.70	0.72	0.49	0.60
Dy		4.05	3.87	3.91	3.86	0.10	0.12	0.13	0.18	3.70	4.02	4.13	2.74	3.49
Ho		0.77	0.77	0.77	0.77	0.02	0.02	0.03	0.04	0.73	0.80	0.81	0.53	0.68
Er		2.06	2.03	2.01	1.99	0.07	0.07	0.09	0.12	2.02	2.10	2.10	1.36	1.76
Tm		0.30	0.30	0.29	0.28	0.01	0.01	0.019	0.02	0.29	0.30	0.29	0.19	0.24
Yb		1.82	1.82	1.78	1.70	0.08	0.08	0.1	0.13	1.78	1.82	1.67	1.10	1.39
Lu		0.29	0.29	0.28		0.01	0.01	0.01	0.02	0.30	0.29	0.25	0.16	0.21
Traces	ppm	Si 3	Si 4	Tb14	Tb 15	Si 1	Si 10	Tb16	Tb 17	Si 7	Si 8	Si13	Si 14	Si 16
Rb		79.3	76.8	70.3	54.8	8.0	6.8	7.2	6.8	35.2	28.4	26.6	20.5	36.5
Sr		1012	1062	966	834	261	143	149	43	412	434	370	404	249
Ba		495	494	503	519	14	18	13.3	8	226	213	190	52	170
Th		6.10	5.94	5.86	5.54	0.18	0.19	0.26	0.40	5.89	6.31	5.04	4.92	5.53
Nb		5.85	5.73	5.0	5.08	0.53	0.48	0.48	0.42	4.99	5.60	6.50	5.77	5.56
Y		20.01	19.71	19.6	19.37	0.63	0.67	0.91	1.43	19.44	20.41	20.42	13.23	17.48
Hf		3.57	3.54	3.41	3.35	0.42	0.34	0.39	0.41	3.06	3.38	3.71	3.28	3.42
Ta		0.41	0.40	.33	0.34	0.02	0.02	0.02	0.03	0.36	0.41	0.44	0.39	0.38
Cs		2.22	2.03	2.96	4.34	7.05	5.30	4.69	1.72	5.21	3.21	3.80	8.65	15.01
U		1.62	1.61	1.51	1.46	0.95	1.41	1.01	0.67	1.56	1.45	2.10	1.25	1.67
Ni		31	33	34	38	5	3	2	0	40	37	52	49	41
Cr		89	98	114	154	7	10	9	9	167	106	133	219	115
Sc		25	25	27	30	4	4	3.5	2	26	24	21	26	17
V		214	211	218	229	80	87	59	10	195	194	252	293	203
Ga		17	18	18	18	2	2	2	2	17	18	21	22	18
Cu		80	69	63	40	107	96	73	16	50	63	32	42	59
Zn		81	84	80	75	13	13	12	12	86	87	96	118	166
Pb		13.47	13.83	13.3	12.71	2.00	1.66	3.21	5.97	12.57	12.04	11.12	11.76	17.05
Zr		132	130	128	122	36	28	29	24	119	122	130	107	120

جدول ۲- مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و دوتریم در نمونه‌های سیلیسی و بنتونیتی پس از تصحیح.

Sample	Weight (mg)	$\delta^{18}\text{O}$ vs. SMOW	$\delta^2\text{H}$ vs. SMOW
TB5(Sm)	0.445	-11.81	-97.89
K3(Sm)	0.401	-11.01	-87.51
Si7(Sm)	0.334	-8.65	-87.72
Si11(Sm)	0.384	-11.78	-90.51
Si13(Sm)	0.335	-13.32	-96.35
Si14(Sm)	0.355	-8.11	-89.52
Ag(Si)	1.537	-1.16	-119.6
s1(Si)	1.26	-5.37	-118

کتابنگاری

حجازی، م. و قربانی، م.، ۱۳۷۳- بنتونیت- زئولیت، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۲۸ ص.
 گیتاشناسی اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۴- مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۷۱ ص.
 نظری، م.، ۱۳۷۴- کانی‌شناسی و ژنز آگات‌ها و ژئودهای شرق خور و رابطه آن با تشکیل بنتونیت‌ها، دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۴۸۷-۴۸۵.
 هاشمی، ا.، ۱۳۷۹- تکنیک خور، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۰ ص.

References

- Capuano, R. M., 1992- The temperature dependence of hydrogen isotope fractionation between clay minerals and water: Evidence from geopressured system: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 2547-2554.
- Cas, R. & Wright, J. V., 1988- Volcanic successions, Modern and ancient: Unwin Hyndman London, 528p.
- Christidis, G. E. & Dunham, A. C., 1993- Compositional variation in smectites part I. Alteration of intermediate rock, A case study from Milose Island, Greece: *Clay Minerals*, 28, 255-273
- Christidis, G. E. & Dunham, A. C., 1996- Compositional variation in smectites part II. Alteration of acidic precursors, A case study from Milose Island, Greece: *Clay Minerals*, 32, 253-270.
- Clayton, R. N., O'Neil, J. R. & Mayeda, T. K., 1972- Oxygen isotope exchange between quartz and water: *Journal of Geophysical Research*, 77, 3057-3067.
- Cole, T. G., 1985- Composition oxygen isotope geochemistry, and origin of smectite in the matalliferous sediments of Bauer deep, Southern Pacific: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 221-235.
- Decher, A., Bechtel, A., Friedrich, G. & Hoernes, S., 1996- Stable isotope geochemistry of bentonite from island of Milos(Greece): *Chemical Geology*, 129, 101-113.
- Delgado, A. & Reyes, E., 1996- Oxygen and hydrogen isotope composition in clay minerals: a potential single mineral geothermometer: *Geochimica et cosmochimica acta*, 60, 4285-4289.
- Drits, V. A. & Kossovskaja, A. G., 1990- Smectites and mixed layer formations: *Clay Minerals*, Nauka, Moscow, 212p.
- Eliason, J. R., 1966- Montmorillonite exchange equilibria with strontium-sodium-caesium: *American Mineralogists*, 51, 324-335.
- Faure, G. & Mensing, T. M., 2005- Isotopes principles and applications: John Wiley & Sons, 896p.
- Fulignati, P., Gioncada, A. & Sbrana, A., 1999- Rare-earth element (REE) behavior in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Volcano (Aeolian Islands, Italy): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 325-342.
- Gotze, J., Tichomirowa, H., Fuchs, H., Pilot, J. & Sharp, Z. D., 2001- Geochemistry of agates: a trace element and stable isotope study: *Chemical Geology*, 175, 523-541.
- Grim, R. E. & Guven, N., 1978- Bentonites, geology, mineralogy, properties and uses: *Development in Sedimentology*, 24: Elsevier Amsterdam, 256p.
- Hamza, M. S. & Epstein, S., 1980- Oxygen isotopic fractionation between oxygen of different sites in hydroxyl-bearing silicate minerals: *Geochimica et Cosmochemica Acta*, 44, 173-182.

- Hay, R. L. & Guldman, S. G., 1987- Diagenetic alteration of silicic ash Scarles Lake California: *Clays and Clay Minerals*, 35, 449.
- Henderson, J. H., Jackson, L. & Syers, J. K., 1971- Cristobalite authigenic origin in relation to montmorillonite and quartz origin in bentonite: *Clays and Clay Minerals*, 19, 229-238.
- Iijima, A., 1980- Geology of natural zeolites and zeolitic rocks: In: 5th International Conference on zeolites, 103-118.
- Iwasaki, T. & Onodera, Y., 1993- Sorption behaviour of caesium ions in smectites: *Clay conference*, 67-73.
- Jakson, M. L., 1979- Soil chemical analysis advanced course: Published by author, Madison, Wisconsin, 895p.
- Kolarikova, I. & Hanus, R., 2008- Geochemistry and mineralogy of bentonites from Ishirini (Libya): *Chemie der erde-Chemistry*, 68, 61-68.
- Lawrance, J. R. & Taylor, H. P., 1971- Deuterium and O-18 correlation: clay minerals and hydroxides in Quaternary soils compared to meteoric water: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32, 25-42.
- Mason, B. & Moore, G. B., 1982- Principles of Geochemistry, Wiley, New York, 344p.
- Nazari, M., 2004- Agates and Geodes from the Khur area, Central Iran, 2004: *Australian Gemmologist*, 22, 21-28.
- Nol, W., 1936- Synthese von montmorilloniten: *Chemie der erde*, 10, 129-154.
- O' Neil, J. R. & Kharaka, Y. K., 1976- Hydrogen and oxygen isotope fractionation reaction between clay minerals and water: *Geochimica et Cosmochemica Acta*, 40, 241-246.
- Pokrovsky, O. S., Schott, J., Kudrayavtzev, D. I. & Dupre, B., 2005- Basalt weathering in Central Siberia under permafrost conditions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, No. 24, 5659-5680.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation Addison: Wesley Longman, Harlow, 352 p.
- Savin, S. M. & Epstein, S., 1970- The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 25-42.
- Savin, S. M. & Lee, M., 1988- Isotope studies of phyllosilicates, In: *Hydrous phyllosilicates: Mineral Society of America*, 19, 189-223.
- Savin, S. M., 1980- Oxygen and hydrogen isotope effect in low temperature mineral-water interactions, In: *Handbook of environmental isotope geochemistry: Elsevier. Amsterdam*, 283-327.
- Sheppard, S. M. F. & Gilg, H. A., 1996- Stable isotope Geochemistry of clay minerals: *Clay Minerals*, 31, 1-24.
- Taylor, H. P., 1974- The application of oxygen and hydrogen studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposits: *Economic Geology*, 69, 843-883.
- Technoexport, 1984- Geological map of Khur area, scale 1/250000, No. H7.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical classification of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Yamada, H., Nakazawa, H. & Hashizume, H., 1994- Formation of smectite crystal at high pressure and temperature: *Clays and Clay Minerals*, 42, 674-678.
- Yeh, H. W. & Savin, S. M., 1977- Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments, 3. O-isotope evidence: *Bullten of Geology Society of America*, 88, 1321-1330.
- Yeh, H. W., 1980- Ratio and late stage dehydration of shales during burial: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 341-352.
- Yousefi, H., Ehara, S. & Noorollahi, Y., 2007- Geothermal potential site selection using GIS in Iran, *Proceeding: Thirty second workshop on geothermal reservoir*, Stanford University.

Study of Geochemistry and Origin of Bentonite and Silica Mineralization in Kavir Mine from Khur and Biyabanak (Isfahan Province)

F. Malek Mahmoodi ^{1*}, M. Khalili ² & H. Bagheri ³

¹ Ph.D. Student, Faculty of Natural Resource and Geosciences, University of Shahr e Kord, Shahr e Kord, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

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

Received: 2011 September 28

Accepted: 2012 June 25

Abstract

Kavir bentonite in the northeast of Isfahan province is a part of the Khur bentonite horizon and lies in the Central Iranian structural zone. This deposits formed by the alteration of Eocene andesite-basalts. Based on the field observation several active faults are responsible in transporting siliceous fluids to the surface and their precipitation as geode, jasperoid and silicic veins. Microscopic observation indicates that these fluids outward alternatively in an alkaline aqueous basin. Chemical compositions of both siliceous and bentonitic samples as well as host volcanic rock show the same trend in trace elements and support the role of this hydrothermal fluid in bentonite formation. Depletion on LILE elements and Cs Positive anomalies is observed in siliceous and bentonitic samples. Oxygen and deuterium stable isotope study document that bentonites formed in temperature of about 83°C and hydrothermal fluids are essentially derived from a meteoric water origin.

Keywords: Bentonite, Silica, Stable Isotope, Eocene, Khur Bentonitic Horizon, Central Iran

For Persian Version see pages 67 to 76

*Corresponding author: F. Malek Mahmoodi: E-mail: f.malekmahmoodi@gmail.com