

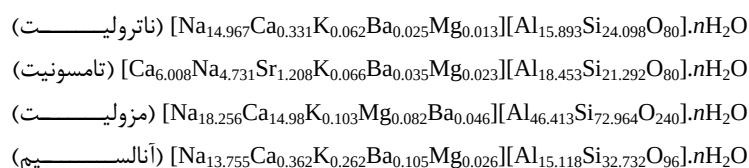
پتروگرافی و ژئوشیمی کانی‌های زئولیتی در گدازه‌های مافیک منطقه حرمک شمال زاهدان، جنوب‌شرق ایران

عذرا علافر، علی احمدی * و محمد بومری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

چکیده

گدازه‌های مافیک آکالن منطقه حرمک، شمال زاهدان، جنوب‌شرق ایران، میزبان گونه‌های مختلف از زئولیت‌ها و کانی‌های ثانویه هستند. زئولیت‌ها به سه صورت بادامکی، رگه‌ای و به ندرت جایگزینی فازهای اولیه و زمینه تشکیل شده‌اند. بر اساس بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی، پراش اشعه ایکس (XRD)، تصاویر BSI و تجزیه ریزکاو الکترونی، زئولیت‌های ناترولیت (فراوان‌ترین زئولیت)، تامسونیت (در سه شکل بلوکی، تیغه‌ای و مومی‌شکل)، آنالسیم (به صورت بادامکی و دگرسانی مستقیم از شیشه)، مزولیت و به ندرت استلریت در این گدازه‌ها شناسایی شده‌اند. متوسط فرمول شیمیایی محاسبه شده برای کانی‌های زئولیت عبارتند از:



میانگین نسبت Si/Al برای ناترولیت، تامسونیت، مزولیت و آنالسیم به ترتیب ۱/۵۲، ۱/۱۶، ۱/۵۷ و ۲/۱۷ محاسبه شده است. زئولیت‌های حرمک، به احتمال زیاد، پس از سرد شدن گدازه‌های میزبان، بر اثر ته‌نشست از سیالات شور و قلیایی در طول شکستگی‌ها و در حفرات گدازه‌های متخلخل و در دمای کم شکل گرفته‌اند.
واژه‌های کلیدی: زئولیت، ناترولیت، تامسونیت، آنالسیم، مزولیت

مقدمه

دارند. ساختار سه بعدی آنها واحدهای چهاروجهی SiO_4 و AlO_4 است که با به اشتراک گذاشتن یک اتم اکسیژن، به یکدیگر متصل شده‌اند (Deer et al., 1992) در ساختمان باز زئولیت‌ها حفراتی به

زئولیت‌ها آلومینوسیلیکات‌های بلورین و آبدار از فلزات قلیایی و قلیایی خاکی، با شبکه سه بعدی نامتناهی هستند که توانایی تبادل و جذب کاتیونی

زمین‌شناسی منطقه

منطقه ژئولیت‌دار حرمک در ۵۲ کیلومتری شمال زاهدان و در منتهی‌الیه شرق ایالت زمین‌شناختی سیستان (پهنه فلیش شرق ایران) و در اطراف روستای حرمک واقع شده است. در این منطقه سنگ‌های بازالتی در محدوده‌ای به طول بیش از ۲۰ کیلومتر و پهنای حدود ۲ کیلومتر مشاهده می‌شود و به دلیل شکل کشیده هم‌روند با گسل‌های اصلی منطقه، محصول فوران شکافی انگاشته می‌شوند (McBirney, 2007). این سنگ‌ها که در این پژوهش «بازالت حرمک» نامیده می‌شوند، شامل دو واحد غربی و شرقی است (شکل ۱). واحد غربی که ژئولیت‌زایی در آن انجام گرفته است، پس از فوران خطی اندکی به سمت شرق (در بخش جنوبی) و غرب (در بخش شمالی) جریان یافته و در پهنه‌ای به عرض حدود ۱/۵ کیلومتر روان شده است. روانه ژئولیت‌دار غربی، یک بازالت آلکال آنالسیم‌دار است که Camp و Griffis (۱۹۸۲) سن آن را با روش پتاسیم-آرگون برابر ۲۷ (±۱/۹) میلیون سال به دست آورده‌اند. این سن رادیومتریکی نشان می‌دهد که بیرون ریختن این روانه‌ها در آخرین اشکوب الیگوسن یعنی شاتین (Chattian) رخ داده که از ۲۸/۴ میلیون تا ۲۳ میلیون سال پیش به طول انجامیده است (Walker and Geissman, 2009). واحد شرقی که یک سیل بازالتی است (Karimi, 2012)، حداقل در سه مرحله تزریق شده است. جنس سنگ‌های این واحد توله‌ایتی بوده و از نظر سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی از واحد غربی متمایز است (Karimi, 2012).

به نظر می‌رسد که فوران، همزمان با رسوب‌گذاری بخش کنگلومرایی رسوبات الیگومیوسن در یک محیط کوهپایه‌ای حادث شده است. بخش کنگلومرایی رسوبات الیگومیوسن،

شکل کانال و منافذ قفس مانند وجود دارد که معمولاً توسط مولکول‌های آب و کاتیون‌های غیرساختاری که قابلیت تبادل دارند، پر شده‌اند.

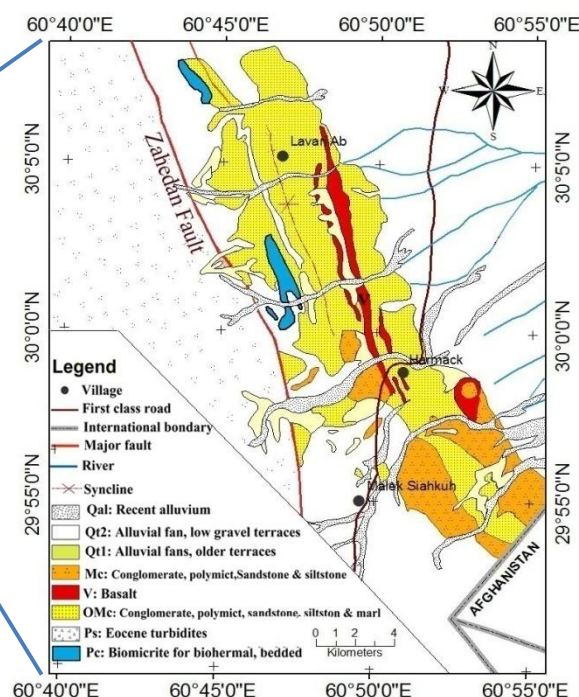
در حاشیه غربی فرونشست هلمند واقع در شرق گسل زاهدان و ۵۰ کیلومتری شمال زاهدان، روانه‌های بازالتی بیرون ریخته‌اند (Bagheri, 2000a). این گدازه‌ها میزبان گونه‌هایی از کانی‌های ژئولیتی هستند که در این پژوهش "ژئولیت‌های حرمک" نامیده می‌شوند. Camp و Griffis (۱۹۸۲) در مطالعه ماگماتیسیم بخش شرق ایران که آن را زمین‌درز سیستان نامیده‌اند، سن بازالت حرمک را نیز تعیین نمودند ($27 \pm 1/9$ میلیون سال قبل). Karimi (۲۰۱۲) آنچه را که پیش از آن بازالت حرمک نامیده شده بود، محصول فوران‌های چند ماگمای متمایز آلکال و توله‌ایتی دانست. به گمان او ماگماهای بازالتی حرمک از یک گوشته ناهمگن منشأ گرفته و گروهی ویژگی‌های ماگماهای ریف‌ت قاره‌ای و گروهی دیگر ویژگی‌های ماگماهای مناطق فرورانش را نشان می‌دهند. Bagheri (۲۰۰۰a)، در یک طرح پژوهشی به معرفی ژئولیت‌های منطقه حرمک و بررسی فراوانی آن پرداخته است. این اثر و مقاله ارائه شده از آن (Bagheri, 2000b)، تنها پژوهش تخصصی صورت گرفته در زمینه گدازه‌های حرمک و ژئولیت‌زایی در آن است.

شناسایی نوع و ترکیب شیمیایی، بررسی ژئوشیمی و نحوه تشکیل ژئولیت‌های منطقه می‌تواند اطلاعات مفیدی برای بررسی‌های بعدی مانند: خواص ساختاری، قدرت جذب و تبادل یونی، شرایط سنتز مصنوعی و در مجموع امکان بهره‌مندی مطلوب‌تر از این مواد را فراهم آورد. در این پژوهش ویژگی‌های کانی‌شناختی ژئولیت، ترکیب شیمیایی و ژئوشیمی انواع ژئولیت‌های شناخته شده در منطقه حرمک مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد.

قرار دارند. مجموعه کنگلومرای حرک-بازالت حرک با مارن‌های جوان‌تر هم‌شیب و یک چین خوردگی حدود ۴۰ درجه به سمت غرب نشان می‌دهد. زئولیت‌زایی در حفرات روانه غربی که در تماس با مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های یاد شده، رخ داده است. حال آن که در روانه شرقی زئولیت کانی فرعی بوده و مقدار آن در مقایسه با زئولیت روانه غربی بسیار اندک است.



رسوبات درشت دانه از نوع بادبزن آبرفتی (alluvial fan deposit) است. پس از فوران گدازه‌های بازالتی، محیط رسوبی به تدریج عمیق‌تر شده است. زیرا افق‌هایی از مارن با تناوبی از سنگ‌های آواری و حاوی مقادیر اندکی از رسوبات تبخیری، با ضخامت تقریبی بیش از ۶۰۰۰ متر نهشته شده‌اند که از نظر چینه‌ای در مجاورت بلافصل و روی قسمت فوقانی روانه غربی



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مطالعه شده، برگرفته از نقشه‌های ۱/۲۵۰۰۰۰ دو برگه زاهدان (Behrouzi, 1993) و دریاچه هامون (Aghanabati, 1991) با اندکی تغییر. واحد مشخص شده با علامت v، یک واحد بازالتی است که زئولیت‌ها بیشتر در مرکز و نیمه شمالی آن مشاهده می‌شوند.

نمونه‌برداری و روش انجام پژوهش

انتخاب شد. نمونه‌ها در هاون آگاتی به دقت پودر شد و به وسیله طیف‌سنج XRD مدل Philips PW1840 در آزمایشگاه کانسازان بینالود، مشهد، مورد مطالعه پراش پرتو ایکس قرار گرفتند. طیف‌های به دست آمده با الگوهای استاندارد هر کانی مقایسه شد. علاوه بر این، به منظور شناسایی قطعی نوع زئولیت و ترکیب شیمیایی، تعدادی از

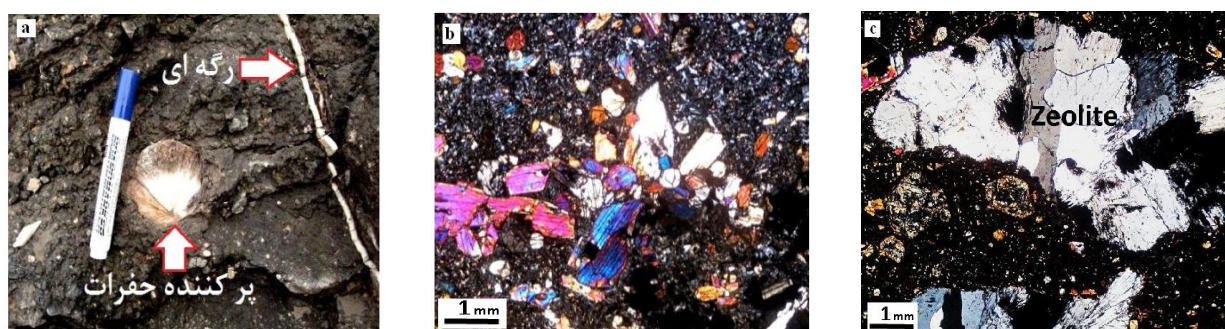
بیش از ۷۰ نمونه دستی برای انجام بررسی‌های دقیق‌تر به آزمایشگاه منتقل و از بین آنها حدود ۴۱ نمونه برای تهیه مقاطع نازک صیقلی انتخاب شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی و مقایسه با نمونه‌های دستی، چند نمونه از نمونه‌های تقریباً خالص زئولیتی برای شناسایی فازهای تشکیل دهنده

کانی‌ها در مقاطع نازک صیقلی توسط دستگاه ریزکاو الکترونی (EMPA) مدل JEOL JXA-733 و نیز دستگاه میکروسکوپ الکترونی (SEM) مدل JEOL 6400 مجهز به دو اسپکترومتر WDS و EDS در دانشگاه نیوبرانزویک کانادا بررسی شد. کلیه تجزیه‌ها با روش EDS انجام شد تا از تحرک و تبخیر عناصر قلیایی به ویژه سدیم در نمونه‌ها جلوگیری به عمل آید. صحت تجزیه‌ها با دو روش پیشنهادی Passaglia (۱۹۷۰) مورد تأیید قرار گرفته است: ۱- مقدار کاتیون‌های موجود در جایگاه تتراندی (Si+Al) بسیار نزدیک به نیمی از اتم‌های اکسیژن است و ۲- میزان درصد خطای محاسبه شده (E%) کمتر از ۱۰ است.

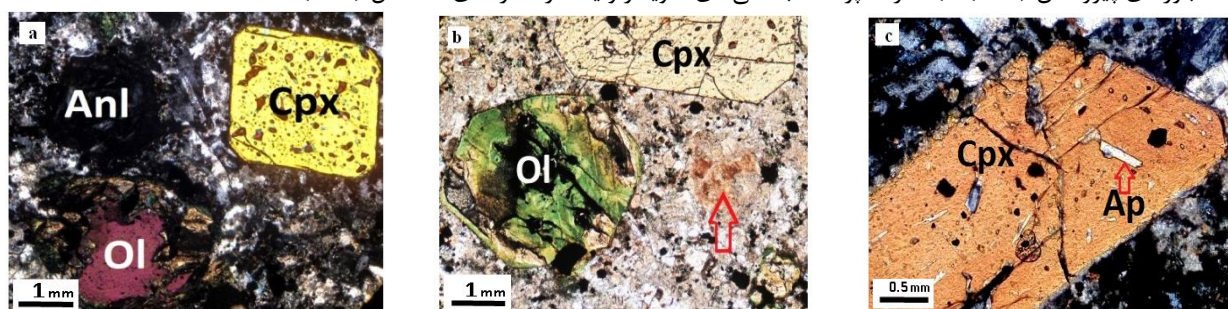
پتروگرافی سنگ میزبان زئولیت

سنگ میزبان زئولیت‌های منطقه حرمک بیشتر دگرسان شده و زمینه آنها بسیار ریزدانه و گاه شیشه‌ای است. از این رو تعیین دقیق نام این سنگ‌ها تنها با استناد به شواهد میکروسکوپی امکان‌پذیر نیست. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ‌های تقریباً سالم منطقه حرمک و محاسبات نورم نشان می‌دهد که بیشتر سنگ‌های روانه غربی الیوین بازالت آلکالن هستند (Karimi, 2012). محاسبه نورم این سنگ‌ها حضور فاز سدیم‌دار نفلین را نشان می‌دهد (Karimi, 2012). برخلاف زمینه شیشه‌ای برخی از سنگ‌ها و همچنین، دگرسان بودن بیشتر مقاطع بررسی شده از سنگ‌های میزبان کانی‌های زئولیتی، بر اساس ترکیب کانی‌شناسی و بنا بر رده‌بندی اتحادیه بین‌المللی علوم زمین (IUGS) نام این سنگ‌ها آنالسیمیت است. زیرا نسبت آنالسیم به مجموع آنالسیم+پلاژیوکلاز+آلکالی‌فلدسپار+نفلین آنها بیشتر از ۹۰ درصد است. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل پیروکسن، آنالسیم، الیوین و به

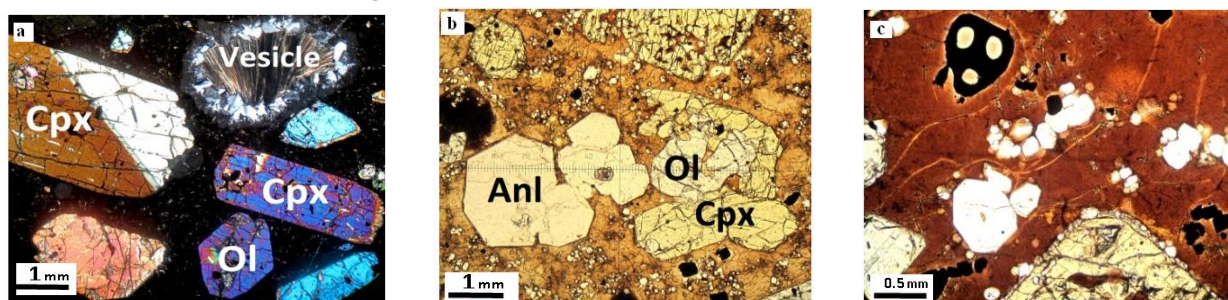
مقدار کمتر پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، نفلین، اکسیدهای آهن و آپاتیت و کانی‌های ثانویه شامل انواع زئولیت، کلسیت، کانی‌های رسی و فلدسپار است. درشت‌بلورها که بیشتر کانی‌های مافیک پیروکسن، آنالسیم و الیوین هستند، در شیشه و یا خمیره متبلور ریزدانه متشکل از فلدسپار آلکالن، شاید نفلین و کانی‌های زئولیتی قرار دارد. بافت اصلی این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی پورفیروئید، پورفیری و میکروپورفیری است. بافت گلوپورفیری و حفره‌دار نیز به صورت بافت فرعی در برخی مقاطع مشاهده می‌شود. به طور کلی، واحدهای جریان مختلف میزبان زئولیت‌ها، ترکیب کانی‌شناسی تقریباً یکسانی را نشان می‌دهند. اما این گدازه‌ها از نظر بافت سنگ، ابعاد، درصد و انواع دگرسانی درشت‌بلورها، درجه دگرسانی و تبلور مجدد زمینه، میزان تخلخل و در نهایت، میزان زئولیت‌زایی، نوسان چشم‌گیری نشان می‌دهد. به همین دلیل و بر اساس شواهد صحرایی، بافتی و رخدادهای زئولیتی، سنگ‌های منطقه در چهار گروه مجزا بررسی شد (شکل‌های ۲ تا ۵). بیشترین میزان زئولیت‌زایی مربوط به مقاطع با بافت پرحفره و متخلخل است (شکل ۲-a، b و c). در زمینه برخی سنگ‌ها حضور بیشتر فاز آلکالن به صورت تبلور کانی‌های فوئیدی آنالسیم به چشم می‌خورد (شکل ۳-a). زمینه این سنگ‌ها بیشتر دگرسان و بر اثر زئولیتی شدن به رنگ روشن درآمده‌اند (شکل ۳-b). گروهی از سنگ‌های منطقه که بیشتر به صورت ساختارهای ستونی مشاهده می‌شوند میزبان درشت‌بلورهای زئولیت آنالسیم به دو صورت مدور و خودشکل در زمینه شیشه‌ای و پالاگونیتی شده هستند (شکل ۴-a، b و c). برخی رگه‌های کششی منطقه نیز که به طور عمده با کانی‌های فلسیک فلدسپار آلکالن پر شده‌اند، میزبان کانی‌های زئولیتی و کربنات در حفرات است (شکل ۵-a، b و c).



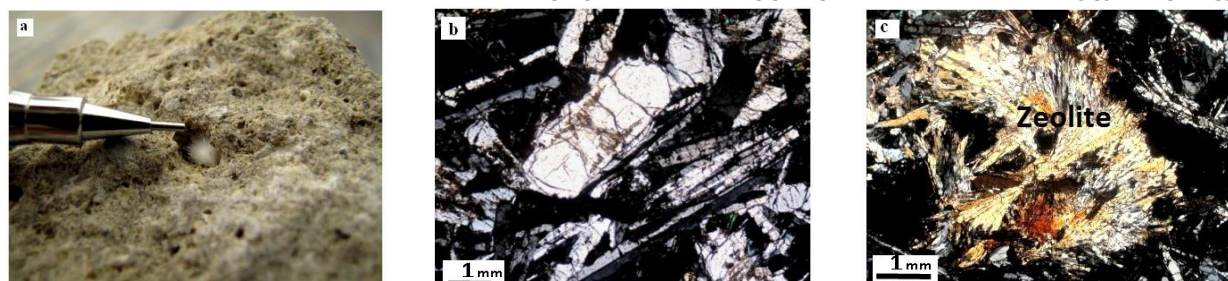
شکل ۲- (a) زئولیت‌زایی به صورت رگه‌ای و پر کننده حفرات در واحدهای غنی از زئولیت، (b) بافت گلوپورفیریک ناشی از تجمع درشت‌بلورهای پیروکسن (XPL)، (c) حفرات پر شده با کانی‌های ثانویه زئولیت در گدازه‌های متخلخل (XPL).



شکل ۳- (a) آنالسیم (Anl) با ماکل تیغه‌ای پیچیده، کلینوپیروکسن با بافت غربالی (Cpx) و الیوین دگرسان شده (Ol) (XPL)، (b) درشت‌بلور پیروکسن و الیوین دگرسان در خمیره روشن زئولیتی که هاله‌هایی از کانی دگرسان شده (به علامت فلش دقت شود) نیز مشاهده می‌شود (PPL)، (c) سوزن‌های آپاتیت به صورت ادخال در درشت‌بلور پیروکسن (XPL). علامت اختصاری کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.



شکل ۴- مقاطع میکروسکوپی مربوط به بعضی از سنگ‌های بازالتی با بافت ویتروفریک. (a) کانی‌های خودشکل پیروکسن و الیوین، به همراه حفره پر شده با کانی‌های ثانویه (XPL)، (b) کانی آنالسیم به صورت درشت‌بلورهای خودشکل هشت وجهی (PPL)، (c) درشت‌بلور آنالسیم به صورت ذرات مدور و متعدد که همانند دانه‌های برف در زمینه شیشه‌ای شکل گرفته‌اند (PPL).



شکل ۵- تصاویر مربوط به نمونه‌های زئولیت برداشته شده از حفرات مربوط به درزه‌های کششی. (a) حفره پر شده توسط بلورهای بسیار کوچک سوزنی-شعاعی زئولیت در سنگ میزبان سبک و متخلخل، (b) مقطع میکروسکوپی از همان سنگ با بافت اینترگرانولار. فلدسپار آلکالین به دو صورت میله‌ای و صفحه‌ای در این تصویر نمایان است (XPL)، (c) حفره پر شده با کانی زئولیت به صورت اسفرولیتی (XPL).

پتروگرافی زئولیت و کانی‌های همراه

زئولیت‌های موجود در حفرات سنگ‌های آتشفشانی بازیک به دلیل درشت بودن کریستال‌های آن، مناسب‌ترین گروه برای بررسی‌های میکروسکوپی است. با انجام بررسی‌های ساده میکروسکوپی برخی از انواع زئولیت‌ها را از روی شکل ظاهری، نحوه رخداد، حالت خاص بلوری و برخی خصوصیات نوری می‌توان از هم تمیز داد. تصاویر مختلفی از زئولیت‌های ناترولیت، تامسونیت، آنالسیم و کانی‌های ثانویه همراه مربوط به منطقه حریمک نشان داده شده است (شکل‌های ۶، ۷، ۸ و ۹). علاوه بر زئولیت‌های فوق، زئولیت رشته‌ای مزولیت در هم‌رشدی با ناترولیت توسط تجزیه شیمیایی و زئولیت صفحه‌ای استلریت توسط بررسی‌های XRD شناسایی شده‌اند. بیشتر زئولیت‌های مشاهده شده در منطقه حریمک، به شکل رشته‌ای-سوزنی و به گروه ناترولیت متعلق هستند. اعضای این گروه طبق طبقه‌بندی Breck (۱۹۷۴) شامل ناترولیت، مزولیت، اسکولسیت، تامسونیت، گوناردیت و ادینگتونیت است.

ناترولیت (natrolite): در نمونه دستی سفید تا بی‌رنگ و جلای شیشه‌ای دارد (Nesse, 1986). در نمونه‌های برداشت شده از بادامک‌ها، بلورهای کشیده آن بیشتر به شکل تجمعات رشته‌ای-شعاعی و به صورت رشد تداخلی نمود یافته‌اند (شکل ۶-ا). در مقاطع نازک بی‌رنگ هستند و معمولاً به شکل بلورهای منشوری بلند، شکل گرفته‌اند (شکل ۶-ب). مقطع عرضی این کانی کم و بیش به صورت مربعی است (Nesse, 1986) (شکل ۶-ج). بالاترین رنگ اینترفرانس این کانی در مقاطع نازک، زرد سری اول است. علامت طولیل‌شدگی ناترولیت مثبت است. در مقاطع طولی دارای خاموشی مستقیم و در مقاطع عرضی، خاموشی متقارن نشان می‌دهد.

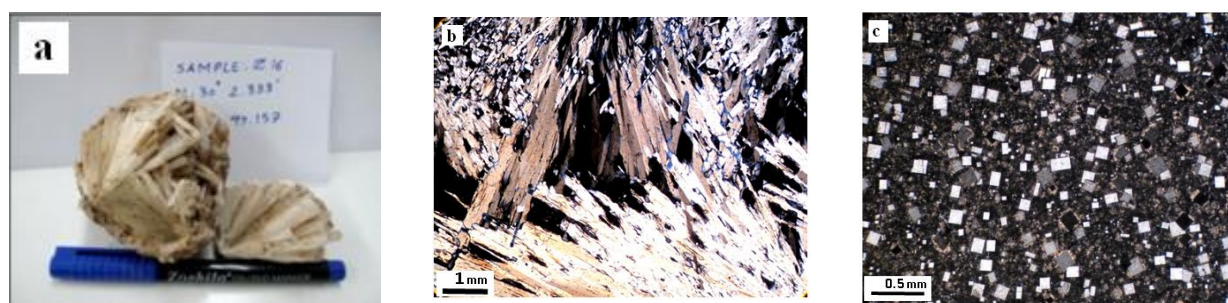
تامسونیت (thomsonite): تامسونیت در نمونه دستی سفید تا متمایل به قرمز و یا قهوه ای است و

جلای شیشه‌ای دارد (Nesse, 1986). در مقاطع نازک بی‌رنگ و معمولاً به صورت رشته‌ای تا ستونی دیده می‌شود. تامسونیت رخ کامل نسبت به سطح {۱۰۰} و رخ واضح نسبت به سطح {۱۰۰} دارد که تحت زاویه ۹۰ درجه یکدیگر را قطع می‌کنند (شکل ۷-ا). دارای خاموشی مستقیم و علامت طولیل‌شدگی متغیر مثبت و منفی است (Nesse, 1986). رنگ‌های تداخلی سفید سری اول تا خاکستری-آبی سری دوم دارد.

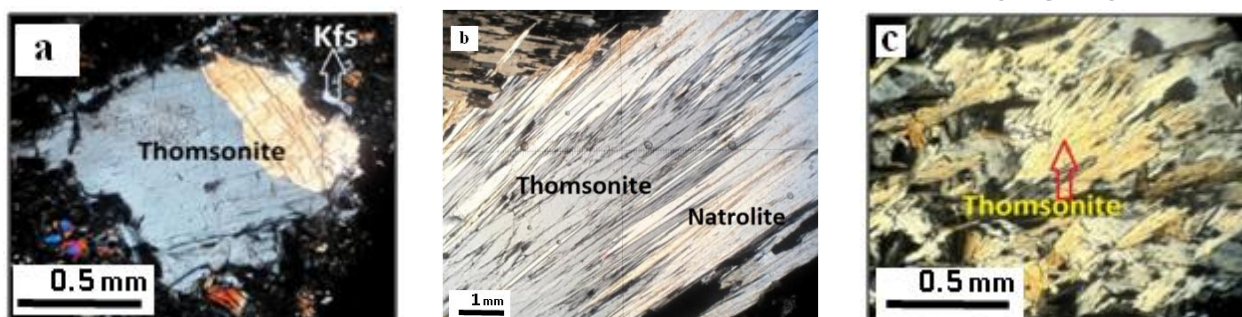
همبستگی قابل توجهی بین شکل بلوری تامسونیت و ترکیب شیمیایی آن توسط Wise و Tschernich (۱۹۷۸) تشخیص داده شده است. بر این اساس، سه شکل مختلف از رخداد تامسونیت (بلوکی، تیغه‌ای و مومی شکل) معرفی شده که همگی در جهت محور c طولیل یافتگی نشان می‌دهند. تامسونیت در حریمک به هر سه شکل و بر اساس محتوای سیلیس و سرعت رشد خود تشکیل شده است (شکل ۷-ا، b و c).

آنالسیم (analcime): آنالسیم در نمونه دستی به رنگ سفید، صورتی، خاکستری و دارای جلای شیشه‌ای است (Nesse, 1986). بلورهای آنالسیم بیشتر به شکل تراپزوهدرال شکل می‌شود. این کانی در مقاطع نازک بی‌رنگ و به صورت بی‌شکل و پرکننده فضاهای خالی و همچنین به صورت بلورهای هشت وجهی تا مدور یافت می‌شود (Nesse, 1986) (شکل ۸-ا، b و c). به طور عمده همسانگرد هستند (Pichler and Schmitt-Reigraf, 1997). انواعی که بیرفرنزانس ضعیفی نشان می‌دهند بیشتر دارای ماکل تیغه‌ای موازی با سطوح کوبیک و دودکاهدرال هستند (Nesse, 1986).

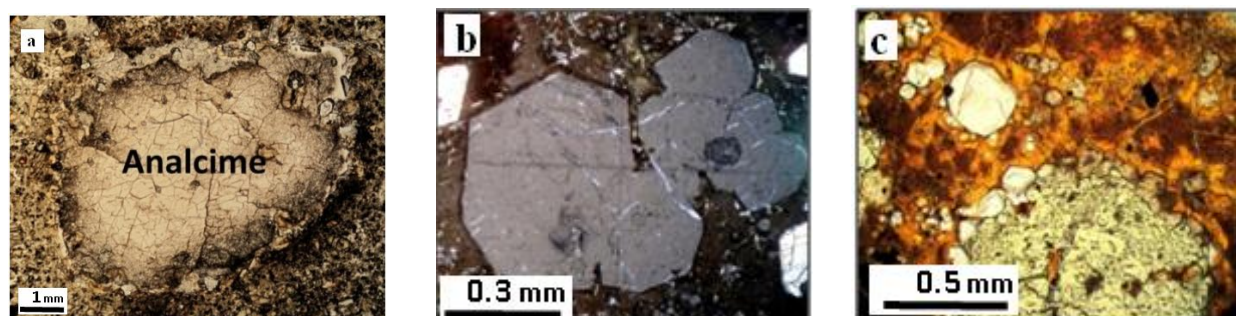
سایر کانی‌های ثانویه: علاوه بر زئولیت، کانی‌های ثانویه دیگر نظیر کانی‌های رسی (ورمیکولیت)، کانی‌های فلدسپاری و کربنات نیز به اشکال مختلف در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۹-ا، b و c).



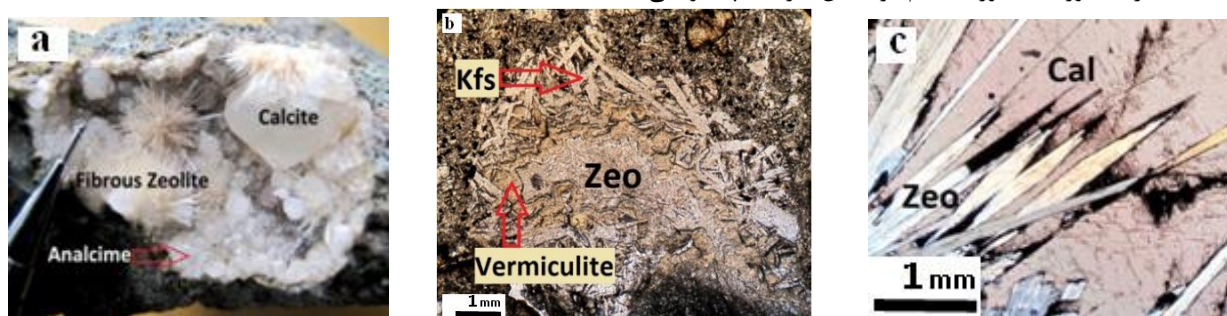
شکل ۶- (a) تجمعات رشته‌ای-شعاعی از بلورهای ناترولیت در نمونه دستی، (b) بلورهای منشوری و بلند ناترولیت در مقطع میکروسکوپی (XPL)، (c) مقاطع عرضی مربع شکل ناترولیت (XPL).



شکل ۷- (a) تامسونیت به شکل بلوکی، که در آن دو دسته رخ با زاویه ۹۰ درجه یکدیگر را قطع کرده اند (XPL)، (b) رشته‌های تیغه‌ای شکل تامسونیت در کنار ناترولیت، با رنگ اینترفرانس کمی متفاوت (XPL)، (c) تامسونیت به شکل بلورهای ریز مومی شکل (XPL).



شکل ۸- (a) بلورهای بی‌شکل آنالسیم به صورت پُر کننده فضاهای خالی (PPL)، (b) درشت‌بلورهای خودشکل مکعب و همسانگرد آنالسیم (XPL)، (c) درشت‌بلورهای مدور آنالسیم در تماس با زمینه پالگونیتی شده (PPL).



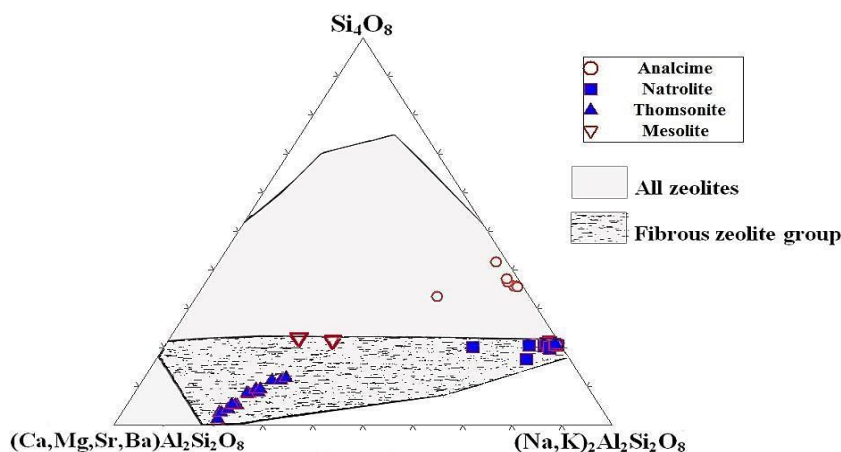
شکل ۹- (a) حفره پُر شده با زئولیت و سایر کانی‌های ثانویه، (b) تصویر میکروسکوپی از حفره زئولیتی به همراه لایه پیوسته و باریک از کانی رسی ورمیکولیت در حاشیه و بلورهای خودشکل و ثانویه فلدسپار آلکالن در اطراف حفره (PPL)، (c) زئولیت‌های رشته‌ای در زمینه‌ای از سیمان کربناتی (XPL).

شیمی زئولیت‌ها

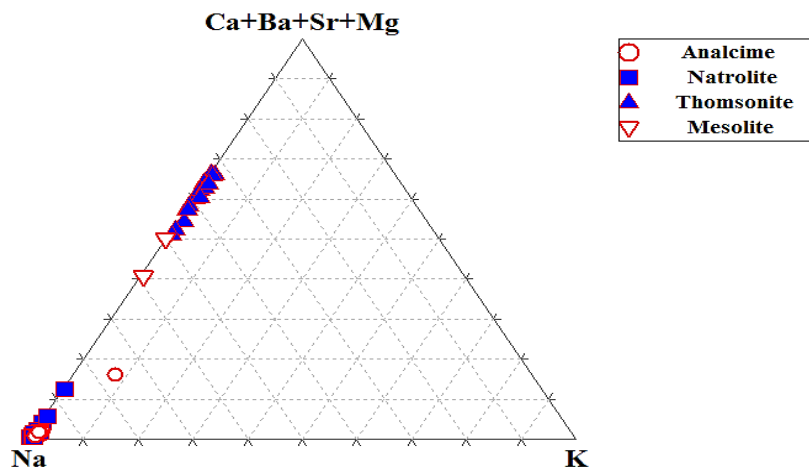
فرمول عمومی کانی‌های زئولیتی به صورت $M_xD_y[Al_{x+2y}Si_{n-(x+2y)}O_{2n}].mH_2O$ است که M کاتیون تک ظرفیتی و D کاتیون دو ظرفیتی است. جزو داخل گروه بیانگر چارچوب زئولیت است. بخش خارج از گروه معرف کاتیون‌های متحرک و قابل تعویض در حفرات زئولیت است که می‌تواند بار منفی ایجاد شده در شبکه را جبران و خنثی نمایند (Passaglia and Sheppard, 2001).

محدوده ترکیب شیمیایی زئولیت‌ها را می‌توان در یک دیاگرام سه‌تایی با سه قطب Si_4O_8 - $(Ca,Mg,Sr,Ba)Al_2Si_2O_8$ -(Na,K) $_2Al_2Si_2O_8$ نشان

داد (Gottardi, 1978). در شکل ۱۰، این دیاگرام به همراه ترکیب شیمیایی حاصل از تجزیه ریزکاو الکترونی نمونه‌های زئولیتی منطقه حریمک (جدول ۱) رسم شده است. ترکیب شیمیایی این نمونه‌ها با محدوده معرفی شده توسط Gottardi (۱۹۷۸) مطابقت دارد و بیشتر آنها در محدوده زئولیت‌های رشته‌ای قرار گرفته‌اند. در نمودار سه تایی شکل ۱۱ دامنه تغییرات کاتیون‌های فراشبکه‌ای ($Ca+Ba+Sr+Mg$)، Na و K در گونه‌های مختلف زئولیت‌های حریمک رسم شده است. موقعیت و دامنه تغییرات کاتیون‌ها در این نمودار، با محدوده‌های گزارش شده توسط پژوهشگران دیگر نظیر Gottardi و Galli (۱۹۸۵) تطابق قابل توجهی نشان می‌دهند.



شکل ۱۰- نمودار سه‌تایی Si_4O_8 - $D(Al_2Si_2O_8)$ - $M_2(Al_2Si_2O_8)$ نشان‌دهنده محدوده ترکیب شیمیایی همه زئولیت‌ها و زئولیت‌های رشته‌ای (Gottardi, 1978)، به همراه نقاط پلات شده از ترکیب شیمیایی زئولیت‌های منطقه حریمک.



شکل ۱۱- نمودار سه‌تایی $(Ca+Ba+Sr+Mg)$ -Na-K از ترکیب شیمیایی زئولیت‌های منطقه حریمک که توزیع کاتیون‌های فراشبکه‌ای و قابل مبادله از این زئولیت‌ها را نشان می‌دهد.

جدول ۱- نمونه‌های انتخاب شده از تجزیه ریزکاو الکترونی تعدادی از زئولیت‌های منطقه حرمک. کاتیون‌ها به صورت اتم در واحد فرمولی (apfu)، در مورد ناترولیت (Ntr) و تامسونیت (Tmp) بر اساس ۸۰ اکسیژن، مزولیت بر اساس ۲۴۰ اکسیژن و آنالسیم (Anl)، ۹۰ اکسیژن محاسبه شده‌اند. علامت اختصاری کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

$$* = [(Al+Fe^{3+})-(Na+K)-2.(Mg+Ca+Sr+Ba)]/[(Na+K)+2.(Mg+Ca+Sr+Ba)].100$$

$$** = Si/(Si+Al)$$

Mineral	Ntr	Ntr	Ntr	Tmp	Tmp	Tmp	mesolite	Anl	Anl	Anl
Sample no.	Z6-1	Z13	Z26	Z13	Z25	Z26	Z6-1	Z7	Z14	Z33
Spot no.	2	3	5	4	4	3	1	7	5	
توصیفات	رشته‌ای	رشته‌ای	رشته‌ای	مومی	بلوکی	تیغه‌ای	رشته‌ای	درشت‌بلور	بادامکی	دگرسانی شیشه
SiO ₂ (wt%)	47.34	47.64	45.23	41.27	37.90	36.66	46.70	55.26	55.55	58.29
Al ₂ O ₃	26.46	26.15	27.20	27.75	28.90	29.18	25.09	21.58	22.29	20.11
Fe ₂ O ₃	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.59	0.19	0.24
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	14.79	15.30	14.59	5.02	3.96	3.92	5.27	12.13	13.40	11.91
K ₂ O	0.08	0.14	0.11	0.08	0.19	0.10	0.00	0.19	0.13	0.26
CaO	1.08	0.28	1.46	10.09	8.70	8.74	9.40	0.28	0.13	0.31
MnO	0.19	0.00	0.07	0.00	0.00	0.22	0.00	0.08	0.22	0.00
BaO	0.26	0.23	0.25	0.00	0.12	0.50	0.15	0.45	0.21	0.38
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	7.85	9.12	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	90.51	89.74	88.91	84.21	87.62	88.65	39.98	90.56	92.12	91.50
Si (apfu)	24.03	24.30	23.42	22.41	20.94	20.36	73.21	32.80	32.48	34.00
Al	15.83	15.72	16.60	17.76	18.82	19.10	46.36	15.09	15.36	13.82
Fe	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.26	0.08	0.11
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00
Na	14.55	15.13	14.65	5.29	4.24	4.22	16.02	13.96	15.19	13.47
K	0.05	0.09	0.07	0.06	0.13	0.07	0.00	0.14	0.10	0.19
Ca	0.59	0.15	0.81	5.87	5.15	5.20	15.79	0.18	0.08	0.19
Mn	0.08	0.00	0.03	0.00	0.00	0.10	0.00	0.04	0.11	0.00
Ba	0.05	0.05	0.05	0.00	0.03	0.11	0.09	0.10	0.05	0.09
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	2.52	2.94	0.00	0.00	0.00	0.00
E%*	0.39	0.64	0.96	3.97	-4.75	-7.68	-3.64	4.71	-0.66	-2.06
Si /Al	1.52	1.55	1.41	1.26	1.11	1.07	1.58	2.17	2.11	2.46
T _{Si} **	0.60	0.61	0.59	0.56	0.53	0.52	0.61	0.68	0.68	0.71

ناترولیت (Na₁₆[Al₁₆Si₂₄O₈₀].16H₂O): در

ناترولیت‌های حرمک نسبت Si/Al بین ۱/۴۱-۱/۵۵ و نسبت Si/(Si+Al) که با TSi نمایش داده می‌شود بین ۰/۵۸۵ تا ۰/۶۰۷ متغیر است. مقدار میانگین TSi در این ناترولیت‌ها در حدود ۰/۶۰۳ است. سدیم، کاتیون فراشبکه‌ای اصلی در این کانی است که بیشترین مقدار آن به ۱۵/۶۳

اتم در واحد فرمولی می‌رسد. میزان استرانسیم در ناترولیت‌های تجزیه شده صفر است و مقدار عناصر پتاسیم، باریم، منگنز و منیزیم بسیار ناچیز است. به طور میانگین فرمول محاسبه شده برای ناترولیت‌های منطقه حرمک به صورت [Na_{14.967} Ca_{0.331} K_{0.062} Ba_{0.025} Mg_{0.013}] nH₂O [Al_{15.893} Si_{24.098} O₈₀] است.

کانی حضور ندارد و یا مقادیر آن بسیار ناچیز است. به طور میانگین فرمول محاسبه شده برای مزولیت‌های حرمت به صورت $[\text{Na}_{18.256} \text{Ca}_{14.98} \text{K}_{0.103} \text{Mg}_{0.082} \text{Ba}_{0.046}] [\text{Al}_{46.413} \text{Si}_{72.964} \text{O}_{240}] n\text{H}_2\text{O}$ است.

آنالسیم $(\text{Na}_{16}[\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96}].16\text{H}_2\text{O})$: مقدار میانگین TSi در آنالسیم‌های حرمت برابر با ۰/۶۸ و دامنه تغییرات آن ۰/۶۷ تا ۰/۷۱ است. مقدار بالای این نسبت مربوط به آنالسیمی است که از ته‌نشست مستقیم شیشه آتشفشانی شکل گرفته و مقدار پایین آن مربوط به آنالسیم هموزن بادامکی است. به طور متوسط، فرمول محاسبه شده آنالسیم‌های منطقه حرمت به صورت $[\text{Na}_{13.755} \text{Ca}_{0.362} \text{K}_{0.262} \text{Ba}_{0.105} \text{Mg}_{0.026}] [\text{Al}_{15.118} \text{Si}_{32.732} \text{O}_{96}] n\text{H}_2\text{O}$ است.

بررسی نحوه رخداد زئولیت‌های رشته‌ای و آنالسیم در حرمت

ناتروولیت، فراوان‌ترین زئولیت شناخته شده در حرمت است. این کانی فاز تقریباً خالص در بسیاری از بادامک‌ها و تنها در کناره حفرات با زئولیت‌های دیگر هم‌رشدی نشان می‌دهد. بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، پراش پرتو ایکس و تجزیه ریزکاو الکترونی، همراه بودن ناتروولیت‌های حرمت را با فازهایی نظیر: ورمیکولیت، تامسونیت، مزولیت و کلسیت تأیید نموده است. شکل ۱۲-a، b و c نمونه‌هایی از تصاویر Backscattered Secondary BSI (Electron Image) از بادامک‌های ناتروولیتی همراه با کانی‌های ثانویه دیگر است.

تامسونیت، زئولیت رشته‌ای تقریباً فراوان دیگر در حرمت است. این کانی در سه شکل بلوری مختلف (بلوکی، تیغه‌ای و مومی‌شکل) متأثر از محتوای سیلیس و سرعت رشد خود در حفرات و

تامسونیت $(\text{Ca}_7\text{Na}_5[\text{Al}_{19}\text{Si}_{21}\text{O}_{80}].24\text{H}_2\text{O})$:

تامسونیت، زئولیت کلسیم و سدیم‌دار است که از دیگر گونه‌های رشته‌ای زئولیت نظیر: مزولیت و اسکولسیت توسط نسبت پایین Si/Al مشخص می‌شود. دامنه تغییر این نسبت در تامسونیت به صورت $\text{Si}/\text{Al}=1/0-1/3$ می‌تواند بیانگر وجود یک محلول جامد بین این کانی و کانی مزولیت باشد که در آن نسبت $\text{Si}/\text{Al}=1/5$ است (Wise and Tschernich, 1978). نسبت Si/Al و TSi در تامسونیت‌های حرمت به طور متوسط ۱/۱۶ و ۰/۵۴ است. سدیم و کلسیم کاتیون‌های فراشبکه‌ای اصلی در این کانی است که به ترتیب مقادیر متوسط ۴/۷۳ و ۶/۰۱ را نشان می‌دهد. مقدار استرانسیم در بیشتر نمونه‌های منطقه به میزان قابل ملاحظه‌ای بالاست و به ۲/۹۳۷ اتم در واحد فرمولی $(\text{SrO } 9/12 \sim \text{درصد وزنی})$ نیز رسیده است (جدول ۱). به نظر می‌رسد کاتیون استرانسیم موجود در سیال زئولیت‌ساز، به دلیل شرایط خاص و متفاوت ساختار تامسونیت تنها وارد جایگاه‌های فراشبکه‌ای در این کانی شده و در ترکیب شیمیایی زئولیت‌های ناتروولیت و مزولیت وارد نشده است. البته به دلیل گرانش (affinity) (۲۰۱۱) این امر به دلیل گرانش استرانسیم و کلسیم به یکدیگر نیز می‌تواند باشد. به طور متوسط، فرمول محاسبه شده برای تامسونیت‌های منطقه حرمت به صورت $[\text{Ca}_{6.008} \text{Na}_{4.731} \text{Sr}_{1.208} \text{K}_{0.066} \text{Ba}_{0.035} \text{Mg}_{0.023}] [\text{Al}_{18.453} \text{Si}_{21.292} \text{O}_{80}] n\text{H}_2\text{O}$ است.

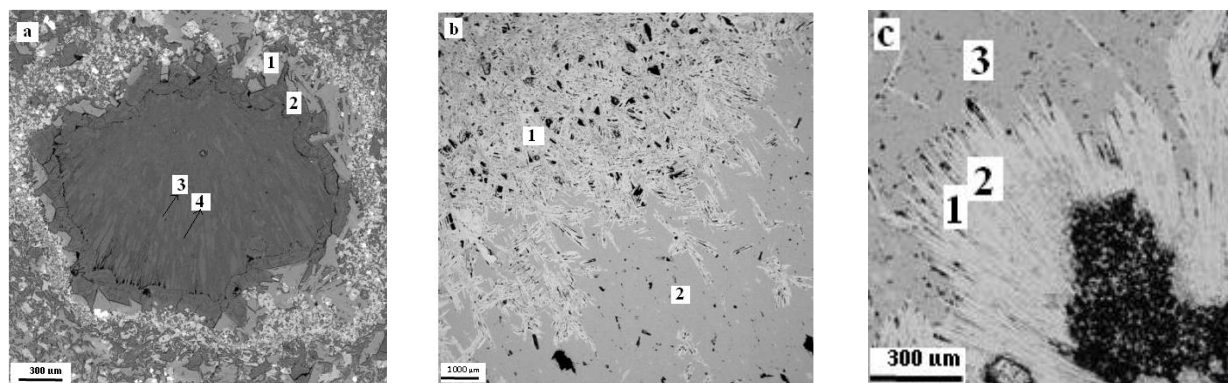
مزولیت $(\text{Na}_{16}\text{Ca}_{16}[\text{Al}_{48}\text{Si}_{72}\text{O}_{240}].64\text{H}_2\text{O})$:

مقدار متوسط TSi در مزولیت‌های حرمت برابر با ۰/۶۱ است. سدیم و کلسیم هر دو کاتیون فراشبکه‌ای اصلی در ترکیب مزولیت هستند. پتاسیم، منیزیم، استرانسیم و باریم در ترکیب این

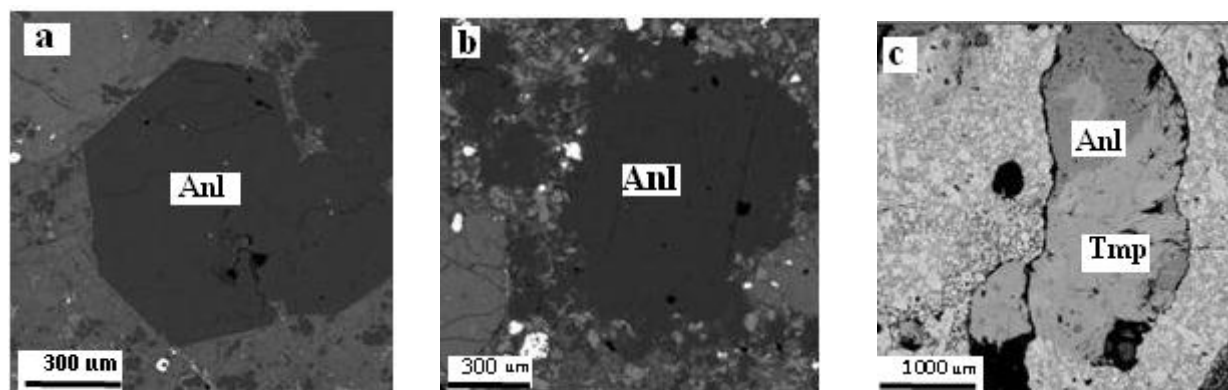
اختلاف نظر وجود دارد. این آنالسیم‌ها ممکن است اولیه و مستقیماً از مذاب سیلیکاته متبلور شده باشند و یا این که ثانویه بوده، به صورت دروغین و جانشینی از لوسیت و دیگر ترکیبات اولیه رخ دهند. ۲- از دگرسانی مستقیم شیشه پالائونیتی (شکل ۱۳- b). شیشه‌های آتشفشانی به طور نسبی دارای انرژی آزاد بالایی هستند و ترکیب شیمیایی آنها نیز به طور کلی بسیار نزدیک به زئولیت‌ها است. بنابراین، منبع تولید مواد سازنده زئولیت می‌توانند باشند. ۳- به صورت بادامکی و پُر کننده حفرات (شکل ۱۳- c).

بادامک‌های منطقه، گاه همراه با آنالسیم (شکل ۲- c)، گاهی با ناترولیت و مزولیت (شکل ۱۲- b و c) و گاهی به صورت پُر کننده حفراتی که در کناره‌های آن کانی‌های مستطیل شکل ارتوکلاز غنی از سدیم قرار گرفته است، مشاهده می‌شود (شکل ۷- a).

آنالسیم نیز به سه صورت مختلف در سنگ‌های گدازه‌ای منطقه حرمک تشکیل شده است: ۱- به صورت درشت‌بلور در زمینه شیشه‌ای سنگ‌های آکالن (شکل ۱۳- a). در مورد منشأ و رخداد درشت‌بلورهای آنالسیم در سنگ‌های آتشفشانی



شکل ۱۲- a) تصویر BSI از حفره کوچک پُر شده با انواع کانی‌های ثانویه، که به طور متوالی و از کناره تا مرکز شامل ۱- کانی خودشکل فلدسپاری (ارتوکلاز)، ۲- لایه ممتد از کانی رسی (ورمیکولیت)، ۳ و ۴- هم‌رشدی مزولیت (بخش روشن‌تر) و ناترولیت (بخش تیره‌تر) است، b) هسته‌های کوچک زئولیت‌زا و سوزن‌های مومی شکل تامسونیت در کناره‌های حفره ۱ و منطقه ناترولیتی خالص در مرکز (۲)، c) حفره زئولیتی که در آن ۱ و ۲ زئولیت‌های مزولیت و تامسونیت به صورت هم‌رشد در کناره‌های بادامک (بخش روشن‌تر) و (۳) زئولیت ناترولیت به صورت فاز غالب در مرکز بادامک (بخش تیره‌تر) است.



شکل ۱۳- تصاویر BSI از شکل‌های مختلف آنالسیم در حرمک. a) آنالسیم به صورت درشت‌بلور خودشکل، b) آنالسیم تشکیل شده بر اثر دگرسانی مستقیم شیشه آتشفشانی، c) حفره پُر شده از آنالسیم (قسمت‌های تیره‌تر) به همراه تامسونیت (قسمت‌های روشن‌تر)

بحث و نتیجه‌گیری

می‌توان چهار فرآیند متمایز را برای نحوه تشکیل ژئولیت در گدازه‌های حرمک پیشنهاد کرد:

- ۱- فراهم شدن عناصر لازم برای تشکیل ژئولیت همزمان با خروج گدازه‌ها از محیط رسوبی که کنگلومرا در حال تشکیل بوده است، ۲- عملکرد فازهای گرمابی، ۳- دگرگونی تدفینی بازالت و ۴- آبشویی تدریجی عناصر لازم برای تشکیل ژئولیت از رسوبات بالایی و رسوب آنها درون حفرات بازالت در یک مرحله زمانی طولانی پس از بیرون ریختن گدازه‌ها.

فراهم شدن عناصر لازم برای تشکیل ژئولیت، تنها از محیط رسوبی محل بیرون‌ریزی گدازه‌ها بسیار بعید است. هر دو واحد بازالتی در یک فاصله زمانی نسبتاً کوتاه و به هنگام رسوب‌گذاری کنگلومرای حرمک و ردیف رسوبی الیگومیوسن تشکیل شده‌اند. از آنجا که ویژگی‌های چینه‌ای-رسوب‌شناختی این واحد رسوبی و به ویژه بخش کنگلومرای آن یکنواخت است، ترکیب شیمیایی آب‌های موجود در محیط تشکیل بازالت‌ها احتمالاً تغییرات زیادی نداشته‌اند. از نظر بافتی نیز سنگ‌های هر دو واحد حفره‌دار هستند. بنابراین، فراوانی بیشتر ژئولیت‌ها تنها در روانه غربی احتمال تأمین عناصر، فقط از محیط فوران بازالت را با تردید جدی روبرو می‌کند.

عملکرد فازهای گرمابی، همزمان و در نتیجه تشکیل ژئولیت‌ها نیز نمی‌تواند توضیحی مناسب برای ژئولیت‌زایی را فراهم آورد. نخست آن‌که سنگ‌های خروجی به ویژه بازالت‌ها، بر خلاف سنگ‌های نفوذی با فعالیت گرمابی قابل توجه همراه نیستند (Robb, 2005). به علاوه، فوران در محیط‌های آبی باعث استهلاک سریع گازها و بخارات آتشفشانی می‌شود. از طرفی، حجم

گدازه‌های حرمک آنچنان نیست که بخارات و سیالات همراه آن، پس از انتشار در محیط، سبب تشکیل ژئولیت گردد. Karimi (۲۰۱۲) با تکیه بر شواهد کانی‌شناختی و بافتی نشان داد که درشت‌بلورهای آنالسیم در بازالت‌های حرمک، اولیه بوده و محصول تغییر ترکیب لوسیت نیستند. وی معتقد است که آنالسیم‌هایی که در زمینه سنگ‌ها و نیز در حفرات آنها به وجود آمده‌اند، ثانویه بوده و ساز و کار تشکیل آنها و دیگر ژئولیت‌های حرمک، به احتمال زیاد، همانند است. یافته Karimi (۲۰۱۲) دلیل دیگریست که نقش ترکیب شیمیایی سنگ میزبان در تکوین ژئولیت‌های حرمک را کم‌رنگ می‌کند.

دگرگونی تدفینی (burial metamorphism) همواره منجر به تشکیل کانی‌های ژئولیت در سنگ‌های بازالتی می‌گردد. اگر بازالت در قسمت‌های تحتانی یک ردیف ضخیم از سنگ‌ها باشد، معمولاً تحت تأثیر دگرگونی تدفینی قرار می‌گیرد (Coombs et al., 1959; Neuhoﬀ et al., 2006) که رخساره ژئولیتی (zeolite facies) در متابازالت‌ها را نشان می‌دهد (Turner, 1981; Frey et al., 1991). کانی‌های شاخص رخساره ژئولیتی در منطقه حرمک دیده نمی‌شوند. بنابراین، نمی‌توان تشکیل ژئولیت‌ها را نتیجه دگرگونی تدفینی دانست. در کمپلکس اوتاما (Otama) در نیوزیلند و نیز در غرب گرینلند، در میان مجموعه کانی‌های تشکیل شده در دگرگونی تدفینی، کانی تامسونیت به فراوانی در متابازالت‌ها یافت می‌شود (Neuhoﬀ et al., 2006). تامسونیت ژئولیت فراوان در بازالت حرمک نیز وجود دارد. نکته در خور توجه این است که تامسونیت‌های حرمک از شیشه ولکانیک زمینه سنگ، متبلور نشده، بلکه حفرات سنگ را پر کرده‌اند. بنابراین،

وجود تامسونیت در منطقه حرک نمی‌تواند دلیلی بر رخداد دگرگونی تدفینی در بازالت حرک باشد. سه نکته در مورد موقعیت چینه‌ای بازالت حرک و نیز خاستگاه زئولیت‌ها حایز اهمیت است که انگاره تشکیل زئولیت به خرج رسوبات الیگومیوسن قرار گرفته بر روی بازالت‌ها را تقویت می‌کند. نخست اینکه تشکیل زئولیت به طور عمده در روانه غربی حادث شده است. دوم اینکه زئولیت‌زایی در بخش‌های فوقانی همین روانه بیشتر است تا قسمت‌های تحتانی آن و سوم، حدود ۵۰۰ متر از رسوبات مارنی و آواری حاوی رسوبات تبخیری بر روی روانه غربی قرار دارد. بنابراین، به احتمال زیاد عناصر لازم برای تشکیل زئولیت از انحلال سنگ‌ها و رسوبات رویین تأمین شده است. معلوم می‌شود که روانه غربی به دلیل نزدیکی به رسوبات مارنی-آواری، تحت تأثیر سیالاتی قرار گرفته که رسوبات بالایی را حل نموده و با چرخش در قسمت‌های تحتانی رسوبات و در حد فاصل آنها با روانه غربی باعث رشد زئولیت در حفرات بازالت شده است. در نتیجه این فرآیند، زئولیت‌هایی تشکیل شده‌اند که از نوع **پر** کننده حفرات و شکاف‌ها هستند. شکاف‌های بازالت حرک که گاه ابعاد میکروسکوپی دارند، ثانویه و پس از تبلور کامل سنگ به وجود آمده‌اند. پس، **پر** شدن شکاف‌ها توسط زئولیت نشان می‌دهد که زئولیت‌های یاد شده مدت‌ها پس از تشکیل سنگ در آن به وجود آمده‌اند. به طور کلی، نحوه تشکیل زئولیت‌های مختلف در بادامک‌های منطقه را می‌توان این طور توضیح داد که وقتی محلول نسبت به یک گونه خاص

منابع

Aghanabati, A. (1991) Explanatory text of Daryacheh-Ye-Hamoun. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. M19, Geological Survey of Iran, Tehran.

زئولیت فوق اشباع می‌شود، هسته‌های بسیاری متبلور شده و بلورهای کوچک فراوانی در کناره حفرات شکل می‌گیرند (Fyfe *et al.*, 1978). رشد سریع بلورهای کوچک زئولیتی، اشکال بلوری ساده‌ای دارد که از تعداد زیادی هسته‌های زئولیتی تشکیل شده و بیشتر به شکل دندریتی رشد می‌کنند (Wise and Tschernich, 1978)؛ Kousehlar *et al.*, 2012). تغییر کوچک در ترکیب شیمیایی محلول به ویژه مقدار سیلیس، اسید سرشستی (PH) و ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی و دما، باعث نطفه‌بندی متفاوت از کانی‌های زئولیتی می‌شود. این تغییر ممکن است بر اثر حرکت سیال در رسوبات و واکنش با اجزای شیشه‌ای و یا ورود یون‌های مختلف به سیال ایجاد شود. به این ترتیب شاهد تغییرات شیمیایی، هرچند اندک، در ترکیب سیال زئولیت‌ساز و متعاقب آن رشد چند نوع زئولیت مختلف به صورت متوالی در یک حفره خواهیم بود (Morbidelli *et al.*, 2001).

سپاسگزاری

نگارندگان از معاونت پژوهشی دانشگاه سیستان و بلوچستان به علت فراهم نمودن بخشی از منابع مالی لازم برای اجرای این پژوهش و همچنین، از آقای دکتر توبیاس وایزبرگر از دانشگاه فرایبورگ آلمان، به خاطر راهنمایی‌های بی‌دریغ و همچنین از رهنمودهای ارزشمند آقایان دکتر فرامرز طوطی و دکتر حسن میرنژاد از دانشگاه تهران و خانم معصومه کوسه‌لر سپاسگزاری می‌کنند.

- Bagheri, S. (2000a) Exploration of zeolite group of minerals in north of Zahedan, use them to quality improvement of drinking water and the other industrial applications. National Plan of Mining and Technology Research Report.
- Bagheri, S. (2000b) The origin and development of natural zeolites in Oligocene mafic magmas from north of Zahedan. 18th Earth Sciences Congress, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Behrouzi, A. (1993) Explanatory text of Zahedan. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. L10, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Breck, D. W (1974) Zeolite molecular sieves. John Wiley & Sons, Inc., New York
- Camp, V. E. and Griffis, R. J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, Eastern Iran. *Lithos* 15: 221-239.
- Coombs, D. S., Ellis, A. J., Fyfe, W. S. and Taylor, A. M. (1959) The zeolite facies, with comment on the interpretation of hydrothermal synthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 17: 53-107.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. 2nd edition, Longman, London.
- Frey, M., de Capitani, C. and Liou, J. C. (1991) A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 497-509.
- Fyfe, W. S., Price, H. J. and Thompson, A. B. (1978) Fluids in the earth's crust. Elsevier, New York.
- Gottardi, G. (1978) Mineralogy and crystal chemistry of zeolites. In: Natural zeolites: occurrence, properties, use (Eds. Sand, L. B. and Mumpton F. A.) 31-44. Pergamon Press, New York.
- Gottardi, G. and Galli, E. (1985) Natural zeolites. Springer-Verlag, Berlin.
- Karimi, A. (2012) Hormak basaltic sill, of SE Iran: Characterization of source chemistry based on trace element modeling. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian).
- Kousehlar, M., Weisenberger, T. B., Tutti, F. and Mirnejad, H. (2012) Fluid control on low-temperature mineral formation in volcanic rocks of Kahrizak, Iran. *Geofluids* 12: 295-311
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- McBirney, A. R. (2007) Igneous petrology. 3rd edition, Jones and Bartlett, Sudbury.
- Morbideilli, P., Ghiar, M. R., Lonis, R. and Petti, C. (2001) Quantitative distribution and chemical composition of authigenic minerals in clinoptilolite-bearing ignimbrites from northern Sardinia (Italy): inferences for mineralogical models. *Periodico di Mineralogia* 70: 71-97.
- Nesse, W. D. (1986) Introduction to optical mineralogy. Oxford University Press, New York.
- Neuhoff, P. S., Rogers, K. L., Stannius, L. S., Bird, D. K. and Pederson, A. K. (2006) Regional very low-grade metamorphism of basaltic lavas, Disko-Nuussuaq region, West Greenland. *Lithos* 92: 33-54.
- Passaglia, E. (1970) The crystal chemistry of chabazites. *American Mineralogist* 55: 1278-1301.
- Passaglia, E. and Sheppard, R. A. (2001) The crystal chemistry of zeolites. In: Natural zeolites: occurrence, properties, applications (Eds. Bish, D. L. and Ming, D. W.) 45: 69-116. Mineralogical Society of America, New York.
- Pichler, H. and Schmitt-Reigraf, C. (1997) Rock forming minerals in thin section. Chopman and Hall, London.
- Robb, L. (2005) Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publishing, Oxford.
- Turner, F. J. (1981) Metamorphic petrology, mineralogical, field and tectonic aspects. 2nd edition.

McGraw-Hill Companies, Inc., New York.

Walker, J. D. and Geissman, J. W. (2009) Geologic time scale. The Geological Society of America. doi: 10.1130/2009.CTS004R2C.

Wise, W. S. and Tschernich, R. W. (1978) Habites, crystal forms and composition of thomsonite. Canadian Mineralogist 16: 487-493.

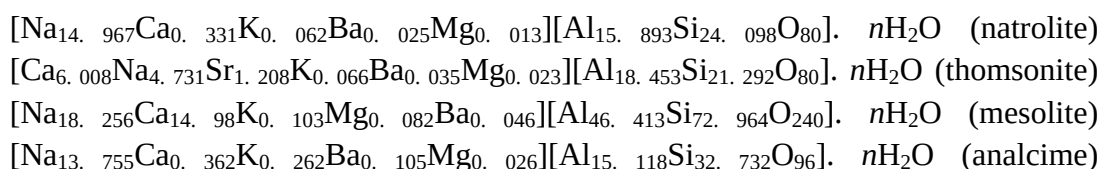
Petrography and geochemistry of zeolite minerals in mafic alkaline lavas from Hormak area north of Zahedan, SE Iran

Ozra Alafar, Ali Ahmadi and Mahammad Boomeri *

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Balochistan, Zahedan, Iran

Abstract

Mafic alkaline lavas in Hormack area, North of Zahedan, SE Iran, are the host of zeolites and secondary minerals. Zeolites have been formed in three forms: amygdaloidal, vein-type and as replacement of both primary phases and groundmass. Based on field, petrographic, X-Ray diffraction (XRD) and backscattered secondary electron (BSE) studies and electron microprobe analyses, the studied zeolites were identified as natrolite (the most abundant), thomsonite (in three blocky, bladed and waxy-growth habits), analcime (as amygdaloidal and direct alteration of glass), mesolite and trivial stellerite. The average chemical formulae, calculated for the zeolite minerals are as follow:



The mean Si/Al ratios calculated for natrolite, thomsonite, mesolite and analcime are 1.52, 1.16, 1.57 and 2.17, respectively. The zeolites most probably have formed after cooling of the host lava flows and as the result of precipitation of saline, alkaline fluids along fissures and in cavities of porous lavas at low temperatures.

Key words: Zeolite, Natrolite, Thomsonite, Analcime, Mesolite

* aahmadi@science.usb.ac.ir