



## رخداد زئولیت‌های پر کننده حفره‌ها و شکستگی‌ها در مجموعه آتشفشانی شمال غرب ساوه، ایران مرکزی

زینب محمدی چقامارانی<sup>۱\*</sup>، امیرعلی طبّاح شعبانی<sup>۱</sup>، کمال الدّین بازرگانی گیلانی<sup>۲</sup>، مرتضی دلاوری کوشان<sup>۱</sup>

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۲- دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۰/۸، نسخه نهایی: ۹۸/۱/۲۸)

**چکیده:** مجموعه آتشفشانی ائوسن منطقه پرندک در ۳۰ کیلومتری شمال شرق ساوه میزبان گونه‌های مختلف زئولیت به صورت پرکننده حفره‌ها، بادامک‌ها و شکستگی‌هاست. عناصر سازای آنها از دگرسانی خمیره شیشه‌ای سنگ و کانی‌های اولیه ماگمایی تأمین شده است. این زئولیت‌ها به ترتیب فراوانی عبارتند از ناترولیت، مزولیت، تتراناترولیت، اسکولسیت، تامسونیت، شابازیت، آنالسیم، استیلبیت و اپی‌استیلبیت. دیگر کانی‌های ثانویه در ارتباط با آنها شامل کلریت/اسمکتیت، کلسیت‌های نسل I و II، کوارتز و کلسدونی هستند. تشکیل زئولیت‌ها در بازالت‌های منطقه مورد بررسی با نسبت Si/Al کم با زئولیت‌های سدیم‌دار شروع و به تدریج با افزایش مقدار کلسیم و نسبت Si/Al با زئولیت‌های کلسیم‌دار بیشتر پایان می‌یابد. به نظر می‌رسد که زئولیت‌ها طی دو مرحله فعالیت محلول-های گرمایی شکل گرفته باشند، در مرحله نخست تتراناترولیت، ناترولیت، آنالسیم، مزولیت و در مرحله دوم تامسونیت، شابازیت، اسکولسیت، استیلبیت و اپی‌استیلبیت. دمای تشکیل این زئولیت‌ها کمتر از ۱۵۰ درجه سانتیگراد برآورد می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** بازالت؛ زئولیت‌ها؛ دگرسانی گرمایی؛ ائوسن؛ پرندک؛ ساوه.

### مقدمه

ساختار آنها سه بعدی بوده و از چاروجهی‌های مشخص تشکیل شده است و کانال‌های به هم پیوسته آنها توانایی واکنش برگشت‌پذیری هیدرات و دهیدرات و تعویض کاتیون‌ها با محلول‌های آبی را دارند. مقدار زیادی از سیلیسم، آلومینیوم و کاتیون‌های ضروری قلیایی و قلیایی خاکی برای تشکیل زئولیت‌ها می‌تواند برآمده از دگرسانی خمیره شیشه‌ای آتشفشانی‌ها و فلدسپارها باشد. زئولیت‌های موجود در سنگ-های آتشفشانی منطقه پرندک در شمال شرق ساوه تا کنون از نظر کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی به دقت بررسی نشده است. از این رو، هدف از این پژوهش شناسایی زئولیت‌های طبیعی پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها در سنگ‌های آتشفشانی، تعیین توالی شکل‌گیری زئولیت‌ها و دیگر کانی‌های ثانویه همراه و خاستگاه آنهاست.

زئولیت‌ها در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی تشکیل می‌شوند [۱-۳]. بازرگانی‌گیلانی و همکاران [۱] زئولیت‌ها را از نظر خاستگاه به چهار دسته گرمایی، دگرگونی، رسوبی و آنالسیم تقسیم کرده‌اند: خود شکل. بیشتر زئولیت‌ها طی روند میانزایی در سنگ‌های رسوبی شکل می‌گیرند. تبلور زئولیت‌های با خاستگاه گرمایی اغلب در سنگ‌های آتشفشانی وابسته به سیستم‌های زمین گرمایی فعال همچنین به عنوان فراورده‌های دگرسانی در راستای صفحه‌های گسل‌ها، شکستگی‌ها و حفره‌ها در سنگ‌های آذرین بیشتر بازی رخ می‌دهد [۴]. محیط تشکیل زئولیت‌ها خنثی تا قلیایی ( $pH = 7-10$ ) و اشباع از آب است که آنها اغلب در گستره دمایی ۲۵۰-۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۲۰۰ مگا پاسکال شکل می‌گیرند [۲، ۵].

## زمین شناسی منطقه

ناحیه مورد بررسی در گستره طول جغرافیایی  $37^{\circ} 50'$  تا  $45^{\circ} 50'$  و عرض جغرافیایی  $35^{\circ} 20'$  تا  $35^{\circ} 30'$  در شمال غرب ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زاویه واقع شده است. از نظر تقسیم بندی زمین شناسی ساختاری، مجموعه سنگ های آتشفشانی ناحیه پرندک با راستای شمال غرب - جنوب شرق در پهنه ایران مرکزی و نوار ماگمایی ارومیه - دختر واقع است که در ۳۵ کیلومتری شمال شرق ساوه قرار دارد [۶، ۷]. سن سنگ های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن میانی - بالایی است و نهشته های رسوبی نوزا هستند (شکل ۱). اغلب رخنمون های سنگ های آتشفشانی شمال شرق ساوه در راستای گسل هایی با روندهای شمال غرب - جنوب شرق و شرقی - غربی دیده می شوند. قسمت های شرق و جنوب منطقه مورد بررسی توسط رسوب - های کنگلومرا، مارن و گچ احاطه شده که معادل بخش سازند سرخ بالایی است.

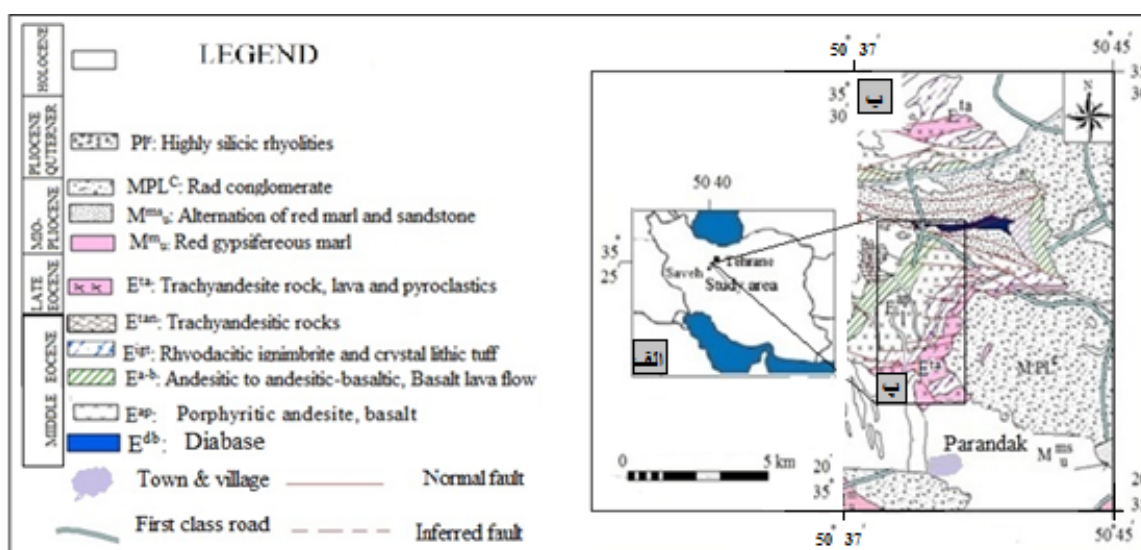
## بررسی های صحرایی

در منطقه پرندک غنی ترین واحد از نظر ژئولیت زایی واحد  $E^{ap}$  (آندزیت پورفیری و بازالت) است (شکل ۱) که طول رخنمون آن حدود ۱۰ کیلومتر بوده و ضخامت آن در طول رخنمون متغیر است. این واحد به دلیل تفاوت در رنگ و فراوانی ژئولیت از دیگر واحدها متمایز می شود (شکل ۲ الف). بافت غالب آن

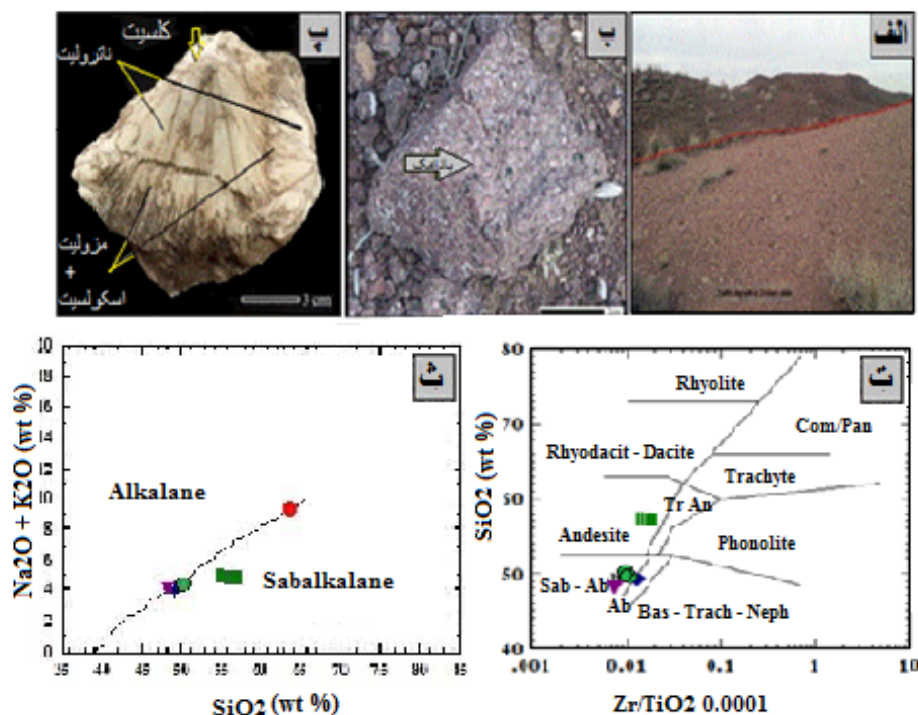
پورفیری و حفره دار است که گاهی به علت وجود اکسیدهای آهن به رنگ قرمز نیز دیده می شود. واحد آندزیتی، آندزیت بازالتی و بازالت ( $E^{a-b}$ ) حفره ها، و شکستگی ها و ژئولیت زایی کمتری دارد که چنین برآورد می شود که پراکندگی ژئولیت های آن توسط شرایط آب شناسی و تخلخل سنگ میزبان کنترل شده باشد [۳، ۶].

## روش های بررسی

بررسی های صحرایی جهت شناسایی ژئولیت ها و سنگ میزبان آنها طی ماه های اسفند ۱۳۹۴ و فروردین و اردیبهشت ۱۳۹۵ انجام شد. کار میدانی در محل شامل برداشت نمونه های دربردارنده ژئولیت طبیعی و دیگر کانی های ثانویه همراه آنها در حفره ها، رگچه ها و شکستگی ها از چندین رخنمون بود. جهت بررسی های میکروسکوپی و ریزپردازش الکترونی، از تعداد ۵۰ نمونه شامل ژئولیت و سنگ میزبان آن مقطع نازک و نازک صیقلی در دانشگاه خوارزمی تهران و فردوسی مشهد تهیه شد. به منظور تعیین گونه های ژئولیت، ۵ نمونه ژئولیتی به روش پراش سنجی پرتوی ایکس به روش پودر (XRD) در دانشگاه دامغان بررسی شدند. ترکیب شیمی کانی ها با استفاده از ریزپردازشگر الکترونی مدل Cameca SX100 با ولتاژ ۱۵ kV و جریان ۱۰ nA در مرکز فرآوری مواد معدنی ایران برای ۳ نمونه مقطع نازک صیقلی تعیین شد.



شکل ۱ الف-جایگاه منطقه مورد بررسی در نقشه ایران، ب- نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زاویه ۱۳۸۴)، سازمان زمین شناسی کشور) و پ گستره نمونه برداری از ژئولیت ها، سنگ میزبان آنها و واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن میانی و بالایی.



**شکل ۲** الف- واریزه زئولیت شمال منطقه پرندک که به شکل دانه‌های برفی سفید رنگ در سطح زمین پراکنده شده‌اند. این واحد نسبت به واحد-های همسایه بدون زئولیت دارد رنگ روشن‌تری (دید به سمت شمال)، ب- رشد زئولیت‌ها در حفره‌ها و تشکیل بادامک‌ها در سنگ میزبان آندزیتی، پ- اجتماعی از بلور درشت و بلند زئولیت‌ها که به طور شعاعی و اسفرولیتی رشد نموده‌اند، ت- نمودار  $Zr/TiO_2$  نسبت به  $SiO_2$  بر اساس چندین روش وینچستر و فلویید [۷] که در آن سنگ میزبان زئولیت‌ها در گستره بازالت و آندزیت قرار دارند و ث- نمودار  $SiO_2$  نسبت به  $Na_2O+K_2O$  برای تعیین سری ماگمایی سنگهای منطقه پرندک. که بر اساس روش مک دونالد به در گستره قلیایی و نیمه قلیایی تفکیک شده است.

قرار دارند (شکل ۲ ت). با توجه به شکل ۲ ث، سری ماگمایی بر اساس نمودار مجموع عناصر قلیایی نسبت به سیلیس سنگ-های منطقه مورد بررسی در گستره نیمه قلیایی و روی مرز قرار دارند [۹].

#### سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی زئولیت‌ها

اغلب زئولیت‌ها ویژگی‌های نوری ویژه‌ای دارند که روش پراش سنجی پرتو ایکس و تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی تعیین شدند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری تعداد قابل توجهی از مقاطع نازک، همچنین نتایج ریزپردازشی و پراش سنجی، فراوانی بر پایه رخدادهای ترکیب مودال زئولیت‌ها تعیین شد. کانی‌های زئولیت در منطقه به ترتیب فراوانی شامل ناترولیت، مزولیت، تترانترولیت، اسکولسیت، تامسونیت، شابازیت، استیلپیت، آنالسیم و اپی استیلپیت هستند که در ادامه توضیح داده می‌شود. گفتنی است که هیچ یک از حفره‌ها همه گونه‌های زئولیت را با هم ندارند، در یک حفره تا ۳-۴ نوع زئولیت دیده شده است.

#### سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ میزبان زئولیت‌ها

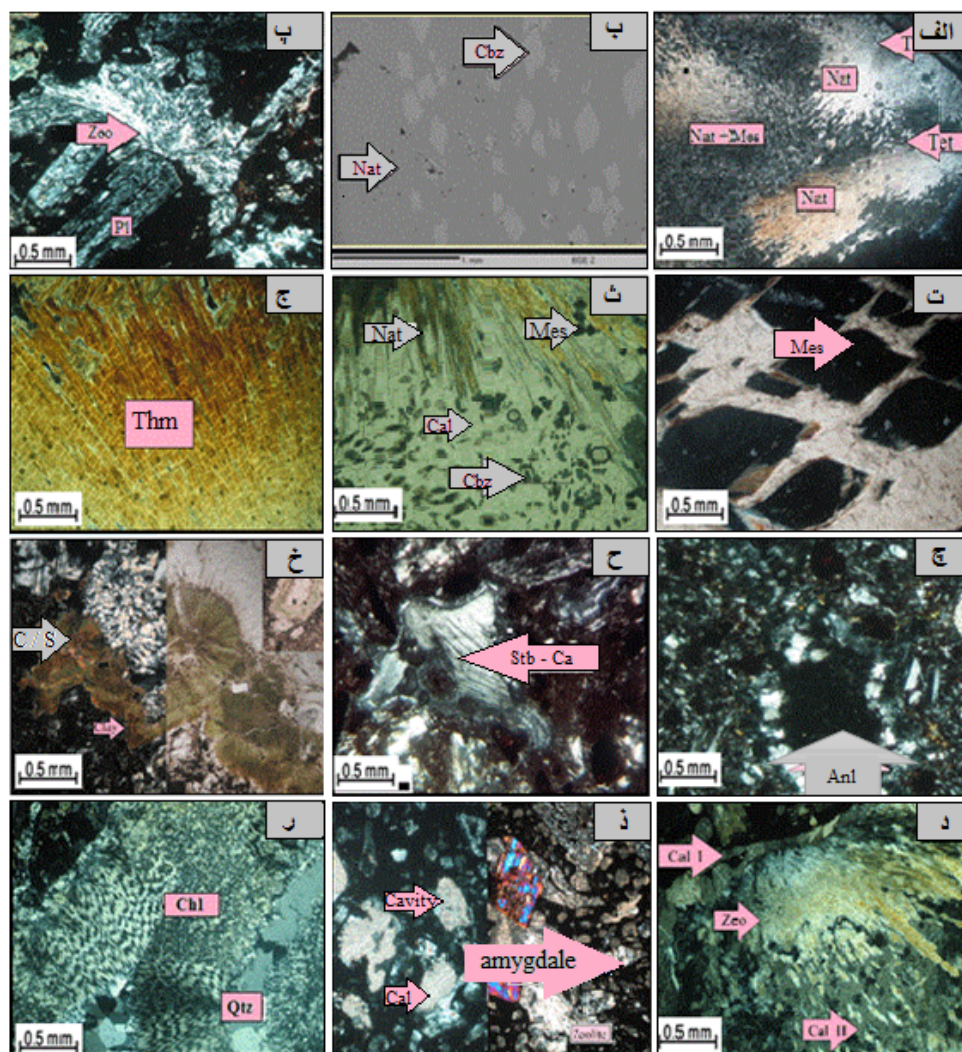
رخدادهای زئولیت‌ها را می‌توان در بادامک‌ها، رگچه‌ها و به صورت جانیشینی در کانی پلاژیوکلاز سنگ‌های آتشفشانی بازی و حدواسط منطقه پرندک مشاهده کرد (شکل‌های ۲ ب و پ). بررسی سنگ میزبان زئولیت‌ها در شناخت فرآیندهای مؤثر در شکل‌گیری آنها و ارتباط سنگ میزبان با نوع زئولیت تشکیل شده الزامی است. سنگ‌های بازی و حدواسط میزبان شامل بازالت و آندزیت‌هایی با بافت عمده شیشه‌ای ریزسنگی پورفیری تا گلوپورفیری بوده و درشت بلورهای آن شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن‌های بدون دگرسانی و الیوین‌های ایدینگزیت هستند. زمینه سنگ در بردارنده ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر در یک خمیره شیشه‌ای دگرسان شده شامل اکسیدهای آهن و کلسیت است. برپایه رده‌بندی زمین‌شیمیایی وینچستر و فلویید [۸]، سنگ-های میزبان زئولیت‌ها در گستره بازالت نیمه قلیایی و آندزیت



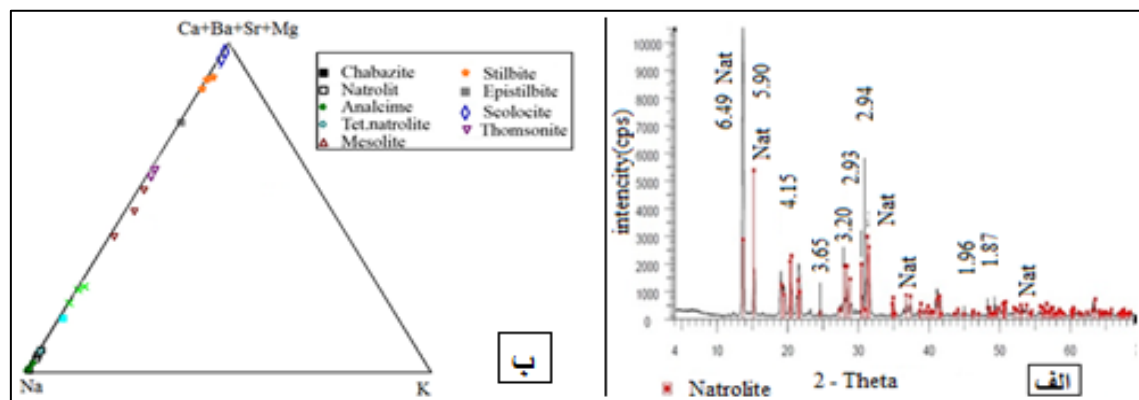
## ناترولیت

ناترولیت بیشترین فراوانی را در منطقه دارد و در نمونه‌های برداشت شده از بادامک‌ها، شکستگی‌ها، پوک سنگ‌ها، رگه‌ها و رگچه‌ها به رنگ سفید به صورت سوزنی شعاعی اغلب با هم رشدی با دیگر کانی‌های ژئولیتی دیده می‌شود (شکل ۲ الف).

ناترولیت در مقاطع میکروسکوپی به شکل بلورهای کشیده در راستای محور C و همچنین به صورت سوزنی شعاعی و متراکم مشاهده شده است (شکل‌های ۳ الف، ب، پ). شکل ۴ الف الگوی پراش پرتوی ایکس نمونه خالص ناترولیت برداشت شده از رگه ژئولیتی واحد آندزیت پورفیری ( $E^{ap}$ ) را نشان می‌دهد.



شکل ۳ الف- تصویر میکروسکوپی از ژئولیت‌های رشته‌ای نمونه برداشت شده از رگه سنگ‌های بازالتی منطقه پرندهک، ب- تصویر میکروسکوپ الکترونی پس پراکنده (BSE) از شابازیت در زمینه ناترولیت، پ- تصویر میکروسکوپی از سنگ بازالت آندزیت با بافت بادامکی که بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) در زمینه شیشه‌ای دیده می‌شود، پلاژیوکلازها به ژئولیت‌های رشته‌ای تبدیل شده‌اند و حفره‌ها توسط کانی‌های ژئولیتی اغلب ناترولیت پر شده‌اند، ت- تصویر میکروسکوپی مقطع عرضی بلورهای شکل‌دار مزولیت در زمینه‌ای از کلسیت، ث- تصویر میکروسکوپی شابازیت در حفره‌های سنگ‌های بازالتی به صورت لوزی شکل همراه با دیگر کانی‌های ژئولیتی، ح- مقطع میکروسکوپی در نور قطبیده متقاطع (XPL) از قطعه‌های تامسونیت در رگه‌ای از ژئولیت در سنگ بازالتی، چ- بلورهای بی شکل آنالسیم به صورت پر کننده فضاهای خالی، ح- تصویر میکروسکوپی در نور XPL از کلسیم استیلیت در حفره‌های سنگ‌های بازالتی منطقه پرندهک، خ- کلریت و اسمکتیت که به صورت آستر حفره‌ها را احاطه کرده‌اند، د- تصویر میکروسکوپی از کلسیت‌های نسل اول (I) و دوم (II) در بادامک‌ها و حفره‌های سنگ‌های بازی منطقه پرندهک، ذ- تصویر میکروسکوپی از بادامک و حفره‌های پر شده با ژئولیت و کلسیت در زمینه شیشه‌ای و ر- تصویر XPL از رگه موجود در سنگ آندزیتی تشکیل شده از کلسدوننی و کوارتز. (علائم اختصاری عبارتند از: Sco اسکولسیت، Cbz شابازیت، Mes مزولیت، Nat ناترولیت، Thm تامسونیت، Anl آنالسیم، Stb- Ca کلسیم استیلیت، Epi- Stb اپی استیلیت، Tet ترانترولیت، Chl کلسدوننی، C/S کلریت/اسمکتیت، Cal کلسیت، Zeo ژئولیت [۱۰]).



شکل ۴ الف- الگوی پراش پرتوی ایکس از ناترولیت (Na<sup>+</sup>) موجود در رگه زئولیتی گدازه‌های منطقه پرندک و ب- نمودار مثلثی پراکندگی کاتیون‌های فرا شبکه‌ای در ساختار زئولیت‌های منطقه پرندک. در ساختار کاتیون‌های فرا شبکه‌ای ناترولیت، آنالسیم و تتراناترولیت بیش از ۹۸ درصد سدیم داشته و اسکولسیت، استیلبیت و اپی‌استیلبیت نیز بیشترین کاتیون‌های دو ظرفیتی را دارند.

های مورد بررسی ۶۱ درصد و نسبت Si/Al برابر با ۱/۶۰ بدست آمده است. نسبت Na/Na+Ca مزولیت‌ها در منطقه پرندک به طور میانگین حدود ۰/۴۸ محاسبه شده است (جدول ۱). مزولیت‌های منطقه مورد بررسی شباهت زیادی با دیگر مراجع معتبر [۱۳، ۱۵، ۱۶] دارد و فرمول میانگین محاسبه شده برای آنها به صورت  $(\text{Ca}_{13.52}, \text{Na}_{12.61}, \text{K}_{0.39}) [\text{Al}_{46.81} \text{Si}_{74.71} \text{O}_{240}] \cdot 64\text{H}_2\text{O}$  است.

#### تتراناترولیت

تتراناترولیت در بادامک‌ها، رگه‌ها، رگچه‌ها و پوک سنگ‌های بازالتی و آندزیتی رخ داده و همچنین طی فرآیند زئولیت‌زایی جانشین درشت بلورهای پلاژیوکلاز شده است (شکل ۳ پ). این نوع زئولیت رشته‌ای نسبتاً کمیاب بوده و در نمونه دستی سفید رنگ و از نظر میکروسکوپی بسیار مشابه ناترولیت است که به واسطه دوشکستی بیشتر (شکل ۳ الف) و جانشینی Ca و Al به جای Na و Si متمایز می‌شود. انواع غنی از سدیم آن طویل شدگی مثبت نشان می‌دهد. قطب غنی از کلسیم آن گناردیت در نظر گرفته می‌شود [۱۷]. مقدار  $T_{\text{Si}}$  آرمانی آن ۶۱ درصد و نسبت ایده‌آل Si/Al در گستره ۰/۵۴ است. بر اساس نتایج تجزیه ریزپردازش نقطه‌ای در این پژوهش، مقدار  $T_{\text{Si}}$  برابر با ۶۰ درصد و نسبت Si/Al برابر با ۱/۵۳ بوده و ممکن است مقدار کمی K، Ba و  $\text{Fe}^{+3}$  جایگزین Na و Ca شده باشد (جدول ۱). آنها تشابه بسیاری با تتراناترولیت‌های مورد بررسی در مراجع [۱۲، ۱۳] نشان می‌دهند. فرمول میانگین محاسبه شده تتراناترولیت منطقه پرندک به صورت  $(\text{Na}_{13.02}, \text{Ca}_{1.00}, \text{K}_{0.01}) [\text{Al}_{15.86} \text{Si}_{24.27} \text{O}_{80}] \cdot 16 \text{H}_2\text{O}$  است.

بر اساس نتایج تجزیه ریزپردازشی، سدیم کاتیون مهم در ساختار بلوری آن است (شکل ۴ ب) و دیگر کاتیون‌ها در حد آثار رخ داده‌اند. میانگین نسبت  $T_{\text{Si}} = \text{Si}/(\text{Si} + \text{Al})$  حدود ۰/۶۱ محاسبه شده است (جدول ۱). گفتنی است که ناترولیت‌های لبه حفره‌ها مقدار اکسید کلسیم کمتر از ۰/۵ درصد وزنی نشان داده و در مرکز حفره این زئولیت رشته‌ای، به تدریج مقدار کلسیم آن افزایش یافته است. این ویژگی در ناترولیت‌های منطقه فوهبرگ آلمان نیز دیده شده است [۵، ۱۱]. سرانجام ترکیب شیمیایی میانگین ناترولیت به فرمول نظری و نمادین آن در مراجع معتبر بسیار نزدیک بوده و به صورت  $(\text{Na}_{11.40}, \text{Ca}_{0.40}, \text{K}_{0.03}) [\text{Al}_{15.61} \text{Si}_{25.20} \text{O}_{80}] \cdot 16\text{H}_2\text{O}$  است.

#### مزولیت

مزولیت اغلب در رگچه‌ها و بادامک‌های سنگ‌های آتشفشانی (بازالت و آندزیت) رخ می‌دهد. تصویر میکروسکوپی آن بیشتر به صورت رشته‌ای، بی‌رنگ تا سفید و زرد است که به طور معمول خاموشی مایل دارد. تشخیص این کانی به همراه دیگر کانی‌های رشته‌ای تا اندازه‌ای مشکل است، اما در مقطع عرضی به شکل مربع دیده می‌شود (شکل ۳ ت). ترکیب آن بین ناترولیت و اسکولسیت در نظر گرفته می‌شود. همچنین مقدار Si و Al در مزولیت می‌تواند بسیار نزدیک به مقدار آن‌ها در ناترولیت و اسکولسیت باشد [۱۲]. در برخی موارد، کلسیم نسبت به سدیم غالب است [۱۳]. نسبت  $(\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Sr} + \text{Ba}) / (\text{Na} + \text{K})$  از ۰/۴۵ تا ۰/۵۲ در این کانی متغیر است [۱۴]. تجزیه شیمیایی مزولیت‌های منطقه پرندک مقدار متوسط  $\text{SiO}_2$  را برابر با ۴۸/۹۲ و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  را برابر با ۲۶ درصد وزنی نشان داده است. مقدار متوسط  $T_{\text{Si}}$  برای مزولیت نمونه-

جدول ۱ نتایج تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) ژئولیت‌های معرف موجود در سنگ‌های بازی و حواسط منطقه پرندهک. (علامت-های اختصاری عبارتند از: Sco اسکولسیت، Cbz شابازیت، Mes مزولیت، Nat ناترولیت، Thm تامسونیت، Anl آنالسیم، Stb- Ca کلسیم استیلپیت، Epi.Stb اپی استیلپیت، Tetr. Nat تتراناترولیت).

کانی	Cbz	Mes	Thm	Nat	Tetra. Nat	Epi. stb	Anl	Stb-Ca	Sco
نمونه	P5	P16	P5	P16	P5	P5	P5	P16	P5
SiO <sub>2</sub>	۵۰٫۱۸	۴۹٫۴۲	۴۵٫۹۳	۵۱٫۳۲	۴۷٫۹۷	۵۰٫۵	۵۲٫۹۱	۵۶٫۶۳	۴۹٫۰۳
TiO <sub>2</sub>	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۱٫۶۳	۲۶٫۱۲	۲۶٫۹۰	۲۷٫۰۵	۲۵٫۷۹	۱۶٫۰۱	۲۴٫۸۵	۱۷٫۰۱	۲۶٫۰۱
FeO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۴۸	۰٫۰۰	۰٫۰۳
CaO	۱۳٫۸۹	۸٫۲۵	۱۱٫۳۲	۰٫۰۹	۱٫۵۶	۹٫۵۰	۰٫۳۹	۸٫۰۳	۱۳٫۲
Na <sub>2</sub> O	۰٫۱۰	۴٫۱۲	۳٫۳۹	۱۲٫۳	۱۳٫۲۳	۱٫۶۸	۱۲٫۷۳	۰٫۷۱	۰٫۲۱
K <sub>2</sub> O	۰٫۰۳	۰٫۱۹	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۰۱	۰٫۰۱
BaO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۰
مجموع	۸۹٫۶۸	۸۸٫۲۳	۸۷٫۷۱	۹۰٫۹۱	۸۸٫۶۰	۷۷٫۸۲	۹۱٫۴۷	۸۲٫۵۵	۸۸٫۴۶
O	۲۴	۲۴۰	۸۰	۸۰	۸۰	۹۶	۹۶	۷۲	۸۰
کاتیونها									
Si	۷٫۸۴	۷۵	۲۳٫۷	۲۵٫۱۶	۲۴٫۵۹	۳۴٫۳۲	۳۱٫۱۱	۲۶٫۷۲	۲۴٫۷۵
Al	۳٫۹۸	۴۶٫۷۲	۱۶٫۳۶	۱۵٫۵۴	۱۵٫۵۸	۱۲٫۸۲	۱۷٫۲۳	۹٫۴۴	۱۵٫۴۸
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۲۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۴۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲
Ca	۲٫۲۳	۱۳٫۴۱	۶٫۲۶	۰٫۷۶	۰٫۸۶	۶٫۹۲	۰٫۲۵	۴٫۰۵	۷٫۱۴
Na	۰٫۰۳	۱۲٫۱۲	۳٫۳۹	۱۱٫۰۹	۱۳٫۱۵	۲٫۲۱	۱۴٫۵۲	۶۵٫۰	۰٫۲۰
K	۰٫۰۳	۰٫۳۷	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Ba	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Tsi II	۰٫۶۶	۰٫۶۱	۰٫۵۹	۰٫۶۲	۰٫۶۱	۰٫۷۳	۰٫۶۴	۰٫۷۴	۰٫۶۱
Si/Al	۱٫۹۷	۱٫۶۱	۱٫۴۵	۱٫۶۲	۱٫۵۸	۱٫۶۸	۱٫۸۱	۲٫۸۳	۱٫۶۰
Na/Na+Ca	۰٫۰۱	۰٫۴۷	۰٫۳۵	۰٫۹۴	۰٫۹۴	۰٫۲۴	۰٫۹۸	۰٫۱۴	۰٫۰۳

□ T<sub>Si</sub> = Si/(Si+Al)

برآمده از تجزیه تامسونیت‌های منطقه پرندهک با دستگاه ریز کاو الکترونی را نشان می‌دهد که مقدار T<sub>Si</sub> به طور میانگین برابر با ۶۰ درصد و نسبت Si/Al حدود ۱٫۴۸ بدست آمده است. در نمونه‌های این پژوهش، مقدار Ca نسبت به Na بیشتر است، هرچند در معدود نقاط جهان سدیم‌دار آن نیز گزارش شده است [۱۹]. تامسونیت‌های منطقه پرندهک شباهت بسیاری با تامسونیت‌های مراجع معتبر [۱۳، ۱۹، ۲۰، ۲۱] نشان می‌دهد و فرمول میانگین محاسبه شده برای آن به صورت (Ca<sub>6.62</sub>, Na<sub>3.29</sub>, K<sub>0.01</sub>) [Al<sub>16.06</sub> Si<sub>23.63</sub> O<sub>80</sub>] • 24H<sub>2</sub>O است.

#### اسکولسیت

بلورهای اسکولسیت در نمونه دستی شفاف تا سفید رنگ هستند (شکل ۲ پ). نسبت (Na+K)/(Na+Ca) در نمونه‌های مورد بررسی بین ۰ تا ۰٫۳۰ است. اسکولسیت مقادیر زیادی دارد، کلسیم اما سدیم و پتاسیم آن بسیار ناچیز است (جدول ۱). تجزیه شیمیایی اسکولسیت منطقه پرندهک نشان می‌دهد

#### شابازیت

این کانی اغلب با دیگر ژئولیت‌ها چون ناترولیت (شکل‌های ۳ ب، ث)، مزولیت و دیگر کانی‌های ثانویه مانند کوارتز و کربنات دیده می‌شود [۱۶]. شابازیت سفید و روشن و به صورت لوزی شکل مشاهده شده و بیشتر همراه با کلسیت است (شکل ۳ ث). شکل ۳ ب تصویر ریز پردازشی شابازیت همراه با ناترولیت است که شابازیت با رنگ روشن‌تری نسبت به ناترولیت در شکل دیده می‌شود. نسبت Na/Na+Ca در نمونه‌های مورد بررسی حدود ۰٫۰۱ و مقدار T<sub>Si</sub> برای شابازیت‌های منطقه پرندهک برابر با ۶۶ درصد است. با توجه به گستره استاندارد در مراجع معتبر [۱۳، ۱۴، ۱۸]، شابازیت منطقه از نوع شابازیت کلسیم‌دار است و فرمول بدست آمده برای آن به صورت [Al<sub>4.3</sub>Si<sub>7.8</sub>O<sub>24</sub>] 12H<sub>2</sub>O (Ca<sub>1.9</sub>, Na<sub>0.4</sub>)<sub>4</sub> است.

#### تامسونیت

تامسونیت به صورت قطعه‌های بلوری (شکل ۳ ج)، مسطح و گاهی همراه با ناترولیت تشکیل شده است. جدول ۱ نتایج

میکروسکوپی دارای رخ نمایان‌تری نسبت به استیل‌بیت بوده و از زئولیت‌های صفحه‌ای است. اپی استیل‌بیت از نظر ترکیب شیمیایی، مقدار کلسیم و سیلیسم بالاتری نسبت به استیل‌بیت دارد. براساس نتایج تجزیه شیمیایی، مقدار  $T_{Si}$  در آن برابر با ۷۲ درصد و نسبت  $Si/Al$  آن برابر با ۲/۶۷ و  $Na/Na+Ca$  برابر با ۰/۲ بدست آمده است (جدول ۱). فرمول میانگین محاسبه شده برای اپی استیل‌بیت منطقه پرندک به صورت  $(Na_{2.21}, Ca_{6.91.78}, K_{0.01})[Al_{12.81}Si_{34.32}O_{96}] \cdot 32H_2O$  است.

#### دیگر کانی‌های ثانویه

اسمکتیت یک کانی رسی است که در زیر میکروسکوپ بی رنگ تا قهوه‌ای دیده می‌شود و به صورت آستر تعداد معدودی از حفره‌ها را حاطه کرده است (شکل ۳ خ). رخداد دو نسل کلسیت I و کلسیت II بیانگر تقدم و تاخر در تبلور این کانی است (شکل ۳ د). کلسیت I به صورت آستر، دیواره درونی حفره‌ها و بادامک‌ها را احاطه کرده و گاهی نیز حفره‌ها و بادامک‌ها را کاملاً پر کرده است (شکل ۳ ذ). کلسیت II درون بادامک‌ها و به صورت رگچه‌های بسیار ظریف بر کانی‌های زئولیت تشکیل شده است. برخی از بادامک‌ها و رگچه‌ها با کوارتز و کلسدون پر شده‌اند (شکل ۳ ر). کوارتز و کلسدون یک فاز جداگانه از کانی‌های ثانوی را تشکیل می‌دهند و این نوع سیلیس‌ها زئولیت‌ها را همراهی نمی‌کنند و در واحد سنگی دیگری رخ داده‌اند، اما از نظر توالی تشکیل در مرحله آخر تشکیل کانی‌های ثانوی قرار دارند.

#### بحث

نتایج این بررسی نشان داد که در منطقه پرندک، تنوع بسیاری از کانی‌های زئولیتی و دیگر کانی‌های ثانویه در سنگ‌های الیوین بازالت، بازالتی، بازالت آندزیتی و آندزیتی وجود دارد. سیال گرمایی می‌تواند آب جوان خارج شده در مرحله نهایی انجماد مذاب، آب‌های زیر زمینی نزدیک سطح زمین که آب جوی خوانده می‌شود و سیال‌های برآمده از برهم کنش‌های ناشی از دگرگونی باشد [۲۶] نفوذ سیال گرمایی و گردش در سنگ می‌تواند موجب تغییر در ترکیب کانی‌شناسی اولیه (شکل ۳ پ) و در نتیجه دگرسانی خمیره شیشه‌ای سنگ شود و عناصر مورد نیاز برای زئولیت‌زایی که موجب پرشدگی حفره‌ها، بادامک‌ها و شکستگی‌ها و از سوی دیگر جانشینی پلاژیوکلاز می‌شود را تأمین کند [۲۷، ۳]. سنگ‌های واقع در نزدیکی سطح زمین بیشتر آمادگی تغییر توسط واکنش‌های ویژه بین سنگ‌های آتشفشانی و سیال‌های زیرزمینی یا محلول‌های

که مقدار  $T_{Si}$  برابر با ۶۱ درصد و نسبت‌های  $Si/Al$  و  $(Na+K)/(Na+Ca)$  به ترتیب برابر با ۱/۵۹ و ۰/۰۲ است (جدول ۱). اسکولسیت منطقه پرندک با استانداردهای مطرح شده همخوانی خوبی دارد [۱۴، ۲۲]. فرمول میانگین اسکولسیت منطقه پرندک به صورت  $(Ca_{7.78}, Na_{0.2}, Mg_{0.02})[Al_{15.52}Si_{24.75}O_{80}] \cdot 24H_2O$  است.

#### آنالسیم

آنالسیم به عنوان پرکننده حفره‌ها (شکل ۳ چ) در حالیکه در لبه درونی حفره‌های سنگ‌های آذرین بازی و حدواسط (بازالت و آندزیت) تشکیل شده است می‌تواند نشان دهنده تشکیل آن در نخستین مرحله زئولیت‌زایی باشد. زئولیت‌های همراه آن به طور معمول ناترولیت و تترانترولیت هستند. گستردگی آنالسیم در نقاط مختلف جهان از جمله ایسلند، آلمان، چک، کانادا و ایران نشان دهنده پایداری آن در گستره‌ای از دما و فشار است [۲۳]. نسبت  $Si/Al$  در نمونه‌های مورد بررسی به طور میانگین ۱/۸۱ است. این نسبت در آنالسیم‌های با خاستگاه رسوبی و دگرگونی بیش از ۲/۲ است. برای آنالسیم‌های منطقه، مقدار  $T_{Si}$  به طور متوسط برابر با ۶۴ درصد (جدول ۱) و نسبت  $Na/Na+Ca$  برابر با ۰/۹۹ است. ترکیب شیمیایی آنالسیم‌های موجود در منطقه  $(Na_{14.69}, Ca_{0.14}, Mg_{0.2})[Al_{17.25}Si_{31.21}O_{96}] \cdot H_2O$  با مراجع علمی [۱۴، ۱۸، ۲۴] همخوانی دارد.

#### استیل‌بیت

استیل‌بیت به صورت بلورهای صفحه‌ای شکل اغلب در حفره‌های سنگ‌های بازی منطقه مورد بررسی تشکیل شده است. آنها معمولاً خوشه‌ای و به صورت بلورهای کوچک به رنگ سفید تا بی‌رنگ بوده و در ابعاد میانگین ۰/۸ میلی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۳ ح). مقدار  $T_{Si}$  در آنها حدود ۷۱ درصد و نسبت  $Si/Al$  ۲/۵۶ محاسبه شده است (جدول ۱). کلسیم بیشترین کاتیون فراشبه‌ای آنها محسوب می‌شود (شکل ۴ ب)، از این رو از واژه استیل‌بیت کلسیم‌دار برای آن استفاده می‌شود [۱۸، ۲۵]. فرمول میانگین استیل‌بیت کلسیم‌دار منطقه پرندک به صورت  $(Ca_{5.78}, Na_{0.67}, K_{0.03}, Mg_{0.01})[Al_{9.82}Si_{25.54}O_{72}] \cdot 28H_2O$  بدست آمده است.

#### اپی استیل‌بیت

این کانی بسیار کمیاب بوده و در شمال شرق منطقه پرندک دیده و بسیار شبیه استیل‌بیت است، از این رو در بررسی‌های



گرمایی را دارند [۱۰، ۲۸]. روند تکامل و ارتباط کانی‌ها در مجموعه آتشفشانی ناحیه مورد بررسی شباهت بسیاری به مجموعه آتشفشانی کوه اراده تهران [۲۹] و فنولیت فوهبرگ آلمان [۱۰] دارد. جریان گرمای محلی، فعالیت یونی سیال منفذی (حفره‌ای)، نفوذپذیری و تخلخل سنگ میزبان در پراکندگی زئولیت‌ها و توزیع کانی‌های همراه مؤثر است. سنگ‌های آندزیت و بازالت پورفیری (واحد  $E^{ap}$ ) تخلخل بیشتری نسبت به واحد بازالت-آندزیت ( $E^{a-b}$ ) نشان می‌دهند در نتیجه فعالیت زئولیت‌زایی در واحد آندزیت پورفیری ( $E^{ap}$ ) از تراکم بیشتری برخوردار است. مسیر محلول‌های گرمایی ممکن است تفاوت قابل ملاحظه‌ای داشته باشند، حتی برای حفره‌های کاملاً نزدیک به هم این احتمال وجود دارد که یک تغییر در ماهیت تبادل یونی زئولیت‌های یک حفره رخ دهد. عناصر شیمیایی لازم برای تشکیل این فاز کانی‌ها می‌تواند بطور مستقیم در نتیجه شیشه‌زدایی آزاد شود. در واقع، مهم‌ترین عامل تعیین ترکیب شیمیایی زئولیت‌ها ماده دگرسان شده و ترکیب محلول دگرسان کننده است [۱۴]. ممکن است برخی از عناصر لازم و سازنده این زئولیت‌ها توسط آب‌های جوی فراهم شده باشد. ترکیب سیال می‌تواند در تعیین نوع زئولیت تأثیر به سزایی داشته باشد. فعالیت بالای  $Na+K+Ca/H^+$  پارامتر مهمی محسوب می‌شود، همچنین pH بیش از ۹ سرعت تشکیل زئولیت‌ها را افزایش می‌دهد [۳۰]. شکل‌گیری زئولیت‌ها از دگرسانی شیشه نسبت به کانی‌های متبلور نیز با سرعت بالاتری صورت می‌گیرد؛ بدین صورت که شیشه‌های غنی از قلیایی و دارای مقدار کم سیلیس احتمالاً واکنش پذیرترین مواد طبیعی رایج هستند [۳۱]. شپارد و هی [۳۱] در یک ستون سنگی با شیب عمودی، زئولیت‌های آبدارتر در سطح و زئولیت‌های با کمترین آب در عمق را پیشنهاد کرده‌اند. بر پایه ویژگی‌های بافتی و زمین‌شیمیایی، می‌توان دو مرحله برای زئولیت‌زایی تشخیص داد. زئولیت‌هایی که در مرحله نخست در منطقه ته‌نشین شده‌اند از نوع سدیمی مانند آنالسیم، ناترولیت و تتراناترولیت هستند که در پیوند با تغییرات وابسته به ترکیب سیال و شرایط محلی فعالیت سدیم نسبت به هیدروژن تشکیل شده‌اند. ناترولیت از طریق دگرسانی پلاژیوکلاز نیز تشکیل و جانشین آن شده است که این رویداد توسط پژوهشگران دیگر نیز گزارش شده است (برای مثال، [۱۱، ۲۸]). زئولیت‌های موجود در لبه داخلی حفره‌ها مانند ناترولیت، آنالسیم و تتراناترولیت در ساختار خود آب کمتری نسبت به زئولیت‌های مرحله دوم (کلسیمی-سدیمی) دارند و در دما و فشار بالاتری

پایدارند [۸]. این ویژگی در نمودار پایداری زئولیت‌ها به خوبی مشهود است (شکل ۵). میزان<sup>۲</sup> جانشینی زئولیت‌ها در کانی‌های اولیه در مرحله نخست و تحرک Na در خلل و فرج نشان دهنده تحرک بالای عناصر است. تشکیل زئولیت‌های غنی از سدیم نیازمند نسبت بالای  $Na^+/H^+$  و مقدار کم  $H_2O$  در محیط است (شکل ۵ پ).

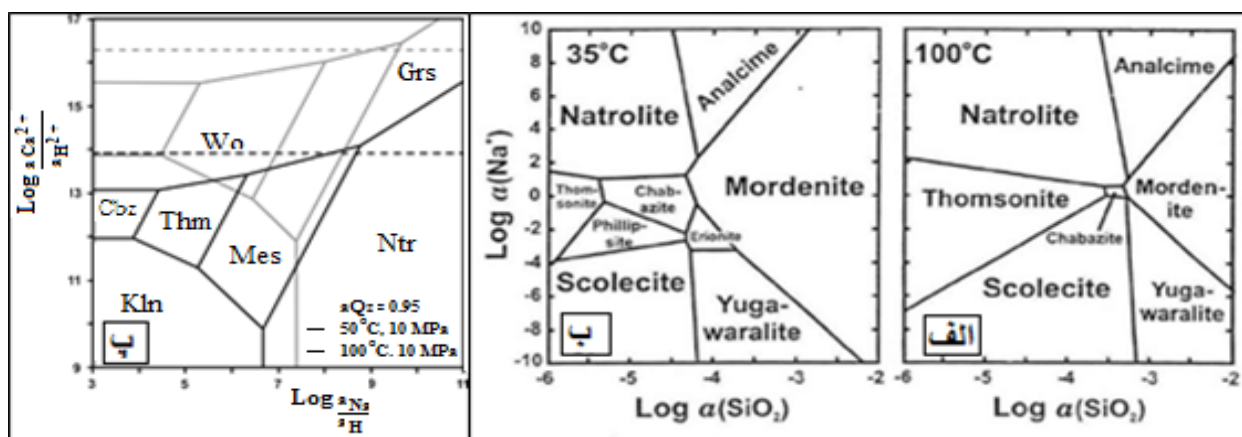
همچنین نسبت Si/Al در تعیین نوع و ترکیب زئولیت‌ها مؤثر است [۱۱]، بطوریکه پس از تشکیل زئولیت‌های سدیمی، کاهش آلکالینیته سیال سبب تشکیل زئولیت‌های مرحله دوم (کلسیمی-سدیمی) در شرایط مساعد می‌شود [۱۱]. مزولیت، تامسونیت، استیلیت کلسیم‌دار، اسکولسیت و شابازیت کلسیم بالا سدیم کمی دارند که در اثر فعالیت بالای Ca در حفره‌ها و شکستگی‌ها نهشته شده است. کاهش میزان قلیایی بودن سبب افزایش Si [۲۵] و در نتیجه افزایش نسبت Si/Al می‌شود (شکل ۶ الف).

شکل ۶ الف گستره وسیعی از نسبت Si/Al و کاتیون‌های K، Ca و Na را نشان می‌دهد که این خود می‌تواند نشانگر مراحل مختلف محلول گرمایی در تشکیل آنها باشد. شکل ۶ ب یک طرح به نسبت ساده همبرزایی برای زئولیت‌ها و کانی‌های همراه آنها در لبه تا مرکز حفره‌ها، رگه و رگچه‌های زئولیتی در مقاطع مورد بررسی را نشان می‌دهد.

زئولیت‌های مرحله نخست یا سدیمی با ویژگی بارز درشت و کشیده بودن در حفره‌ها، بادامک‌ها، رگه و رگچه‌ها شناسایی می‌شوند، در صورتی که زئولیت‌های مرحله دوم یعنی زئولیت‌های کلسیمی که از محلول‌های گرمایی غنی از کلسیم تشکیل شده‌اند مانند اسکولسیت و یا صفحه‌ای مانند شابازیت و استیلیت بیشتر رشته‌ای هستند. افزون بر این، واحد  $M^{mu}$  با  $E^{a-b}$  و  $E^{ap}$  در تأمین Ca مورد نیاز زئولیت‌های مرحله دوم (کلسیمی-سدیمی) مؤثر بوده و به نظر می‌رسد که آب‌های جوی در انحلال و انتقال Ca نقش داشته‌اند.

برای تشکیل زئولیت می‌توان تصور کرد که با توجه به درشت و کشیده بودن زئولیت‌ها و انباشت آنها در بادامک‌ها و حفره‌ها [۲، ۳۲]، همچنین به اعتقاد گراهام و همکاران [۳۳] تتراناترولیت خاستگاه گرمایی دارد. گفتنی است که نبود کانی‌های معرف دگرگونی مانند پرهیت - پومپله‌ایت پیشنهاد خاستگاه گرمایی را تقویت می‌کند. زئولیت‌ها ممکن است طی فعالیت آتشفشانی یا پس از آن تشکیل شوند اما احتمال تشکیل آنها بر اثر دگرسانی گرمایی بیشتر است [۳۳].





شکل ۵ الف- نمودار  $\log a(\text{SiO}_2)$  نسبت به  $\log a(\text{Na})$  برای حفره‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی بازی محاسبه شده در دماهای ۳۵ و ۱۰۰ درجه سانتیگراد [۳۴]. ب- نمودار پایداری کانی در دماهای ۵ و ۱۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱۰ مگاپاسکال به عنوان تابعی از نسبت فعالیت کاتیون در سامانه  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-CaO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  که با فرض موازنه آلومینیم و کوارتز زیر اشباع ( $a_{\text{QZ}}=0.95$ ) و  $a_{\text{H}_2\text{O}}=1$  محاسبه شده است [۲۸]. (علائم اختصاری عبارتند از: Wo: ولاستونیت، Ntr: ناترولیت، Kln: کانولینیت، Grs: گروسولار، Mes: مزولیت، Cbz: شابازیت، Thm: تامسونیت).



شکل ۶ الف- نمودار  $\text{Si/Al}$  نسبت به  $\text{Na+K/(Na+K+Ca)}$  برای تعیین ترکیب ژئولیت‌ها در منطقه پرندک که تغییرات گسترده‌ای را در نسبت  $\text{Na+K/(Na+K+Ca)}$  نشان می‌دهد و ب- توالی تبلور ژئولیت‌ها در حفره‌ها و شکستگی‌های بازی منطقه پرندک.

است از: آنالسیم ۶۵ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد که در صورت همبر بودن آن با ناترولیت در دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد و تترانترولیت حدود ۱۱۰ درجه سانتی‌گراد که برای منطقه کهریزک تهران ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پیشنهاد شده است و اغلب در دمای کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود [۱۷]. تغییر ترکیب مایع طی جایگزینی به صورت تابعی از فعالیت سلیس محلول و  $\text{H}_2\text{O}$  در نظر گرفته می‌شود که این تغییر در سیال توسط سنگ میزبان نیز کنترل می‌شود [۱۱]. با کاهش دمای جایگزینی  $\text{Ca}$  در ساختار شابازیت و تبلور نهایی، سایر کانی‌های کلسیمی - سدیمی مانند مزولیت، تامسونیت، استیلبیت و اسکولسیت تشکیل می‌شوند. در پهنه زمین‌گرمایی پایداری، مزولیت ۷۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد، تامسونیت ۶۰ تا ۱۱۰، کلسیم استیلبیت ۷۵ تا ۲۰۰ و شابازیت

فعالیت بالای  $\text{CO}_2$  در سیال شامل  $\text{Ca}$  می‌تواند منجر به تشکیل کلسیت شود [۳۱]، در حالیکه بیشتر ژئولیت‌ها در فشار پایین  $\text{CO}_2$  شکل می‌گیرند [۴]. فازهای غنی از سیلیس مانند کوارتز و کلسدونی (شکل ۳ ر) به ویژه در واحد بازالت-آندزیت ( $E^{a-b}$ ) در راستای درزه‌ها می‌توانند نشان دهنده برهم کنش‌های سنگ با سیال اسیدی باشند. pH پایین سیال‌های اسیدی شرایط را برای ته‌نشست کوارتز و چندریخت‌های آن فراهم می‌کند [۲۸]. همراه با پوک سنگ و رگچه‌هایی که سیلیس و چندریخت‌ها در آنها تشکیل شده‌اند هیچ گونه ژئولیتی دیده نمی‌شود.

دما برای گونه‌های ژئولیتی به وسیله مقایسه با هم‌ارز طبیعی خود برآورده شده است. دمای گزارش شده از ژئولیت‌های مختلف در سیستم‌های زمین گرمایی فعال [۳۵] عبارت

[5] Weisenberger T., Spurgin S., "Zeolite in alkaline rocks of the Kaserstuh volcanic complex, SW Germany-new microprobe investigation and relationship of zeolite mineralogy to the host rock", *Geologica Belgica* 12 (2009) 75-91.

[6] Aqanbati A., "Geology of Iran", Geological Survey of Iran Geological organization and mineral exploration of Iran (2004) 582 pages.

[7] Amidi M., "Geological map 1/100000 Zavieh" Geological organization and mineral exploration of Iran (2005).

[8] Triana J. M., Herrera J. F., Rios C. A., Castellanos O. M., Henao J. A., Williams C., Roberts C., "Natural zeolites filling amygdaloids and veins in basalts from the British Tertiary Igneous Province on the Isle of Skye, Scotland", *Earth Sciences* 16(1) (2012) 41-53.

[9] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different series and their differentiation products using immobile elements", *Chem. Geology* 20(4) (1977) 325-343.

MacDonald G. A. "Composition and Origin of Hawaii Lavas", *Geological Society of America Memoirs* 116 (1968) 477-522.

[10] Weisenberger T. B., Spurgin S., Lahaye Y., "Hydrothermal alteration and zeolitization of the Fohberg phonolite, Kaiserstuhl Volcanic Complex, Germany", *International Journal Earth Science (Geology Rundsch)* 103 (2014) 2273-2300.

[11] Ross M., Flohr M. J. K., Ross D. R., "Crystalline solution series and order-disorder within the natrolite mineral group", *American Mineral* 77 (1992) 685-703.

[12] Passaglia E., Sheppard R. A., "The Crystal Chemistry of Zeolites. In: Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications" *Mineralogical Society of America Geochemical Society* 45 (2001) 69-116.

[13] Deer W., Howie R., Zussman J., Wise W., "Rock Forming Minerals, 4B. Framework Silicates: Londres. Gran Bretana" *The Geological Society*, 2a Edicion, (2004) 982p.

۲۵ تا ۱۵۰ درجه تشکیل شده‌اند [۱۳]. با توجه به نوع زئولیت‌ها و کانی‌های ثانویه وابسته و نیز با در نظر گرفتن توالی همبری آنها، همچنین با توجه به دماهای زئولیت‌زایی گزارش شده دمای زئولیت‌زایی در مرحله نخست بین ۵۰ تا ۱۵۰ و در مرحله دوم کمتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد پیشنهاد می‌شود.

#### برداشت

توالی زئولیت‌ها و کانی‌های همراه آنها در بادامک‌ها، رگه‌ها و رگچه‌ها در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی تا بالایی منطقه پرندک از خارجی‌ترین تا داخلی‌ترین به ترتیب شامل کانی‌های رسی، کلسیت نسل I، زئولیت‌های سدیمی، زئولیت‌های سدیمی-کلسیمی، کلسیت نسل II، کوارتز و کلسدونی می‌شود. توالی مشاهده شده در نمونه‌های مورد بررسی با سیستم گرمایی شناخته شده، همخوانی دارد. بنابراین رگه‌ها و بادامک‌ها کانی‌های زئولیتی متنوعی نشان می‌دهند که بسیار مناسب آموزش است. واکنش‌های بین سنگ‌های آتشفشانی و محلول‌های گرمایی وابسته به دما، فشار، ترکیب سنگ میزبان و سیال است. با توجه به فراوانی متفاوت زئولیت‌ها در بادامک‌های این منطقه می‌توان نتیجه گرفت که مقدار مایع گرمایی احتمالاً ویژگی نفوذپذیری سنگ میزبان در نقاط مختلف یکسان نبوده است. افزون بر این، رخداد و ترکیب شیمیایی آنها توسط شرایط آب شناسی محلی، گرمایی، تخلخل سنگ میزبان، دما و فعالیت سیلیس محلول کنترل می‌شود. شکل‌گیری زئولیت‌ها طی دگرسانی محلول گرمایی در دمای کمتر از ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و در شرایط قلبایی رخ داده است.

#### مراجع

- [1] Bazargani-Guilani K., Rabbani M. S., Irajian A. A., "A review on Natural zeolites of Iran", *Joint Meeting of The Geological Society of America* (2008) 54-130.
- [2] Gottardi G., Galli E., "Natural zeolites", Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, (1985) 409.
- [3] Weisenberger T., Selbekk R. S., "Multi-stage zeolite facies mineralization in the Hvalfjörður area, Iceland", *Journal Earth Science (Geol. Rundsch)* 98 (2009) 985-999.
- [4] Weisenberger T., Bucher K., "Zeolites in fissures of granites and gneisses of the Central Alps", *Journal of metamorphic Geology* 28 (2010) 825-847.

- [22] Neuhoﬀ P. S., Hovis G., Balassone G. Stebbine J. F., "Thermodynamic properties of analcime solid solutions", American Journal of Science 304 (2004) 21-66.
- [23] Karlsson H. R. Clayton R. N., "Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary", American Mineralogist 76 (1991) 189-199.
- [24] Chipera, S., Apps, J., "Geochemical stability of natural zeolites", Mineralogical Society of America 45 (2001) 117-161.
- [25] Whitney D. L., Evans, B. W., "Abbreviations for names of rock – forming minerals", American Mineralogist 95 (2000) 185-187.
- [26] Weisenberger T., Bucher K., "Mass transfer and porosity evolution during low temperature Water-rock interaction in gneisses of the simano nappe: Arvigo, Val Calanca, Swiss Alps", Contrib Mineral Petrol 162 (2011) 61-81.
- [27] Neuhoﬀ P.S., Fridriksson T., Arnorsson S., "Porosity evolution and mineral paragenesis during low-grade metamorphism of basaltic lavas at Teigarhorn, Eastern Iceland", American Journal of Science 299 (1999) 467-501.
- [28] Kousehlar M., Weisenberger T. B., Tutti F., Mirnejad H., "Fluid control on low temperature mineral formation in volcanic rocks of Kahrizak, Iran", Geofluids 12 (2012) 295-311.
- [29] Taylor M. W., Surdam R.C., "Zeolite reaction in tuffaceous sediments Teels Marsh, Nevada", Clays and Clay Minerals 29 (1981) 341-352.
- [30] Sheppard R., Hay R., "Occurrence of zeolites in sedimentary rocks", Mineralogical Society of America 45 (2001) 217-234
- [31] Lagat J., "Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria Domes geothermal field, Kenya", Presented at Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources, organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya. P.O. Box 100746. (2009) 1 – 24.
- [14] Abdioglu E., "Mineralogy and chemistry of zeolites and associated minerals in Tertiary alkaline volcanics from the Eastern Pontides, NE Turkey", mineralogy Abh 189/1 (2011) 35-47.
- [15] Bish D.L., Ming D.W., "Natural Zeolites: occurrence, properties, applications", Mineralogical Society of America, Geochemical Society 45 (2001) 654 p.
- [16] Evans JR, H. T., Judith A., Konner, J. A., Ross M., "The crystal structure of tetranatrolite from Mont Saint-Hilaire, Quebec, and its chemical and structural relationship to paranatrolite and gonnardite", American Mineralogist 85 (2000) 1808-1815.
- [17] Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Mandarino J., Minato, H., Nickel, E., Passaglia, E., Peacor, D.R., Quartieri, S., Rinaldi, R., Ross, M., Sheppard, R.A., Tillmanns E., Vezzalini G., "Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of international mineralogical association commission on new minerals and mineral names", The Canadian Mineralogist 35 (1997) 1571-1606.
- [18] Pawaiya P., Pawaiya A., Agrawal N., Tomar R., "Synthesis, Characterization of Thomsonite Zeolite for Knoevenagel Condensation", International Journal of Chemical and Physical Sciences 6 (2014) 2319-6602.
- [19] Baerlocher Ch., McCusker L.B., Olson D. H., "Atlas of zeolite framework types", Rutgers University, Published on behalf of the Structure Commission of the International Zeolite Association by Amsterdam - London - New York - Oxford - Paris - Shannon - Tokyo (2007) 398p.
- [20] Stahl, K., Kvick, A. Smith, J.V. "Thomsonite, a neutron diffraction study at 13 K". Acta Crystallogr 46 (1990) 1370-1373.
- [21] Alberti A., Pongiluppi D., Vezzalini G., "The crystal chemistry of natrolite, mesolite and scolecite", Neues Jahrb. Mineral Abh 143 (1982) 231-248.

- [34] Graham I. T., Pogson R. E., Colchester D. M. Baines A., "Zeolite crystal habits, compositions, and paragenesis; Blackhead Quarry, Dunedin, New Zealand", *Mineral Mag* 67 (2003) 625-637.
- [35] Kristmannsodottir H., Tomasson J., "Zeolite zones in geothermal areas in Iceland", In: Sand L.B. and Mumpton F.A. (Eds.) *Natural Zeolites*. Pergamon, Oxford (1978) 277-284.
- [32] Iijima A., Hay R.L., "Analcime composition in tuffs of Green River Formation of Wyoming", *American Mineralogist*, 53 (1968) 184-200.
- [33] Pe-Piper G., "Mode of occurrence, chemical variation and genesis of mordenite and associated zeolites from the Morden area, Nova Scotia, Canada", *The Canadian Mineralogist* 38 (2000) 1215-1232.