

نگرشی بر کانی سازی زئولیت در منطقه هشتجین واقع در استان اردبیل

هدیه حبیبیان^{۱*}، علی لطفی بخش^۲۱- کارشناس ارشد زمین شناسی اقتصادی hediehabibian@yahoo.com۲- دکترای زمین شناسی اقتصادی lotfibakhsh@uma.ac.ir

خلاصه:

منطقه مورد مطالعه در جنوب استان اردبیل و در فاصله ۲۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان هشتجین واقع شده است. محدوده مورد مطالعه بر اساس تقسیم بندی واحدهای ساختمانی ایران در زون البرز غربی - آذربایجان و بر روی کمر بند آتشفشانی ترشیاری - کواترنر واقع شده است. بلورهای زئولیت در منطقه مورد مطالعه به رنگ زرد کمرنگ و اغلب با آرایش شعاعی به صورت رگه ای و پر کننده فضای خالی به طور پراکنده در داخل سنگ میزبان توفی دگرسان شده تشکیل شده اند. بر اساس نتایج به دست آمده از آنالیز XRF نمونه های برداشت شده از گدازه های منطقه ترکیب تراکی آندزیتی دارند. توفها در منطقه مورد مطالعه به شدت دگرسانی شده اند و بخش قابل توجهی از آنها با تغییر رنگ حاصل از رسی شدن به صورت لکه های زرد تا قهوه ای روشن دیده می شوند. مطالعه مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این واحد نشان می دهد فلدسپارها که درشت بلورهای اصلی را تشکیل داده اند اغلب به صورت بخشی یا کامل به کانی های رسی، سریسیت و کلسیت تجزیه شده اند. علاوه بر آنها مقادیری کلریت و کلسیت نیز در در زمینه سنگ تشکیل شده است که عمدتاً حفرات و شکستگی ها را پر کرده اند. نتیجه آنالیز XRD از زئولیت ها نشان دهنده کانی استیلبیت به عنوان فاز اصلی همراه با مقادیری کوارتز به عنوان فاز فرعی است. با توجه به نتایج آنالیز EMP نمونه های زئولیتی از نوع کلسیک حاوی سدیم هستند. توسعه بلورهای درشت زئولیت نشان دهنده تشکیل زئولیت ها توسط سیالات گرمایی است. بر اساس شواهد کانی شناسی تصور می شود که محلول های گرمایی قلیایی بوده و pH در حدود ۸-۹ و دمای بین ۱۰۰-۵۰ درجه سانتی گراد داشته اند. با توجه به شواهد چنین برداشت می شود که ترکیبات شیشه ای سنگ های آتشفشانی به ویژه واحد توفی در کنار تخریب فلدسپارهای پلاژیک توسط سیالات گرمایی مواد لازم برای تشکیل استیلبیت را فراهم کرده و با چرخش در داخل حفرات، شکستگی ها و فضاهای باز موجود در واحدهای آتشفشانی در مناطق نزدیک به سطح که دمای پایین تری داشته اند سبب ترسیب استیلبیت شده اند.

کلمات کلیدی: زئولیت، استیلبیت، ولکانیک، هشتجین

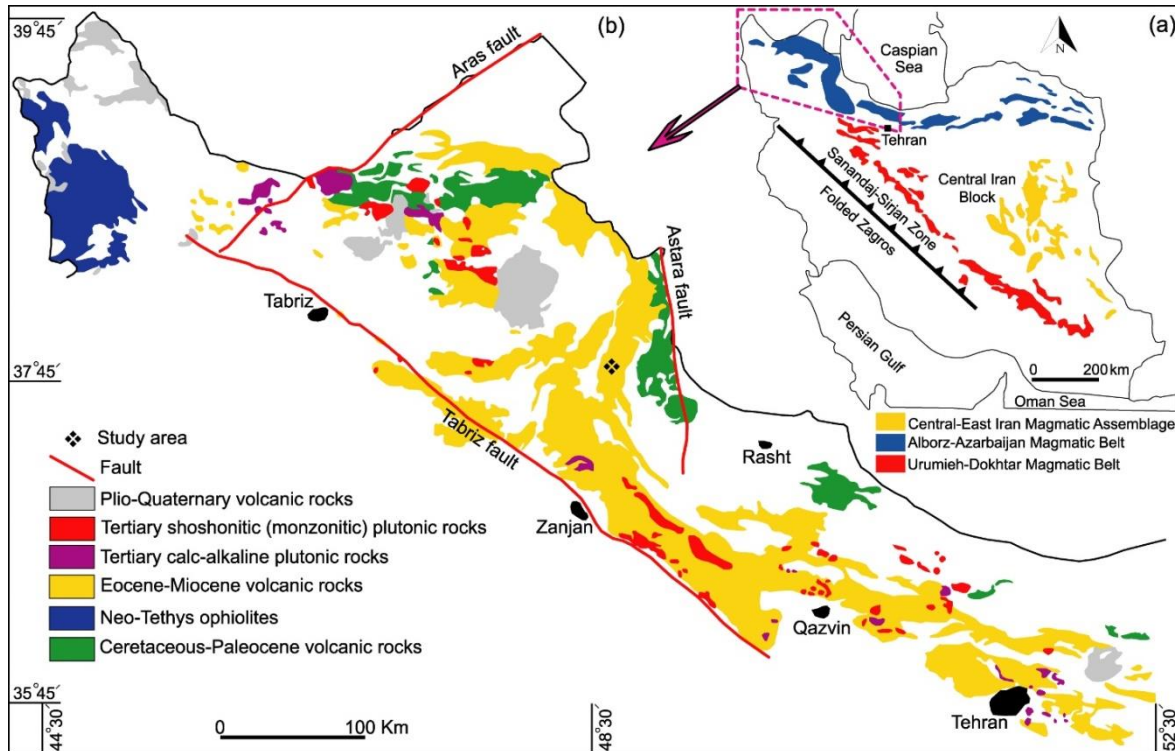
۱. مقدمه

زئولیت ها که بزرگ ترین گروه کانی های سیلیکاتی را تشکیل می دهند به خانواده ای از آلومینوسیلیکات های آب دار با ترکیب شیمیایی عمومی $M_{e2/n}O \cdot Al_2O_3 \cdot xSiO_2 \cdot yH_2O$ گفته می شود که در آن M_e عناصر قلیایی و قلیایی خاکی، n بار روی عناصر M_e ، x تعداد چهار وجهی Si که بین ۲ تا ۱۰ متغیر بوده و y تعداد مولکول های آب که بین ۲ تا ۷ متغیر است را تشکیل می دهند [۱]. زئولیت ها از نظر شبکه ساختاری به خانواده تکتوسیلیکات ها یا سیلیکات های داریستی تعلق دارند که

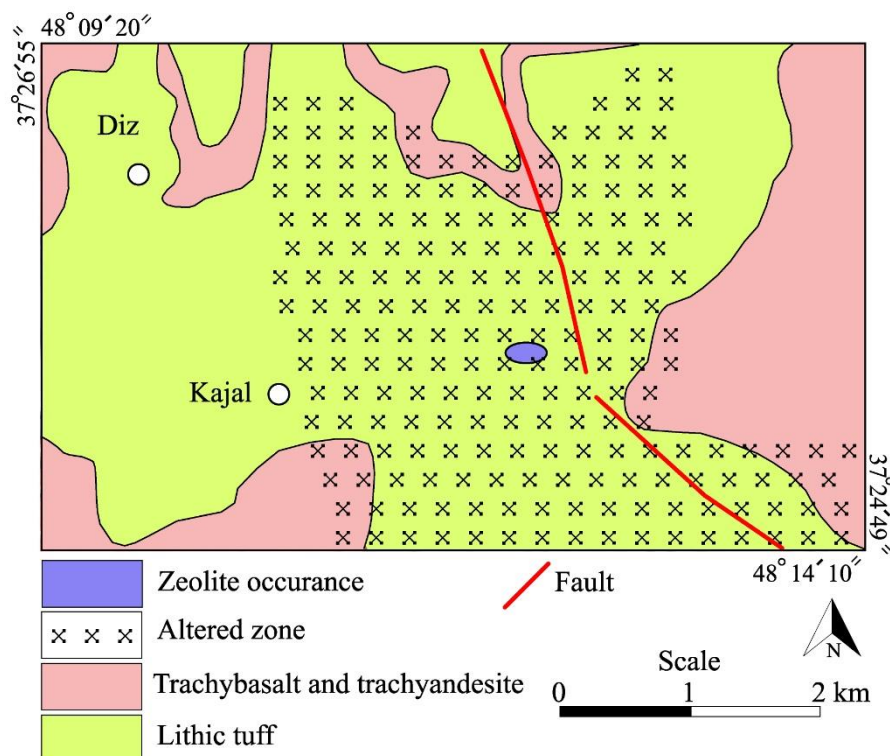
در آنها بنیان‌های چهار وجهی $[\text{SiO}_4]^{4-}$ و $[\text{AlO}_4]^{5-}$ در قالب یک شبکه سه بعدی به گونه‌ای به یکدیگر متصل می‌شوند که همه چهار اتم اکسیژن موجود در گوشه‌های هر چهار وجهی با چهار وجهی‌های مجاورش به اشتراک گذاشته می‌شود. نحوه اتصال بنیان‌های چهار وجهی به یکدیگر به گونه‌ای است که در بین آنها فضای خالی ایجاد شده و از قرارگیری فضاهای خالی به دنبال هم کانال‌هایی در ساختار ژئولیت‌ها ایجاد می‌شود [2]. ژئولیت‌ها خصوصیات فیزیکی و شیمیایی منحصر به فردی دارند که از جمله می‌توان به درجه بالای هیدراسیون، وزن مخصوص پایین، حجم بالای تخلخل، پایداری شبکه بلور در طی از دست دادن آب، قابلیت تعویض کاتیونی، ویژگی کاتالیزوری و توانایی جذب گاز و بخار اشاره کرد. این ویژگی‌ها سبب کاربرد گسترده ژئولیت‌ها در حوزه‌های مختلف گردیده است. امروزه با توجه به کاربرد گسترده ژئولیت‌ها در حوزه‌های مختلف صنعتی و جواب‌گو نبودن مقدار ژئولیت‌های طبیعی جهت برآورده کردن نیازهای صنعتی، ژئولیت‌ها در بسیاری از کشورهای توسعه یافته به صورت مصنوعی سنتز شده و استفاده از آنها در کنار انواع طبیعی به یک نیاز ضروری تبدیل شده است [3]. ژئولیت‌ها در طی واکنش سیالات آبی با سنگ‌ها در محیط‌های مختلف زمین شناسی می‌توانند تشکیل شوند [4]. بیشتر ژئولیت‌ها در طی فرآیندهای دیاژنتیکی در سنگ‌های رسوبی (از جمله نهشته‌های آتشفشانی) که می‌توانند در چندین محیط زمین‌شناسی یا سیستم‌های هیدرولوژیکی، مانند سیستم‌های هیدرولوژیکی باز [5]، سیستم‌های هیدرولوژیکی بسته [6]، خاک و رسوبات سطحی [7] و رسوبات عمیق دریایی [8] گروه‌بندی شوند، تشکیل می‌شوند. ژئولیت‌های موجود در حفره‌های گدازه آتشفشانی یا در طول دگرگونی تدفینی توده‌های گدازه [9]، دگرسانی گرمایی بازالت‌های قاره‌ای [10] یا دیاژنز در مناطقی با جریان گرمای بالا ناشی از سیستم‌های زمین گرمایی فعال تشکیل می‌شوند [4]. هدف از این پژوهش تعیین نوع کانی‌های ژئولیت به وجود آمده در سنگ میزبان آتشفشانی و چگونگی زایش آنها بر پایه داده‌های به دست آمده از ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و دوتریم است.

۲. زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در ورقه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش بندر انزلی و ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش هشتجین قرار دارد. منطقه مورد مطالعه در جنوب استان اردبیل و در فاصله ۲۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان هشتجین واقع شده است. این گستره بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران [11] در روی پهنه البرز غربی- آذربایجان و همچنین بر طبق نقشه زیر تقسیمات اصلی تکتونیکی ایران [12] در پهنه آتشفشانی ترشیر- کواترنر واقع می‌شود (شکل ۱). واحدهای سنگی در منطقه از تنوع بالایی برخوردار نیستند. محدوده ژئولیتی مورد مطالعه در داخل واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی الیگوسن متشکل از تراکی بازالت، تراکی آندزیت و توف به شدت دگرسان شده قرار گرفته است (شکل ۲).



شکل ۱. (a) توزیع مجموعه‌های ماگمایی سنوزوئیک در ایران [13]؛ (b) نقشه زمین شناسی که واحدها و ساختارهای سنگی اصلی کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان و موقعیت منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران را نشان می‌دهد [14].



شکل ۲- نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه

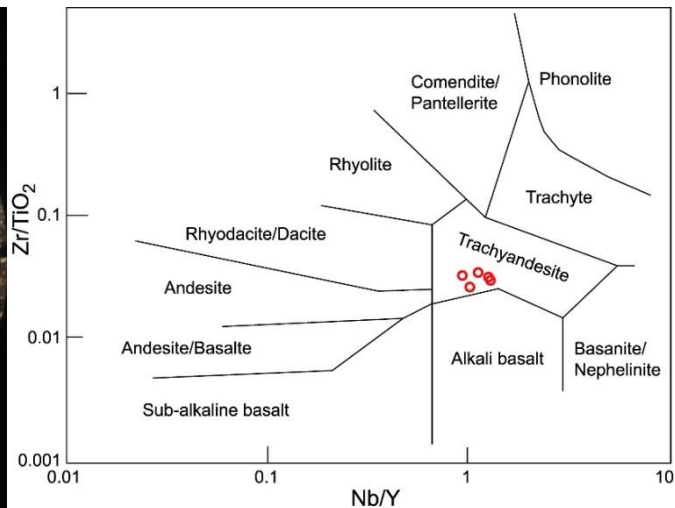
با نگاهی به نقشه زمین شناسی هشتجین مشخص می شود که گدازه های تراکی آندزیتی علاوه بر منطقه مورد مطالعه در پهنه هشتجین نیز از گسترش قابل توجهی برخوردارند. سنگ های این واحد در منطقه عمدتاً به رنگ قهوه ای بوده و به نسبت کمتر از دیگر واحد از فرآیند دگرسانی متأثر شده است. بلورهای سفید پلاژیوکلاز همراه با برخی از بلورهای تیره در زمینه ریزبلور تا شیشه ای سنگ در نمونه دستی قابل مشاهده اند (شکل ۳ الف و ب). توف دیگر واحد سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه را تشکیل می دهد که از وسعت بیشتری نسبت به واحد تراکی آندزیتی برخوردار بوده و بر روی آن قرار گرفته است. این واحد شامل تناوبی از لایه های توفی خاکستری تا خاکستری تیره نازک تا متوسط لایه همراه با میان لایه هایی از برش های آتشفشانی خاکستری تیره است. در برخی نقاط دچار گسلش شده که سبب جابجایی لایه های توفی شده است (شکل ۳ پ).





شکل ۳. الف) نمایی دور از واحد آندزیتی تا تراکی آندزیتی (دید به سمت غرب)؛ ب) نمایی نزدیک از نمونه دستی همین واحد؛ پ) نمایی از واحد توفی در منطقه مورد مطالعه با لایه بندی مشخص و گسل خوردگی (دید به سمت غرب)

جهت رده بندی شیمیایی و تعیین دقیق نوع سنگ ها آتشفشانی تعداد ۵ نمونه نسبتاً سالم و غیر هوا زده انتخاب شد و برای تعیین اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی به روش پراش پرتو ایکس (XRF) به آزمایشگاه زراژما ارسال گردید. با توجه به نتایج آنالیز به دست آمده جهت رده بندی و تعیین نوع سنگ ها از نمودار وینچستر و فلوید [15] استفاده گردید (شکل ۴). در این رده بندی از نسبت عناصر کمیاب غیر متحرک و اکسید تیتانیم استفاده شده است. با توجه به ماهیت غیر متحرک بودن عناصر مورد استفاده، این رده بندی از اطمینان بالاتری جهت طبقه بندی سنگ ها به ویژه در مناطق به شدت دگرسان شده برخوردار است. مطالعه مقاطع نازک تهیه شده از این سنگ ها نیز نشان داده است که فلدسپارها و به مقدار کمتر آمفیبول و پیروکسن درشت بلورهای موجود در متن سنگ را تشکیل داده اند. پورفیریتیک بافت غالب سنگ بوده که در آن درشت بلورها در زمینه بسیار ریز بلور تا شیشه ای قرار گرفته اند. شیشه ۳۰-۳۵٪ زمینه را تشکیل داده است. فلدسپارها اغلب خود شکل و مستطیلی بوده و دارای ماکل پلی سینتتیک و کارلسباد هستند (شکل ۴).



شکل ۴. راست) محدوده قرارگیری نمونه‌های سنگ ولکانیکی بر اساس نمودار وینچستر و فلوید (Winchester and Floyd, 1977)؛ چپ) درشت بلور خود شکل فلدسپار با ماکل پلی‌سینتیک در زمینه عمدتاً شیشه‌ای در نور پلاریزه متقاطع

۳. دگرسانی در منطقه مورد مطالعه

دگرسانی عبارت است از کلیه تغییرات فیزیکی، شیمیایی و کانی شناسی که تحت تأثیر سیالات گرمابی یا سطحی در سنگ‌ها ایجاد می‌شود. واکنش بین سیالات و سنگ‌های دیواره تا زمان به تعادل رسیدن آنها با یکدیگر ادامه می‌یابد و نتیجه این واکنش به وجود آمدن محدوده دگرسان در سنگ‌های در تماس با سیالات است [16]. دگرسانی‌های موجود در محدوده مورد مطالعه در حقیقت بخشی از سامانه دگرسانی گسترده در پهنه طارم - هشتجین می‌باشد. ماگماتیسم ائوسن و الیگوسن در محدوده البرز - آذربایجان سبب جایگیری توده‌های آذرین متعدد در ژرفای کم شده و این امر به ایجاد سیستم‌های گرمابی در منطقه انجامیده که به نوبه خود دگرسانی‌های گسترده از انواع مختلف را در مناطق مستعد به همراه داشته است. طبق نظر حاج علیلو (۱۳۷۸) [17] دگرسانی‌های آرژیلیکی و آرژیلیکی پیشرفته در منطقه هشتجین حاصل نفوذ سیالات گرمابی غنی از سولفات به درون واحدهای آتشفشانی بوده‌اند.

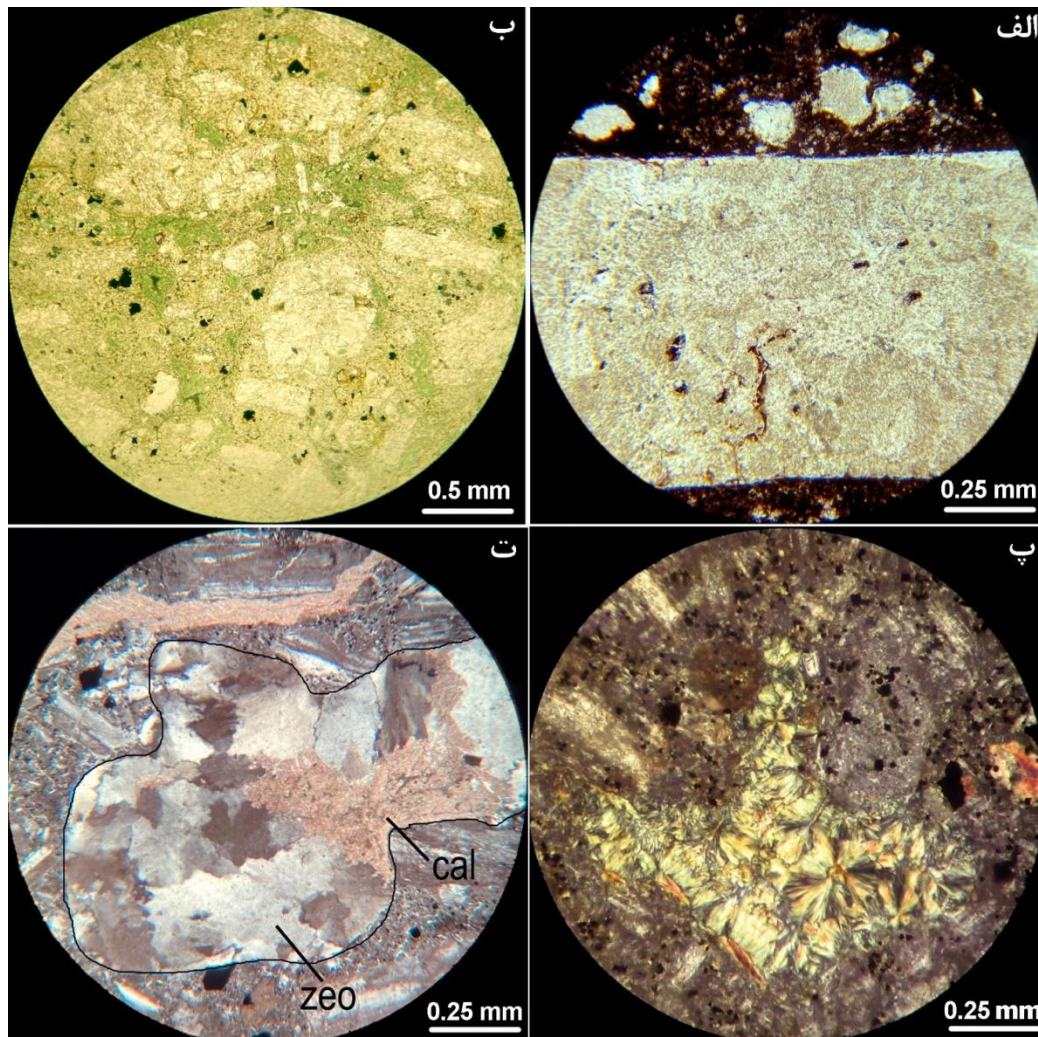
توفا در منطقه مورد مطالعه به دلیل نفوذپذیری و تراوایی بیشتر نسبت به سایر واحدهای آتشفشانی، دگرسانی شدیدتری را تجربه کرده‌اند و بخش قابل توجهی از آنها با تغییر رنگ حاصل از رسی شدن به صورت لکه‌های زرد تا قهوه‌ای روشن دیده می‌شوند (شکل ۵). مطالعه مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این واحد نشان می‌دهد فلدسپارها که درشت بلورهای اصلی را تشکیل داده‌اند اغلب به صورت بخشی یا کامل به کانی‌های دیگر به ویژه کانی‌های رسی سریسیت و کلسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۶). علاوه بر این کانی‌ها مقادیری کلریت و کلسیت نیز در در زمینه سنگ تشکیل شده است و عمدتاً حفرات و شکستگی‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۶).



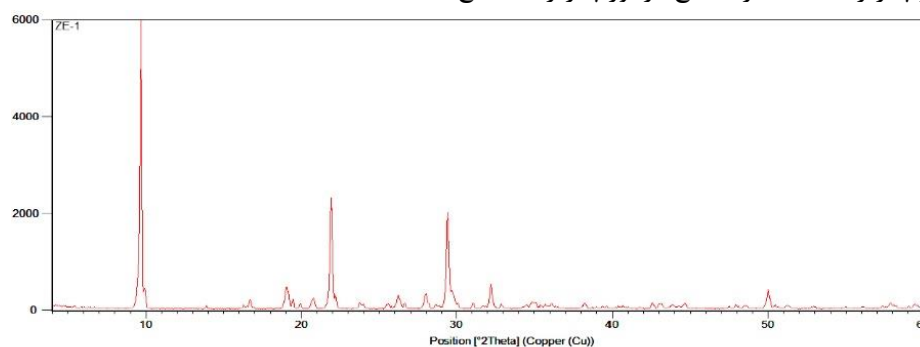
شکل ۵. راست) نمایی از دگرسانی آرژیلیکی در واحدهای توفی محدوده مورد مطالعه در حاشیه بستر رودخانه قزل اوزن (دید به سمت غرب)؛ چپ) تصویری از نمونه دستی از همین واحد

۴. کانی سازی زئولیت در منطقه مورد مطالعه

رخنمون زئولیتی در منطقه مورد مطالعه بخش کوچکی را به خود اختصاص داده است. جهت تعیین نوع کانی زئولیت مخلوطی از چند نمونه خالص برداشت شده برای آنالیز به روش XRD به شرکت معدنی زرازمای زنگان ارسال گردید. نتیجه آنالیز نشان دهنده کانی استیلبیت به عنوان فاز اصلی همراه با مقادیری کوآرتز به عنوان فاز فرعی است (شکل ۷). بلورهای زئولیت به رنگ زرد کمرنگ و اغلب با آرایش شعاعی به صورت رگه‌ای و پرکننده فضای خالی به طور پراکنده در داخل سنگ میزبان توفی که به شدت دگرسان شده تشکیل شده‌اند (شکل ۸). کانی سازی زئولیت در مقاطع نازک به سه صورت توده‌ای، رگه‌ای و پرکننده حفرات دیده می‌شود. انواع توده‌ای استیلبیت اغلب دارای بافت موزاییکی و درهم رشد کرده بوده و انواع پرکننده، اغلب بافت شعاعی و بادبزنی دارند (شکل ۹ الف، ب و پ). در برخی از درشت بلورهای فلدسپار سنگ میزبان نیز آثاری از جانشینی زئولیت که در امتداد سطح ماکل رخ داده‌اند دیده می‌شود (شکل ۹ ت).



شکل ۶- الف) تبدیل کامل درشت بلور پلاژیوکلاز به کانی رسی؛ ب) کلریت تشکیل شده در زمینه سنگ میزبان آتشفشانی به رنگ سبز؛ پ) حفره پر شده با اجتماعات شعاعی کلریت؛ ت) حفره پر شده با استیلیت و کلسیت و رگه کلسیتی در بالای آن (الف در نور پلاریزه ساده سایر مقاطع در نور پلاریزه متقاطع)

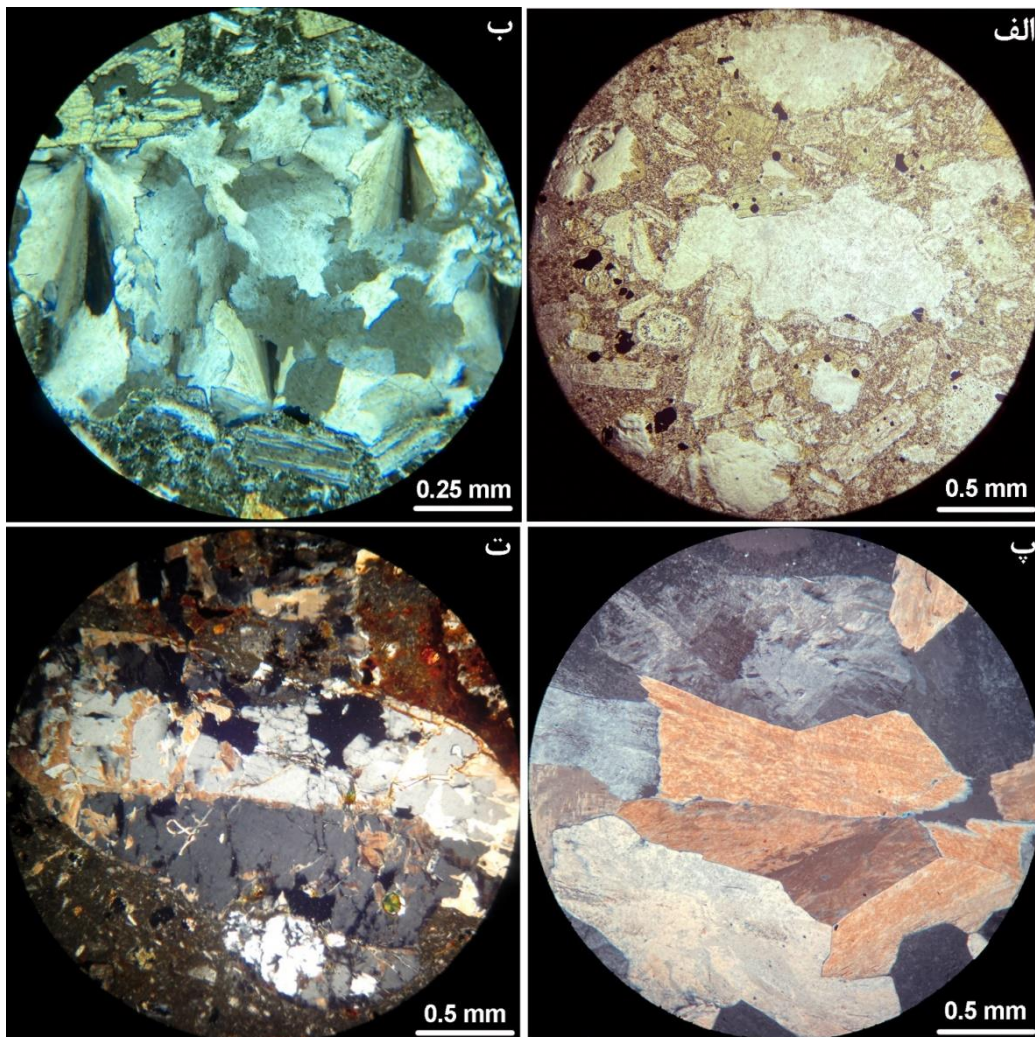


Sample	Major Phase(s)	Minor Phase(s)	Trace Phase(s)
Ze-1	Zeolite Group, Stilbite, ... (44-1479)	Quartz (33-1161)	--
LAB: ze-1	(Na,K)Ca2Al5Si13O36.14H2O	SiO2	
Date: 7.12.2021			
kV = 40			
mA = 30			
Ka = Cu			
Flt = Ni			

شکل ۷. نتیجه آنالیز XRD نمونه زئولیت ارسالی



شکل ۸. بلورهای تیغه‌ای زئولیت با آرایش بادبزنی و جلای مرواریدی

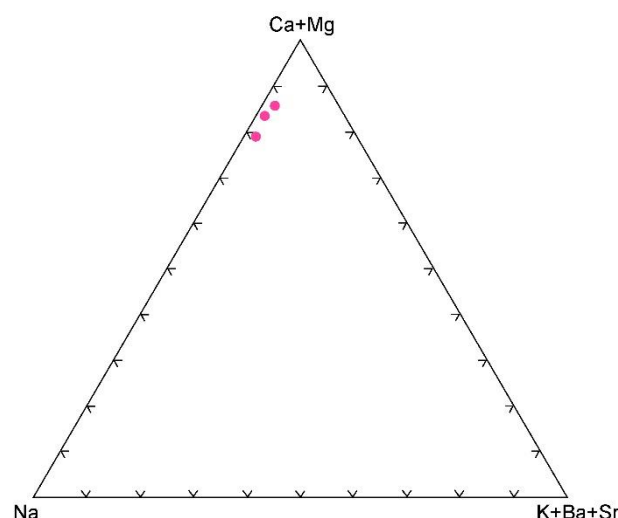


شکل ۹. حفره پر شده توسط بلورهای استیلبیت با آرایش شعاعی و بادبزی در نور پلاریزه ساده (الف) و پلاریزه متقاطع (ب)؛ (پ) زمینه‌ای متشکل از بلورهای درهم رشد کرده استیلبیت؛ (ت) درشت بلور سانیدین با ماکل کارلسباد همراه با آثار جانشینی استیلبیت در امتداد صفحه رخ در نور پلاریزه متقاطع

استیلبیت یکی از متداول‌ترین کانی‌های خانواده زئولیت است که در سیستم مونوکلینیک متبلور شده و اغلب به صورت بلورهای تخته‌ای نازک با رنگ سفید، زرد، نارنجی و صورتی با آرایش شعاعی مشاهده می‌شود. نام آن به دلیل جلای مرواریدی تا شیشه‌ای که دارد از واژه یونانی *Stilbein* به معنای جلا اقتباس شده است. جلای مرواریدی استیلبیت نتیجه بازتابش نور از صفحات بسیار نازک آن است. استیلبیت اساساً نوعی زئولیت کلسیم‌دار می‌باشد که با مقادیر فرعی سدیم و مقادیر جزئی پتاسیم و منیزیم همراهی می‌شود. با این وجود در طبیعت استیلبیت‌های غنی از سدیم نیز وجود دارند. به همین دلیل استیلبیت‌ها را از نظر ترکیب شیمیایی در دو گروه کلسیم‌دار و سدیم‌دار طبقه‌بندی می‌کنند [18]. جهت تعیین دقیق ترکیب شیمیایی زئولیت‌های منطقه سه نمونه خالص از آنها را برای آنالیز به روش میکروپروب الکترونی (EMP) ارسال گردیدند. نتایج به دست آمده از آنالیز نمونه‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. جهت تعیین موقعیت ترکیبی استیلبیت‌های منطقه، نتایج حاصل از آنالیز ارائه شده در جدول ۱ در نمودار مثلی $Ca+Mg-Na-K+Ba+Sr$ ترسیم شدند (شکل ۱۰).

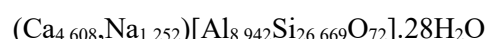
جدول ۱- نتایج ترکیب شیمیایی استیلبیت‌های منطقه با استفاده از EMP

Sample	Ze-1	Ze-2	Ze-3		Ze-1	Ze-2	Ze-3
Oxides				Cations			
SiO ₂	53.78	58.39	56.84	Si	25.14	27.28	26.57
Al ₂ O ₃	16.76	15.82	15.57	Al	8.87	8.37	8.24
Fe ₂ O ₃	0.08	0.00	0.02	Fe	0.05	0.00	0.01
MgO	0.03	0.00	0.01	Mg	0.01	0.00	0.01
CaO	7.77	8.55	7.99	Ca	5.55	6.11	5.71
Na ₂ O	1.79	1.12	1.25	Na	1.32	0.83	0.93
K ₂ O	0.07	0.03	0.02	K	0.05	0.02	0.01
SrO	0.01	0.07	0.03	Sr	0.01	0.06	0.02
BaO	0.01	0.04	0.02	Ba	0.01	0.03	0.02



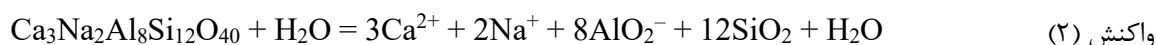
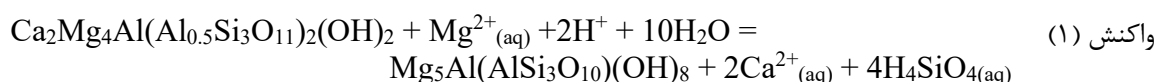
شکل ۱۰. موقعیت کاتیون‌های موجود در استیلبیت‌های منطقه بر روی نمودار مثلی $Ca+Mg-Na-K+Ba+Sr$

استیلبیت‌ها با توجه به موقعیت نمونه‌ها از نوع کلسیک حاوی سدیم هستند. با توجه به نتیجه اکسیدها در آنالیز میکروپروپ اقدام به محاسبه و تعیین ترکیب شیمیایی استیلبیت موجود در منطقه مورد مطالعه گردید. با توجه به محاسبات انجام شده بر اساس محتوای اکسید و وزن مولکولی آن مقدار اکسیژن موجود در ساختار بلورین، ترکیب میانگین استیلبیت به صورت زیر برآورد گردید:



همانطور که در مقدمه عنوان شد، محیط زایش زئولیت‌ها گسترده و متنوع بوده و از شرایط دما پایین تا دما بالا در سیستم‌های رسوبی، گرمابی و دگرگونی می‌توانند تشکیل شوند. طبق نظر ایجیما [19] استیلبیت می‌تواند از چرخش آب‌های زیرزمینی در واحدهای تفرای اسیدی و نیز توسط سیالات گرمابی دما پایین در محدوده دمایی ۱۰۰-۲۵ درجه سانتی‌گراد به صورت بادامی یا شکافه پرکن تشکیل شود. کلسیت از جمله کانی‌های همراه استیلبیت است (نظیر منطقه مورد مطالعه) که می‌توان از چگونگی همراهی این دو کانی با یکدیگر در ارتباط با شرایط تشکیل اظهار نظر کرد. مطالعات اُتنز و همکاران [20] بر روی کانی‌های ثانویه به وجود آمده از جمله کلسیت و استیلبیت در ایالت آتشفشانی دکان در هند تشکیل کلسیت را مقدم بر استیلبیت دانسته و به وجود آمدن استیلبیت را به مراحل اولیه بعد از فعالیت آتشفشانی* نسبت می‌دهد که مواد لازم برای تشکیل آن (CaO , Al_2O_3 , SiO_2 , Na_2O) از تخریب شیشه‌های آتشفشانی در مرحله فوران و تخریب پلاژیوکلاز در مرحله بعدی منشأ گرفته و با همراهی H_2O سیال سبب تبلور استیلبیت در حفرات و کاواک‌های سنگ میزبان شده است. استیلبیت بر طبق این مطالعات در محدوده دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است.

وجود زمینه شیشه‌ای در متن سنگ‌های میزبان و نیز واحد توفی با نفوذپذیری بالا در منطقه مورد مطالعه امکان چرخش کافی و واکنش مناسب سیالات گرمابی را فراهم کرده و به این ترتیب اکسیدهای اصلی مورد نیاز برای تشکیل استیلبیت فراهم شده‌اند. فراوانی کلسیت در مقاطع مورد مطالعه و همچنین همراهی زئولیت با کلسیت (شکل ۶ ت) نشان می‌دهد که سیال گرمابی از یون Ca^{2+} غنی بوده و توانسته کلسیم مورد نیاز برای تشکیل کلسیت و استیلبیت را فراهم کند. این کلسیم می‌توانسته از دگرسانی کانی‌های اولیه آذرین نظیر هیدرولیز هورنبلند به کلریت (واکنش ۱) و تخریب شیشه‌های آتشفشانی تأمین شود. جانشینی استیلبیت به جای پلاژیوکلاز (شکل ۹ ت) را می‌توان نتیجه انحلال همزمان پلاژیوکلاز و تشکیل استیلبیت در جا به واسطه رهاسازی یون Ca^{2+} از پلاژیوکلاز طبق واکنش ۲ دانست [21].



۵. نتیجه‌گیری

سنگ‌های آذرین شامل توف و گدازه‌های تراکی آندزیتی واحدهای اصلی را در منطقه مورد مطالعه تشکیل می‌دهند که به نظر می‌رسد مشابه با دیگر مناطق مجاور در پهنه هشتجین تحت تأثیر توده‌های نفوذی بعدی دستخوش دگرسانی توسط

*- Early postvolcanic stage

سیالات گرمایی شده‌اند. با توجه به نوع کانی‌های دگرسانی به وجود آمده چنین می‌نماید که کانی‌سازی زئولیتی شامل استیلیت کلسیم‌دار و به مقدار کمتر مزولیت در محدوده آرژیلیکی متوسط تا پروپیلیتیک به وجود آمده باشند. توسعه بلورهای درشت زئولیت که در نمونه‌های دستی مشخص‌اند (شکل ۸) نشان دهنده تشکیل زئولیت‌ها توسط سیالات گرمایی است. زیرا زئولیت‌های به وجود آمده طی فرآیند دیاژنر عموماً بسیار ریز (حدوداً ۱۵ میکرومتر) هستند [22]. همچنین یافت نشدن کانی‌های دگرگونی متعلق به رخساره زئولیتی (نظیر پره‌نیت) در منطقه مورد مطالعه تشکیل زئولیت‌ها طی دگرگونی تدفینی را رد می‌کند. در طبقه‌بندی دگرسانی‌ها بر اساس pH تشکیل، زئولیت‌ها در گروه دگرسانی‌های قلیایی قرار می‌گیرند. در نتیجه محلول‌های گرمایی مرتبط با تشکیل زئولیت عموماً قلیایی بوده و pH انوعی که با زئولیت‌های کلسیم‌دار (نظیر استیلیت) همراه هستند در حدود ۸-۹ و دمایی بین ۱۰۰-۵۰ درجه سانتی‌گراد دارند [23].

تصور می‌شود که ترکیبات شیشه‌ای سنگ‌های آتشفشانی به ویژه واحد توفی و در کنار تخریب فلدسپارها به ویژه انواع پلاژیک توسط سیالات گرمایی مرتبط با توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق در منطقه مواد لازم برای تشکیل استیلیت را فراهم کرده و با چرخش در داخل حفرات، شکستگی‌ها و فضاها باز موجود در واحدهای آتشفشانی در مناطق نزدیک به سطح که دمای پایین‌تری داشته‌اند سبب ترسیب استیلیت شده‌اند. با توجه به تشکیل استیلیت در دمای کمتر نسبت به دیگر انواع زئولیت‌ها انتظار می‌رود که دیگر انواع دما بالای زئولیت نظیر لومونتیت و وایراکیت در مناطق عمیق‌تر تشکیل شده باشند.

۶. منابع

1. Xu, R., Wenqin, P., Jihong, Y., Qisheng, H. and Jiesheng, C., 2007. Chemistry of zeolites and related porous materials: Synthesis and Structure, John Wiley & Sons, 696 p.
2. Scott, M.A., Kathleen, A.C. and Dutta, P.K., 2003. Handbook of zeolite science and technology, CRC Press, New York, 1204 p.
3. Loiola, A.R., Andrade, J.C.R.A., Sasaki, J.M. and da Silva, L.R.D., 2012. Structural analysis of zeolite NaA synthesized by a cost-effective hydrothermal method using kaolin and its use as water softener. Journal of Colloid and Interface Science, v. 367(1), 34–39.
4. Weisenberger, T.B and Selbekk, R.S., 2009. Multi-stage zeolite facies mineralization in the Hvalfjörður area, Iceland. International Journal of Earth Sciences, v. 98(5), 985–999.
5. Hay, R. and Sheppard, R., 2001. Occurrence of zeolites in sedimentary rocks: An overview. In: D.L. Bish and D.W. Ming (eds.), Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 45, Washington, D.C., pp. 217–234.
6. Langella, A., Cappelletti, P. and de' Gennaro, R., 2001. Zeolites in closed hydrologic systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 45(1), 235–260.
7. Ming, D.W. and Mumpton, F.A., 1989. Zeolites in soils. In: J.B. Dixon and S.B. Weed (eds), Minerals in Soil environments. Soil Science Society of America, Wisconsin, 873–911.
8. Boles, J.R. and Coombs, D.S., 1977. Zeolite facies alteration of sandstones in the southland syncline, New Zealand. American Journal of Science, v. 277(8), 982–1012.
9. Neuhoof, P.S., Fridriksson, T. and Arnórsson, S., 1999. Porosity evolution and mineral paragenesis during low-grade metamorphism of basaltic lavas at Teigarhorn, Eastern Iceland. American Journal of Science, v. 299(6), 467–501.

10. Walker, G.P.L., 1960. Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland. *The Journal of Geology*, v. 68(5), 515–528.

۱۱. آقابیاتی، س.ع. ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

12. Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia, *Mem. Ser. Society of Geology of France*, v. 8, 333–353.

13. Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Wilkinson, C.M. and Ganerod, M., 2015. Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran. *Open Geosciences*, v. 2015(7), 207–222.

14. Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M., 2013. Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, v. 180–181, 109–127.

15. Winchester, J.A., and P.A. Floyd, 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v. 20, 325–343.

۱۶. شهاب پور، ج. ۱۳۸۰. زمین شناسی اقتصادی. انتشارات دانشگاه شهید با هنر کرمان.

۱۷. حاج علیلو، ب. ۱۳۷۸. متالوژنی ترشیای در البرز باختری - آذربایجان (میانه - سیه رود) با نگرش خاص بر منطقه هشیجین. رساله دکتراى دانشکده علوم زمین. دانشگاه شهید بهشتی.

18. Coombs, D.S., A. Alberti, T. Armbruster, G. Artioli, C. Colella, E. Galli, Joel D. Grice, F. Liebau, J.A. Mandarino, H. Minato, E.H. Nickel, E. Passaglia, D.R. Peacor, S. Quartieri, R. Rinaldi, M. Ross, R.A. Sheppard, E. Tillmanns, and G. Vezzadini, 1997. Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on new Minerals and Mineral names, *Canadian Mineralogist*, 35(6): 1571–1606.

19. Iijima, A., 1980. Geology of natural zeolites and zeolitic rocks, *Pure and Applied Chemistry*, 52: 2115–2130.

20. Ottens, B., R. Schuster, and Z. Benkó, 2022. The Secondary Minerals from the Pillow Basalt of Salsette-Mumbai, Deccan Volcanic Province, India, *Minerals*, 444.

21. Kousehlar, M., T.B. Weisenberger, F. Tutti, and M. Mirnejad, 2012. Fluid control on low-temperature mineral formation in volcanic rocks of Kahrizak, Iran. *Geofluids*, 12: 295–311.

22. Gottardi, G., 1989. The genesis of zeolites, *European Journal of Mineralogy*, 1(4): 479–488.

23. Reyes, A.G., W.F. Giggenbach, J.M. Saleras, N.D. Salonga, M.C. Vergara, 1993. Petrology and geochemistry of Alto Peta, a vapor-cored hydrothermal system, Leyte Province, Philippines. *Geothermics*, 22: 479–519.