

کانی‌شناسی و طرز تشکیل توالی زئولیت‌دار منطقه سرتخت، جنوب شرقی سمنان، شمال ایران مرکزی

کمال الدین بازرگانی گیلانی*، سمیه رضایی

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

*مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: kbazargu@khayam.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۶/۴/۱۴؛ پذیرش: ۸۶/۱۱/۲۰)

چکیده

توالی توفهای زئولیتی‌شده منطقه سرتخت با سن اوسن در ۲۰ کیلومتری جنوب شرقی سمنان، شمال ایران مرکزی واقع شده‌است. مطالعه مقاطع نازک، داده‌های پراش پرتو ایکس، تصاویر میکروسکوپ الکترونی روشی و آنالیز شیمی به روش ICP-ES، MS CT، اسمکتیت، موردنیت، اورتوکلاز و هالیت تشکیل شده‌است. داده‌های ژئوشیمیایی تصدیق‌کننده مطالعات XRD می‌باشد، که میزان کلینوپتیلولیت غنی از Na_2O و K_2O و موردنیت در قاعده نیمرخ، بالا بوده و به سمت بخش‌های جوانتر توالی، میزان اوپال CT و اسمکتیت افزایش می‌یابد. ترکیب توف اولیه به وجود آورنده زئولیتها بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی عناصر کمیاب ریوداسیتی تا داسیتی است. شیشه و شارد شیشه‌ای، از تشکیل دهنده‌های اصلی این توفها، تحت تاثیر دیاژن و شورابه‌های قلیایی بین حفره‌ای، تجزیه شده و Na_2O و SiO_2 و K_2O انحلال یافته و در پایین توالی تجمع حاصل کرده است، در نتیجه زئولیتها تشکیل شده در قاعده توالی، میزان SiO_2 بالایی داشته و غنی از Na و K هستند و به سمت بالای توالی، از آنجا که کاتیونهای Ca و Mg تحرک پایینتری دارند، کانی اسمکتیت، غنی از Ca و Mg تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: زئولیت، کلینوپتیلولیت، موردنیت، توف، سرتخت، سمنان، ایران مرکزی

به خصوص اوسن- الیگوسن تشکیل شده‌اند. شرایط ایران در طی ترشیاری برای تشکیل نهشته‌های زئولیت رسوبی به دلایل ذیل مناسب می‌باشد: ۱) وجود فعالیتهای آتشفسانی مداوم و گستردگی به همراه نسبت بالایی از فراورده‌های آذرآواری ۲) آب و هوای خشک در طی نیوزن، منجر به توسعه حوضه‌های قاره‌ای شور شده است. این شرایط مشابه وضعیتی است که در یونان (Stamatakis *et al.*, 1996) برای نهشته‌های زئولیتی ارائه می‌دهد. کانیهای زئولیتی معمول در نهشته‌های ترکیه کلینوپتیلولیت، و به میزان پایینتر موردنیت، هویلاندیت و آنالسیم می‌باشد (Kacmaz & Köktürk 2004) و در ایتالیا، کلینوپتیلولیت و موردنیت‌های دیاژنیک در سارдинیا توصیف شده‌اند (Ghiara *et al.*, 1999). زئولیتهای موجود در سنگهای Tsolis & Katagas (1989) مورد مطالعه قرار گرفته است، در مورد تشکیل زئولیتهای رسوبی در محیط‌های قلیایی نمکی و حاصل ولکانوکلاستیک‌های زون‌های مختلف ترود (مهدیزاده و همکاران، ۱۳۸۵) تا جنوب‌شرق سمنان (بازرگانی گیلانی و رضایی ۱۳۸۶)، شمال‌غرب سمنان (بازرگانی گیلانی و ربانی ۱۳۸۳) و میانه (حجازی و

مقدمه) اکثر زئولیتها در فضاهای باز روی اسمکتیت یا فیلم‌های کلریت تهشیین می‌شوند، یا به صورت روی هم در سطح ذرات تخریبی مانند قطعات بلوری پلازیوکلاز رشد می‌کنند. گروهی نیز به طور مستقیم از طریق واکنش انحلالی شیشه به اسمکتیت متبلور می‌شوند (Noh & Boles 1989) و ممکن است سودومorf شاردهای شیشه‌ای باشند (Walton 1975).

رسوبات ریزدانه و ولکانوکلاستیک موجود در محیط‌های قلیایی اغلب در آغاز به اسمکتیت تبدیل می‌شوند (Son *et al.*, 2001)، در این محیط‌ها اسمکتیت در ادامه دیاژن، بخصوص از نوع تدفینی تبدیل به کلینوپتیلولیت و به میزان کمتری موردنیت، سپس به موردنیت و به میزان پایینتری کلینوپتیلولیت و در نهایت در اثر پیشرفت دیاژن تدفینی این نوع زئولیتها تبدیل به نوع درجه حرارت بالاتر آن، آنالسیم، می‌شود (Utada 2001).

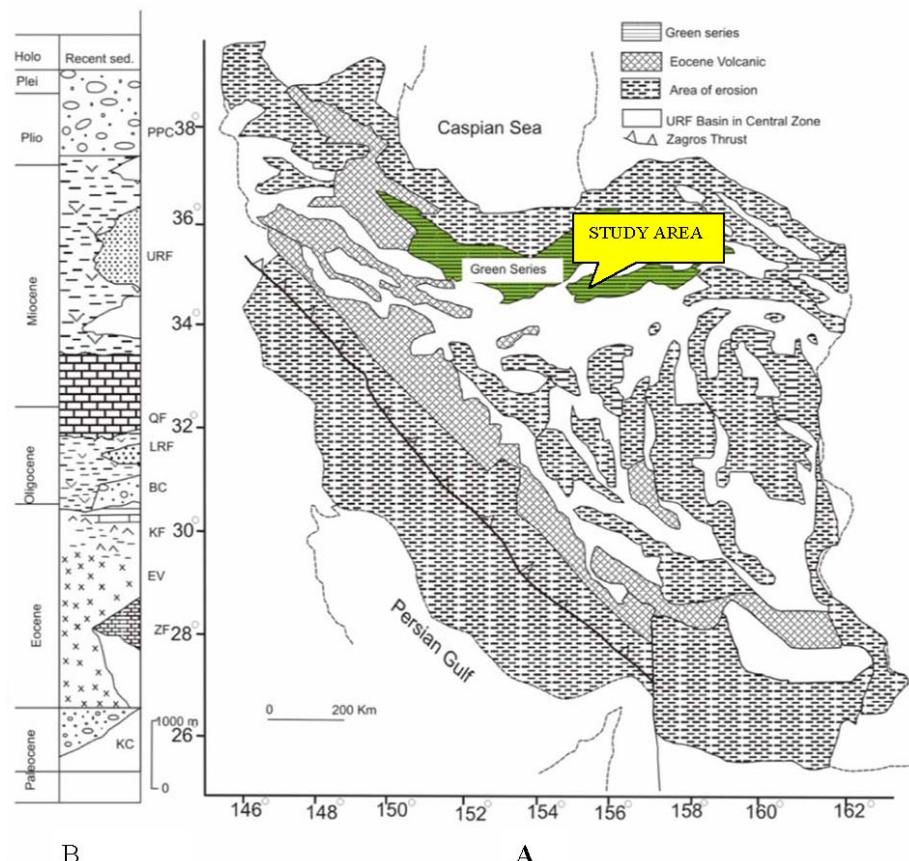
زئولیتهای رسوبی از شمال ایران مرکزی، البرز، ترکیه تا یونان، زون آلپ - هیمالیا، همین طور در کشورهایی مانند ژاپن، ایتالیا، ایالات متحده امریکا گسترش زیادی دارند، که اغلب آنها در توالی سنوزوئیک

در ایران مرکزی با کنگلومراهای قاعده‌ای کرمان و یا هم‌ارز آن شروع می‌شود، ائوسن در ایران مرکزی توسط فعالیت‌های وسیعی از گدازه‌های ریولیتی تا بازالتی و پیروکلاستیک‌های آندزیتی تا داسیتی مشخص می‌شود. این فرایندها گستردگترین و شدیدترین فعالیت‌های آتشفشارانی در طول تاریخ زمین‌شناسی ایران محسوب می‌شود (Nabavi 1976, Berberian & King 1981, Amini 1997). در الیگوسن پایینی، فعالیت‌های آتشفشارانی به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد و شرایط دریابی در بعضی مناطق ایران مرکزی پایان می‌یابد (Gansser 1958, Nabavi 1976, Amini 1997) و رسوبات مارنی قرمز (LRF) تا سبز، ماسه سنگ غنی از ژپس و نمک سازند قرمز تحتانی (LRF) نهشته می‌شود. در طی الیگوسن بالایی - میوسن پایینی، پیشروی دریای ساحلی در قسمت‌های زیادی از ایران مرکزی باعث تشکیل توالی غنی از کربنات به نام سازند قم می‌شود. در نتیجه حرکات کوهزایی آلپی میانی و انتهایی اکثر نقاط ایران مرکزی از آب بیرون آمده و به خشکی تبدیل می‌شود و در نتیجه فرونشینی در قسمت‌هایی از آن حوضه‌های بین کوهی ایجاد می‌گردد. سازند قرمز بالایی (URF) مهمترین واحد تخریبی در این زمان، حاوی کنگلومرا، ماسه‌سنگ، گل‌سنگ و تبخیری‌ها است (Amini 1997).

قریانی ۱۳۷۳) تحقیق و گزارش شده است. زئولیت‌های رسوبی در صنایع مختلف کاربرد دارند و به همین دلیل اهمیت اقتصادی فراوانی پیدا می‌کنند. منطقه زئولیت‌دار سرتخت به وسعت تقریبی ۲۵ کیلومتر مربع در کیلومتر ۲۰ جاده نیروی هوایی در جنوب شرقی سمنان به عنوان الگوی زئولیت، مورد مطالعه قرار گرفته شد. این مطالعه بر اساس داده‌های صحرایی، مطالعه مقاطع نازک، تفسیر نمودار XRD، شناخت مورفوژوئی (SEM) و داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ کل بستر توفهای زئولیتی‌شده و زئولیت‌های تقریباً خالص صورت گرفت و با آن داده‌ها در مورد کانی‌های زئولیتی و طرز تشکیل زئولیت‌های منطقه سرتخت بحث خواهد شد.

زمین‌شناسی منطقه‌ای

از نظر تکتونیکی منطقه سرتخت در شمال ایران مرکزی، شمال دشت کویر بزرگ واقع شده است (شکل ۱). رشته کوه‌های اصلی در طی حرکات لارامید و در حوضه‌های رسوبی - ولکانیکی در زمان ائوسن شکل می‌گیرند. فعالیت‌های ولکانیکی گستردگ در زمان ائوسن در نتیجه فروزانش به سمت شمال در طول گسل معکوس زاگرس رخ می‌دهد و این حرکت تا پلیوسن ادامه داشته است (Dewey *et al.* 1973, Foster 1976, Farhoudi 1978, Berberian & King 1981).

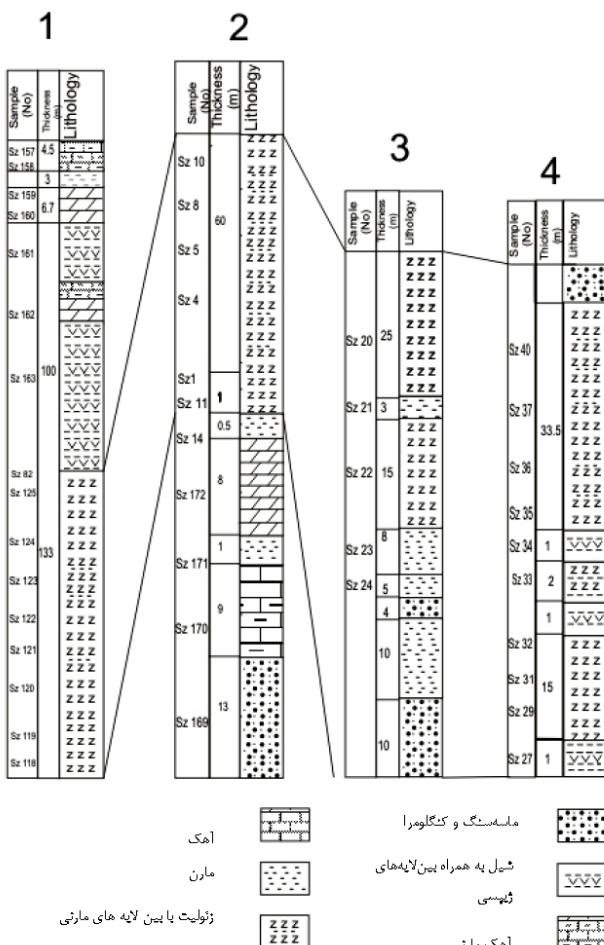


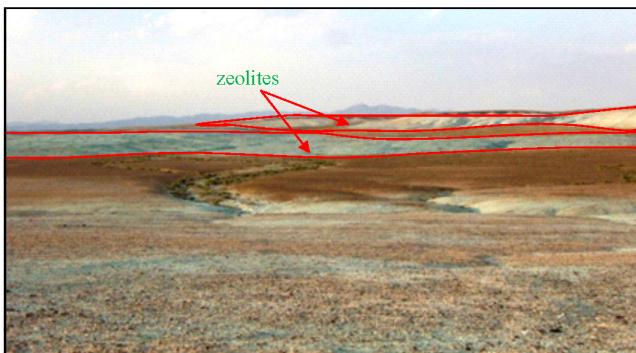
شکل ۱: نقشه ساده‌شده زونهای تکتونیکی عمده ایران (امینی ۱۹۹۷)، محل مورد مطالعه در نقشه به نمایش در آمده است.

مارنی تشکیل شده است که با تمرکز بالایی از رگه‌های ژیپسی در لایه‌ها دیده می‌شود. نیمرخ چهار از داخل زون زئولیتی گرفته شده و تنها بین لایه‌های مارنی قابل روایی است. این بین لایه‌ها از مارن و رگه‌های ژیپسی تشکیل شده‌اند. لایه‌های زئولیتی به رنگ سبز تا نخدودی بوده به دلیل حضور نمک طعام طعم شور دارند، همینطور رگه‌های ژیپسی سیلیسی شده در این لایه‌ها مشاهده می‌گردد.

زمین‌شناسی سرتخت

موقعیت طاقدیس سرتخت با روند شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد، که هسته طاقدیس از رسوبات ولکانوکلاستیک ائوسن به رنگ سبز، هم‌از روفهای سبز سازند کرج در البرز می‌باشد، که در بخش شمالی و جنوبی طاقدیس، سازند قرمز زیرین متسلک از ماسه‌سنگ و مارن قرمز با میان‌لایه‌ها و رگه‌های ژیپسی، سازند قم با لیتولوژی آهک مارنی، ماسه‌سنگ سازند قرمز دار قم بازی بیرون‌زدگی دارند. لایه‌های آهکی و شیلی بین لایه‌ای درون زئولیت‌ها و مارن‌های ژیپسی معمولاً با امتداد تقریبی شرقی-غربی و با شیب -40° درجه به سمت جنوب متغیر می‌باشند. در شمال منطقه، مارن ژیپس دار و کنگلومراپی قرمز پایینی، آهک مارن دار قم و ماسه سنگ سازند قرمز بالایی بیرون‌زدگی دارد (شکل ۲).



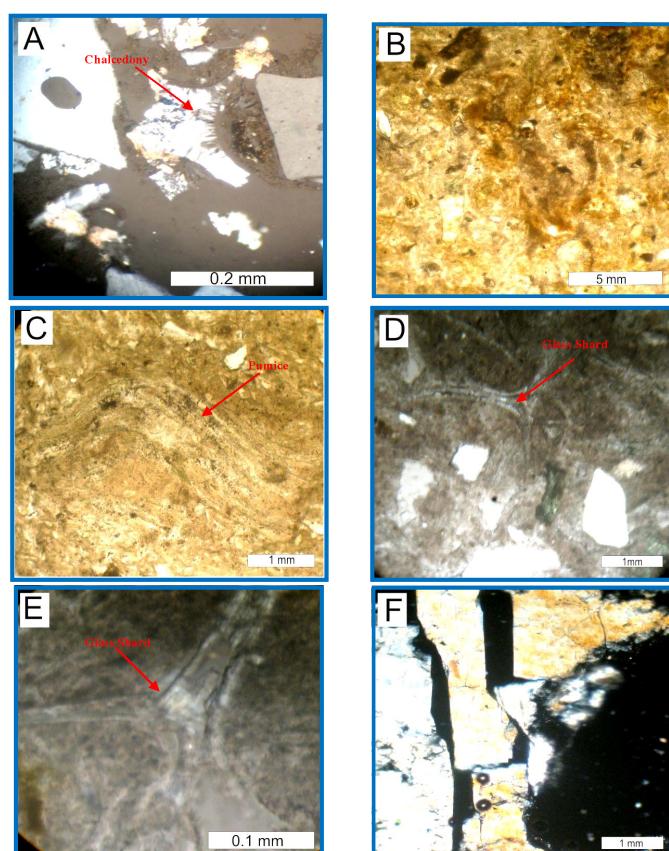


شکل ۴: نمایی از زئولیت‌های منطقه سرتخت (دید به سمت شمال شرق).

روش تجربی

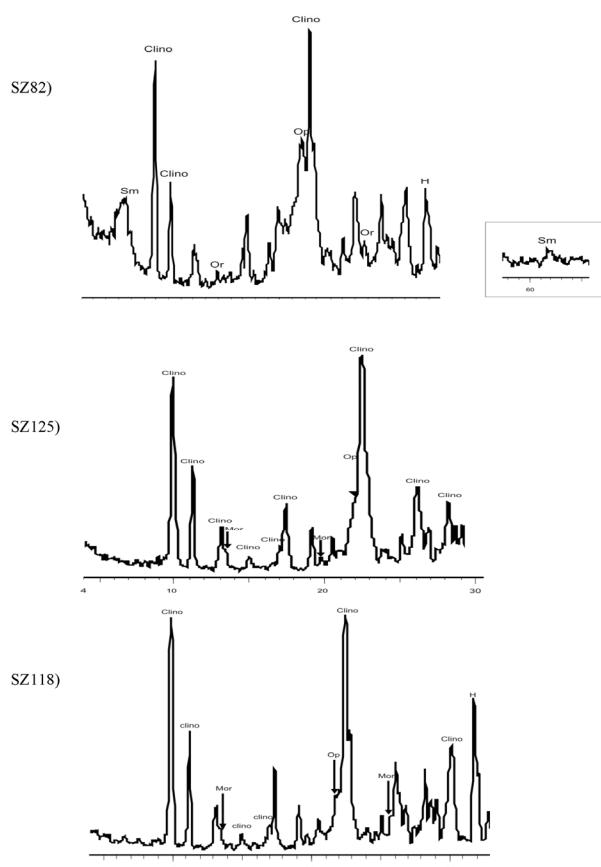
به منظور رسیدن به اهداف تعیین شده، ۴ نیمرخ انتخاب و بیش از ۱۰۰ نمونه توف زئولیتی، لیتیک توف زئولیتی شده، دولومیت و شیلهای بین‌لایه‌ای از نیمرخ‌ها و بیرون‌زدگی‌ها جمع آوری گردید. ۴۰ مقطع نازک تهیه و به کمک میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت. پراش پرتو ایکس (XRD) با چشممه Cuk α در آزمایشگاه سازمان زمین شناسی با دستگاه مدل زیمنس D5000، روی ۲۰ نمونه زئولیت‌دار انجام گرفت. سطوح تازه شکسته شده ۳ نمونه به منظور مشاهده شکل بلوری و ساختمان (مورفولوژی) کانیهای تشکیل‌دهنده

ریز بلور بوده‌اند، که این بخش‌ها در حال معدن‌کاری می‌باشند. توفهای ریزبلور در مقاطع نازک همانطور که در شکل نشان داده شده است شامل اثراتی از شیشه و شاردهای شیشه‌ای، قطعاتی از بلورهای کوارتز و همین‌طور لنزهای اسمکتیت-کلریت مخلوط لایه موجود در پومیس دیده می‌شود. علاوه بر آن می‌توان کلسدونی، دولومیت، ژیپس، سلسنیت را در این مقاطع تشخیص داد. توفهای درشت بلور اغلب از پلازیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک و کوارتز با بافت خلیج خوردگی تشکیل شده‌اند، شیشه و شاردهای شیشه‌ای به صورت سیمان و جوش‌دهنده این کانیها در بین کانیهای کوارتز و پلازیوکلاز دیده می‌شود. همانطور که در بالا اشاره شد، شیشه و شاردهای شیشه‌ای به زئولیت و کلسدونی تجزیه شده است (شکل C, B, A-۵ و D-۵). مشاهده آثاری از سلسنیت و ژیپس لزی از منطقه سرتخت شکل (D-۵) و با توجه به تشابه داده‌های کانی‌شناسی آن با داده‌های زئولیت‌ها و بنتونیت‌های افتر بنا به نظر (بازرگانی گیلانی و ربانی ۱۳۸۳) باید زئولیت‌ها و بنتونیت‌ها منطقه سرتخت در محیط قلیایی با pH تقریبی ۷-۸/۵ تشکیل شده باشند. وجود بین‌لایه‌های دولومیتی، محیط بین جزء و مدى را برای نهشته شدن توفهای و سپس تبدیل آنها به زئولیت‌ها را مسجل می‌کند.



شکل ۵: A- لیتیک توف با شاردهای شیشه‌ای، در مرکز شاره به کلسدونی تبدیل شده است، B- زمینه شیشه‌ای و اثراتی از شاردهای شیشه‌ای، C- پومیس تجزیه شده به زئولیت ، D - شاردهای شیشه‌ای با قطعات کوارتز، E- شاردهای شیشه‌ای با بزرگنمایی بالا تبدیل به کلسدونی و زئولیت شده است، F- سلسنیت در کنار کوارتز.

موردنیت: کانی زئولیتی دیگری می‌باشد که به عنوان فراورده دیاژنتیکی توف سیلیسی محسوب می‌شود (Tsolis Katagas 1989, Passaglia *et al.*, 1995). در رسوبات آتشفسانی اغلب در مرحله دیاژنز از تبدیل شیشه به آن ایجاد می‌شود، که همراه با کلینوپتیلویلت، اریونیت، کریستوبالیت، اوپال CT، ارتوکلاز و اسمکتیت تشکیل می‌گردد (Passaglia & Sheppard 2001). در نمودار پرتو ایکس اغلب گراف و قله مشابهی با کلینوپتیلویلت دارد و تنها در فواصل ۵/۷۸، ۴/۵۱، ۲/۶۹ و ۳/۳۸ از آن متفاوت می‌باشند.



شکل ۶: طیف‌های پراش پرتو ایکس به ترتیب از نمونه‌های قاعده‌ای، میانی و بالای نیمرخ (SZ82, SZ125, SZ118) مربوط به نمونه شماره ۱، نمونه شماره ۲، نمونه شماره ۳: کلینوپتیلویلت، اوپال CT و ارتوکلاز، نمونه شماره ۴: کلینوپتیلویلت، اوپال CT، کمی موردنیت، نمونه شماره ۵: مربوط به قاعده نیمرخ و شامل میزان بالاتری کلیوپتیلویلت و موردنیت و به میزان کمتری اوپال CT، کلینوپتیلویلت، H= هالیت، Mor= موردنیت، OP= اوپال CT، Or= ارتوکلاز، Sm= اسمکتیت،

اسمکتیت: اغلب کانیهای رسی در زاویه ۱۰۲۰ - ۵ درجه پیک شاخص نشان می‌دهند، با نظر به مراجع (O.Ch Choo.& T.W. Chang 2000) و بازرگانی گیلانی و ربانی (۱۳۸۳) اسمکتیت دو هشت و جمی در زاویه ۶۰-۶۲ درجه پیک شاخص \AA ۱/۴۹۵ تا ۱/۵ نشان می‌دهد. با توجه به شکل (۶ و ۷) و مراجع اخیر می‌توان بیان کرد که رس مشاهده شده

نمونه‌های زئولیت‌دار در ابعاد تقریبی ۵ میلی متر در دمای ۷۰°C خشک شد و با طلا به ضخامت حدود ۵۰ نانومتر در خلاء پوشش داده شد و آنگاه با میکروسکوپ الکترونی روبشی زایس (Zeiss) مدل DM5960 در دانشکده علوم دانشگاه تهران مورد مطالعه قرار گرفته است. برای تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و واسطه، تعداد ۷ نمونه که در نمودار پرتو ایکس خلوص بالایی از زئولیت نشان می‌دادند انتخاب و از آنجا که این نمونه‌های آغشته با نمک طعام ۳ بار با آب مقطر شستشو و سپس روی آنها آنالیز شیمی کل به روش ICP-ES, MS در آزمایشگاه ACME کانادا صورت گرفت. برای تجزیه نمونه‌ها به روش فوق الذکر برای تعیین عناصر اصلی ۰/۲ گرم از نمونه با LiBO₂ منجذب شده و به روش ICP-ES تجزیه می‌شوند، همینطور برای تجزیه عناصر کمیاب و واسطه ۰/۵ گرم نمونه در ۳ میلی لیتر HCl, HNO₃, H₂O₂ حل کرده و در دمای ۹۵°C به مدت یک ساعت نگه داری می‌شوند و بعد محلول را رقیق و به ۱۰ میلی لیتر می‌رسانند و سپس به روش ICP-MS تجزیه می‌شوند.

کانی‌های توالی زئولیت‌دار

با توجه به داده‌های پراش پرتو ایکس و ریخت‌شناسی میکروسکوپ الکترونی (SEM) مربوط به نیمرخ شماره ۱، نمونه‌ها در این نیمرخ به طور عمده از کلینوپتیلویلت، اوپال CT، نمک و به میزان کمتر موردنیت، فلدسپار پاتاسیم تشکیل شده است (شکل ۶). همینطور در بالای نیمرخ، نمونه شماره SZ82، رس بالایی نشان می‌دهد. آثاری از شیشه اولیه را در مقاطع نازک (شکل ۶E) و میکروسکوپ الکترونی می‌توان دید که در حفرات حاصل از انحلال به کلینوپتیلویلت و اوپال CT تبدیل شده‌اند. کانی‌شناسی توفهای زئولیتی شده بوسیله تفسیر XRD، در جدول ۱ نمایش داده شده است.

کلینوپتیلویلت: کانی تخته‌ای و بلوكی خودشکل (De Pablo-Galam & De Chavez-Garcia 1996) با اندازه متوسط ۸ میکرون می‌باشد. همانطورکه در شکل ۶ مشاهده می‌شود این کانی به عنوان تشکیل‌دهنده اصلی (بیشتر از ۷۰ درصد) نمونه SZ118 می‌باشد. پیک شاخص این کانی در نمودار پرتو ایکس در ۹/۸۸، ۹/۹۵ \AA می‌باشد. با توجه به دو پیک مشخص در فاصله صفحه‌ای ۵/۹۲ \AA و ۵/۹۴ \AA همینطور با رجوع به مرجع (M.M. Treacy & J.B. Higgins 2001) کلینوپتیلویلت به احتمال زیاد دارای ترکیب شیمیایی $[\text{Si}_{29.84}\text{Al}_{6.16}\text{O}_{72}]\text{Na}_{1.84}\text{K}_{1.76}\text{Mg}_{0.2}\text{Ca}_{1.24}(\text{H}_2\text{O})_{21.36}$ می‌باشد. این کانی اغلب همراه با اوپال CT و همینطور در مشاهدات میکروسکوپ الکترونی در ارتباط با شیشه و به میزان اندکی اسمکتیت می‌باشد و اغلب پرکننده حفرات حاصل از انحلال می‌باشد (شکل ۷).

می باشند. میان لایه های غنی از اوپال CT نشان می دهد که این کانی از تجزیه شاردهای شیشه ای به اسماکتیت و کلینوپتیلویلت و آزادشدن سیلیس ایجاد می شود (Altaner & Grim 1990). اوپال CT در نمونه های بالای نیمرخها پیک شدیدتری داشته و نشان دهنده این موضوع است که در آغاز اوپال CT و اسماکتیت تشکیل و سپس کلینوپتیلویلت، حاصل تغییرات دیازنیک آنها می باشد. کانی های همراه دیگر توالی زئولیت دار که در تفسیر نمودار پرتو ایکس قابل رویابی می باشند عبارتند از: فلدسیار پتابسیم (اور توکلاز) با پیک های شاخص (۳/۷۷ ، ۴/۲۲ ، ۳/۳۱) و ژیپس (۷/۵۶)، نمک طعام (۲/۸۱)، کلسیت (۳/۰۳۵)، دولومیت (۳/۸۹).

ژئوشیمی زئولیت ها

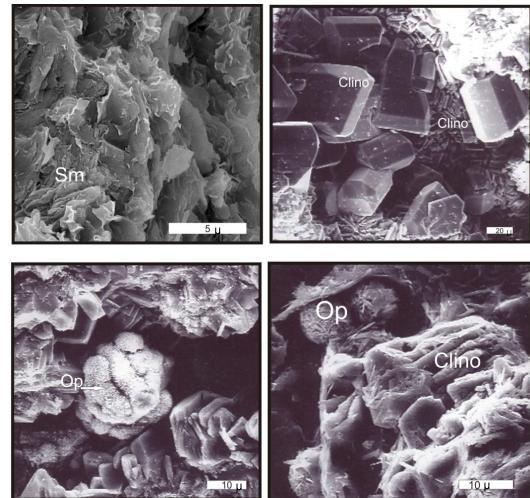
با توجه به داده های نمودار پرتو ایکس نمونه ها به منظور تجزیه شیمیایی از نیمرخ ۱ و ۳ انتخاب گردید. توف های زئولیتی به دلیل آلودگی با کلورور سدیم با آب مقطر شستشو داده شدند تا داده های تجزیه نمونه های عاری از نمک بدست آید (جدول ۲). پلات عنصر اصلی در نمودار (A= Al_2O_3 , F= FeO , M= MgO) AFM (A= Al_2O_3 , F= FeO , M= MgO) تغییرات ترکیب عناصر اصلی را نشان می دهد (Berry 1999). همانطور که در شکل ۸ مشخص است، تمام زئولیت ها در قطب Al_2O_3 قرار می گیرند و آن بدين معناست که توف اولیه ترکیب اسیدی داشته است. با پلات اسیدی کاتیون های مختلف در نمودارهای مثلثی می توان روند پارازنیک را در زئولیت ها و بنتونیت ها مورد بررسی قرار داد (Noh & Boles 1989, Tsolis-Katagas & Katagas 1989).

جدول ۲: ترکیب شیمیایی سنگ کل مربوط به نمونه های نیمرخ ۱ و ۳.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
SZ20	73.89	7.79	0.78	0.31	0.22	3.92	1.58
SZ22	66.03	11.83	0.88	0.44	0.3	5.17	2.09
SZ85	66.72	11.99	1.11	0.81	0.46	4.55	2.87
SZ118	67.16	11.06	0.85	0.56	0.22	4.22	3.35
SZ120	68.28	10.99	0.96	0.41	0.72	4.35	2.35
SZ121	66.43	11.63	0.9	0.55	2.13	2.76	2.61
SZ124	68.89	10.71	0.91	0.38	1.03	4.08	2.1

داده های بدست آمده از تفسیر نمودار پرتو ایکس قاعده نیمرخها، موردنیت و کلینوپتیلویلت بالاتر و اوپال CT و اسماکتیت پایین تر را نشان می دهد. به سمت بالا از میزان موردنیت و کلینوپتیلویلت کاسته می شود و پیک های اسماکتیت و اوپال CT شدیدتر می شود. این داده ها توسط آنالیز شیمی تایید می شود. در شکل ۹ ترکیب نسبی کاتیون های قابل تعویض نشان داده شده است. میزان کاتیون های قلیایی بسیار بیشتر از Ca بوده و ۸۰-۹۰% کاتیون های قابل تعویض Na و K می باشد. لازم به ذکر است که تفاوت اندکی در نمونه ها به نظر می آید، بدین صورت که، نمونه های مربوط به قاعده غنی از Na, K و نمونه های

در نمونه SZ82، اسماکتیت دو هشت وجهی می باشد. میزان بالای اسماکتیت و اوپال CT در نمونه های مربوط به بالای نیمرخ پیشنهاد می کند که این نمونه ها نشان دهنده مراحل اولیه دیاژنر می باشند (Reynold & Anderson, 1967, Reynolds 1970, Tsolis-Katagas 1989 & Katagas 1989).



شکل ۷: تصویر میکروسکوپ الکترونی، A-SZ82 نمونه، B-SZ120 کلینوپتیلویلت با بلور خودشکل و تخته ای تشکیل شده در حفرات احلاطی، C-Op ریز کره های اوپال CT به همراه کلینوپتیلویلت در حفره تشکیل شده است. Sm = کلینوپتیلویلت، CT = اوپال، Clino = کلینوپتیلویلت، Op = دولومیت، Gyp = اسماکتیت.

جدول ۱: کانی شناسی با روش پراش پرتو ایکس از نمونه های زئولیتی شده نیمرخ شماره یک (شکل ۳).

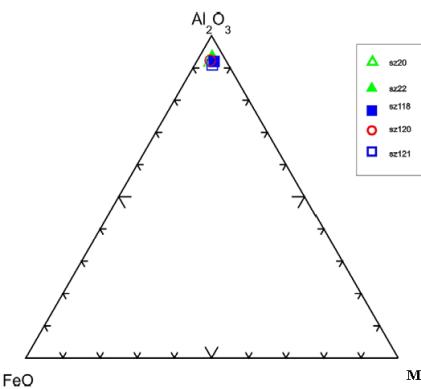
Sample No.	Clin	Mor	Sm	Opl-CT	Cal	Dol	Hal	Orth	Ptg	Gyp
SZ82	****	*	**	***	*	*	**	*	*	-
SZ125	****	*	*	***	-	-	*	*	*	-
SZ124	****	*	*	**	-	-	-	-	-	-
SZ123	****	*	-	**	-	-	-	-	-	-
SZ122	****	*	-	**	-	-	*	**	*	-
SZ121	****	*	-	*	-	-	*	*	-	*
SZ120	****	*	-	*	-	-	*	*	-	*
SZ119	****	*	-	*	-	*	*	*	-	-
SZ118	****	*	-	*	-	-	*	*	-	-

****: خیلی زیاد، ***: زیاد، **: متوسط، *: کم، Alb: آلیت، Clino: کلینوپتیلویلت، Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Gyp: ژیپس، Hal: هالیت، Orth: اسماکتیت، Mor: موردنیت، Op: اوپال-CT، Sm: کلینوپتیلویلت.

اوپال CT: ریز کره های اوپال CT با پیک شاخص 404 \AA (De Pablo & Galan & De Chavez-Garcia, 1996) همراه با کلینوپتیلویلت بوده (شکل ۷) و از تشکیل دهنده های اصلی نمونه های منطقه مورد مطالعه

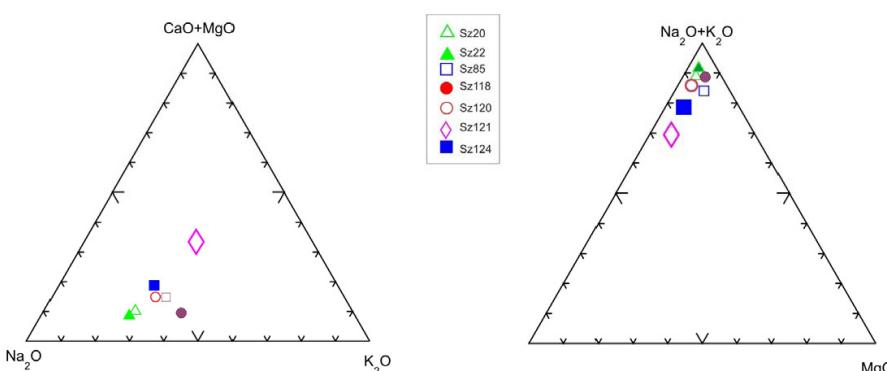
عناصر اصلی استفاده کرد. بدین منظور باید عناصر فرعی و کمیاب که در طی دیاژنز تحرک پایینی دارند، به کار برد. شکل ۱۰ پلات داده‌ها در نمودار SiO_2 - Zr/TiO_2 - Al_2O_3 Winchester & Floyd, 1977 در مقابل SiO_2 در نمودار Berry 1977 می‌باشد، از این نمودارها می‌توان برای طبقه‌بندی عمومی سنگها و تشخیص نوع شیشه بوجود آورنده زئولیتها کمک گرفت (Berry 1999)، با توجه به شکل ۱۰-A به استثنای نمونه SZ20 که در محدوده ریولیتی قرار گرفته، تمام نمونه‌ها در محدوده ریوداسیتی تا داسیتی جای می‌گیرند. با پلات داده‌های مربوط به زئولیتها منطقه در نمودار ۱۰-B از 1977 در مقابل Zr/TiO_2 - Al_2O_3 , Winchester & Floyd 1977 در مقابل Nb/Y ، همه نمونه‌ها در منطقه ریوداسیت/داسیت قرار می‌گیرد، بیان کننده این موضوع است که شیشه به وجود آورنده زئولیتها ترکیب ریوداسیتی-داسیتی داشته است (شکل ۱۰). نتایج آنالیزشیمی عناصر نادر خاکی در جدول ۳ آورده و در شکل ۱۱ پلات شده است. توزیع REE در شکل، منشا پوسته بالایی را برای توفها نشان می‌دهد، به این صورت که عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) افت شدید پیدا کرده و آنومالی شدید منفی نشان می‌دهد (Taylor & McLennan 1985) Eu Berberian & King 1981, Dewey et al. (1973) ذکر شده است، نشان می‌دهد که فعالیت‌های ولکانیکی و ولکانوکلاستیک ائوسن مرتبط با فروزانش می‌باشد.

بالای نیمرخ غنی از Ca می‌باشد. با این توضیحات حضور موردنیت به عنوان کانی زئولیتی سدیم دار در قاعده نیمرخ طبیعی به نظر می‌رسد. از آنجا که کاتیونهای Na و K تحرک بالایی دارند در اثر شستشو در اعمق پایین تجمع می‌یابند و زئولیتها غنی از سدیم و پتاسیم در ستون نیمرخ مربوط به افق پایین می‌باشد، در حالیکه Ca به دلیل تحرک کمتر و همینطور از آنجا که در محیط تبخیری میزان کلسیم بالا بوده لذا در اعمق کمتر اسمکتیت، کانی رسی غنی از کاتیونهای Ca و Mg تشکیل می‌شود.

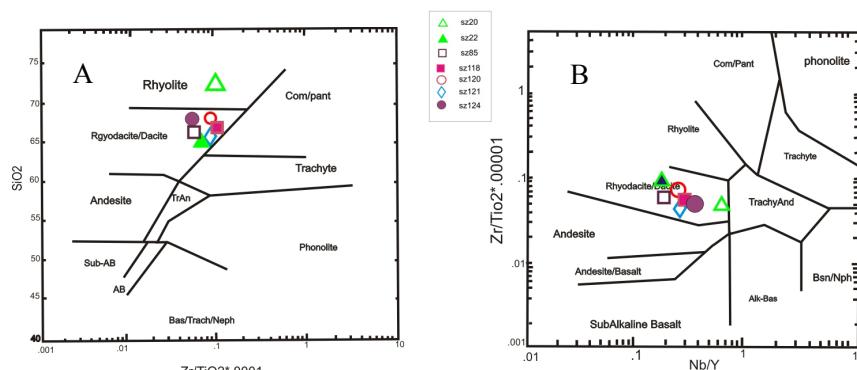


شکل ۸: پلات عناصر اصلی ۷ نمونه انتخاب شده از نیمرخ‌های ۱ و ۳ در نمودار (AFM, A= Al_2O_3 , F= FeO , M= MgO)

از آنجا که در طول دیاژنز، ترکیب توف اولیه از نظر میزان عناصر اصلی تغییر می‌کند لذا برای بدست آوردن ترکیب اولیه توفها نمی‌توان از



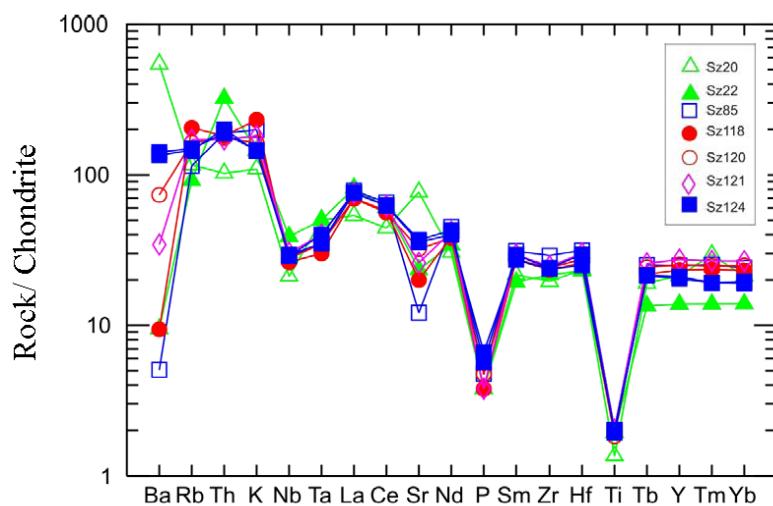
شکل ۹: ترکیب توفهای زئولیتی شده در نمودارهای سه‌تایی $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO}-\text{MgO}$ و $(\text{MgO}+\text{CaO})-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (عالم مشابه با شکل ۷) می‌باشد.



شکل ۱۰: طبقه‌بندی نمونه‌های زئولیتی بر اساس Winchester & Floyd 1977

جدول شماره ۳: عناصر کمیاب تجزیه شده تعدادی از نمونه‌های نیمرخ‌های ۱ و ۳ به روش ICP-MS

	<i>La</i>	<i>Ce</i>	<i>Pr</i>	<i>Nd</i>	<i>Sm</i>	<i>Eu</i>	<i>Gd</i>	<i>Tb</i>	<i>Dy</i>	<i>Ho</i>	<i>Er</i>	<i>Tm</i>	<i>Yb</i>	<i>Lu</i>
	ppm													
<i>SZ20</i>	17.6	38.3	4.87	19.2	4.41	0.45	5.04	0.99	6.22	1.33	4.33	0.74	4.65	0.79
<i>SZ22</i>	26.7	52.4	5.91	21.5	3.92	0.3	3.54	0.7	4.01	0.84	2.65	0.47	3.05	0.51
<i>SZ85</i>	25.7	56.6	7.2	28.4	6.32	0.83	6.93	1.31	7.78	1.6	4.97	0.86	5.29	0.89
<i>SZ118</i>	22.9	49.6	6.16	24.3	5.56	0.65	6.19	1.14	7.02	1.49	4.72	0.8	5.08	0.82
<i>SZ120</i>	22.7	48.5	5.97	24	5.56	0.66	6.17	1.26	7.5	1.59	5.07	0.84	5.49	0.9
<i>SZ121</i>	24.8	53.7	6.69	26.4	5.98	0.71	6.63	1.34	8.12	1.76	5.3	0.91	5.87	0.95
<i>SZ124</i>	24.8	54.3	6.68	26.9	5.96	0.62	5.96	1.12	6.55	1.29	3.92	0.65	4.29	0.69



شکل ۱۱: نمودار عنکبوتی هنجار شده با کندریت نمونه‌های زئولیتی منطقه سرتخت.

اسمکتیت و اوپال CT در نمونه‌های مربوط به بالای نیمرخ نشانده‌نده مراحل اولیه دیاژنر می‌باشد. با پیشرفت دیاژنر کلینوپتیلولیت و موردنیت که نسبت به اسмکتیت سیلیس کمتری دارد تشکیل می‌شود. با توجه به این مشاهدات و همینطور pH قلیایی محیط (حضور ژیپس و سلسیتین) می‌توان به نظریه Surdam & Parker, 1972 و طرح پیشنهادی آنها رجوع کرد، بطوریکه طی دو مسیر، کلینوپتیلولیت و موردنیت تشکیل می‌شود. مسیر اول ابتدا از شیشه ولکانیکی با خارج شدن SiO_2 , K_2O , Na_2O و غنی شدن $\text{MgO}, \text{Al}_2\text{O}_3$ و CaO مونتموریونیت (اسمکتیت دوهشت وجهی) تشکیل می‌شود و سپس با افزایش pH سیال منفذی و بر همکنش سیال با رس، کلینوپتیلولیت و موردنیت تشکیل می‌شود. مسیر دوم، تشکیل ژل از شیشه می‌باشد که با افزایش pH، ژل به کلینوپتیلولیت و موردنیت تبدیل می‌شود.

نتیجه گیری

بنابر نظر De Pablo-Galam & De Chavez-Garcia 1996 توپهای ریولیتی واقع در کمریند آتشفشاری مکزیک در یک محیط آب‌شناسی باز به دو زون کلینوپتیلولیت + اوپال و کلینوپتیلولیت + موردنیت + اریونیت + اوپال CT تجزیه شده است. فرایند دیاژنر همراه با آب‌گیری و خارج شدن SiO_2 , K_2O , Na_2O از ماده ای اولیه ریولیتی و غنی‌شدن $\text{MgO}, \text{Al}_2\text{O}_3$ و CaO می‌باشد. فراوانی زئولیت تقریباً خالص در توالی مورد نظر وجود مواد آذرین در اندازه‌ی ماسه در بعضی نمونه‌ها (کوارتز و پلازیوکلاز پیروژنیک) و همینطور وجود آثاری از شاردهای شیشه ای اولیه به طور واضح بیان می‌دارد که ماده اولیه‌ای که زئولیت‌ها از آن تشکیل شده‌اند، خاکسترها آتشفشاری و شاردهای شیشه ای می‌باشد. میزان بالای

منابع:

- بازرگانی گیلانی ک، ربانی م. ص. ۱۳۸۳: کانی‌شناسی و مشخصات شیمیایی و تکوینی بتونیت تهنچست‌های انسن منطقه افتر، غرب سمنان. مجله کانی‌شناسی و بلورشناسی ایران. ۲: ۱۶۹-۱۸۸.
- بازرگانی گیلانی ک، ربانی م. ص. ۱۳۸۴: نهشت سلسیتین چینه کران منطقه افتر، غرب سمنان. فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین. ۵۵: ۴۱-۳۰.

بازرگانی گیلانی ک.، رضایی س. ۱۳۸۶: سنگ میزبان و طرز تشكیل زئولیتهای منطقه سرتخت، جنوب شرقی سمنان، شمال ایران مرکزی. یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

حجازی م.، قربانی م. ۱۳۷۳: بنتونیت-زئولیت، سازمان زمین‌شناسی کشور. ۱۰۸ صفحه.

مهدیزاده شهری ح.، ربانی م.ص.، بازرگانی گیلانی ک.، ابراجیان ع.، ا. ۱۳۸۵: مطالعه بنتونیتها و زئولیتهای منطقه معلمان (جنوب دامغان) با نگاهی به کانسار بنتونیت سوسن وار و زئولیت گندی. فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین. ۶۱: ۱۲۴-۱۳۹.

Altaner S.P., Grim R.E. 1990: Mineralogy, chemistry, and diagenesis of tuffs in the Sucker Creek Formation (Miocene), eastern Oregon. *Clays and Clay Minerals.* **38:** 561-572.

Amini A.H. 1997: Provenance and depositional environment of the Upper Red Formation, Cetral Iran. Phd thesis, Manchester. 320Pp.

Berberian M., King G.C.P. 1981: Toward the paleogeography and tectonic evolution of Iran Report no. 52: 626pp.

Berry R.W. 1999: Eocene and Oligocene Otay-type waxy bentonites of San Diego County and Baja California, Chemistry, Petrology and Plate tectonic implication. *Clays and Clay Minerals.* **47:** 70-83.

Choo C.O., Chang T.W. 2000: Characteristics of clay minerals in gouges of the Dongrae Fault, southeastern Korea, and implications for fault activity. *Clays and Clay Minerals.* **48:** 204-212.

De Pablo-Galan L., De Chaves-Garcia M. 1996: Diagenesis of Oligocene vitric tuffs to zeolites, Mexican Volcanic Belt. *Clays and Clay Minerals.* **44:** 324-338.

Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J. 1973: Plate tectonic and evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.* **84:** 3137-3180.

Farhoudi G. 1978: A comparison of Zagros geology to Island arcs. *Jour. Geol.* **86:** 323-334.

Flanigen E.M., Mumpton F.A. 1977: Commercial properties of natural zeolites. Mineral. Soc. of Amer. Short Cour. Notes **4:** 165-175.

Foster H. 1976: Continental drift in Iran in relation to the Afar structures. In: Pilger A., and Rosler E(eds) Afar between continental and oceanic rifting, Schweiz. Verlags. Stutt. 2 pp.182-190.

Gansser A. 1958: The general geology of Iran. NIOC. Geol Report no. 194.

Ghiara M.R., Petti C., Franco E., Lonis R., Luxoro S., Ganzzo L. 1999: Occurrence of clinoptilolite and mordenite in Tertiary calc-alkaline pyroclastites from Sardinia (Italy). *Clays and Clay Minerals.* **47:** 319-328.

Kacmaz H., Köktürk U. 2004: Geochemistry and mineralogy of zeolitic tuffs from the Alacati (Cesme) area, Turkey. *Clays and Clay Minerals.* **52:**705-713.

Mumpton F.A. 1977: Natural zeolites. Mineral. Soc. of Amer. Short Cour. Notes 4: pp.1-17.

Nabavi M., 1976: An introduction to geology of Iran. Geological Survey of Iran. 109pp.

Noh J.H., Boles J.R. 1989: Diagenetic alteration of perlite in the Guryongpo Area Republic of Korea. *Clays and Clay Minerals.* **37:** 47-58.

Passaglia E., Artioli G., Gualtieri A., Carnevali R. 1995: Diagenetic mordenite from Ponza, Italy. *European Journal of Mineralogy.* **7:** 429-438.

Passaglia E., Sheppard R.A. 2001: The crystal chemistry of zeolites: in Natural zeolites: Bish D.L., Ming D.W., ed., *Miner. Soc. Amer.* **2:** 69-116.

Reynolds R.C., Anderson D.M. 1967: Cristobalite and clinoptilolite in bentonite beds of the Coville group, northern Alaska. *J. Sediment. Petrol.* **37:** 966-969.

Reynolds W.R. 1970: Minerology and stratigraphy of lower Tertiary clays and claystones of Alabama. *J. Sediment. Petrol.* **40:** 829-838.

Son B.K., Yoshimura T., Fukasawa H. 2001: Diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectites from alternating beds in Miocene to Pleistocene rocks of the Nigata Basin, Japan. *Clays and Clay Minerals.* **49:** 333-346.

Stamatakis M.G., Hall A., Hein J.R. 1996: The zeolite deposits of Greece. *Mineral. Deposita.* **31:** 473-481.

Surdam R.C., Parker R.D. 1972: Authigenic aluminosilicate minerals in the tuffaceous rocks of the Green River Formation, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **83:** 689-700.

Taylor SR. McLennan SM. 1985: The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell scientific Publ. 266Pp.

Treacy M.M. & Higgins J.B. 2001: collection of stimulated XRD powder patterns for zeolites. Elsevier.184-185.

Tsolis-Katagas P., Katagas C. 1989: Zeolites in pre-caldera pyroclastic Rocks of Santorini Volcanic, Aegean Sea, Greece. *Clays and Clay Minerals.* **37:** 497-510.

Utada M. 2001: Zeolites in burial diagenesis and low grade metamorphic rock: in Natural zeolites, Bish D.L., Ming D.W., ed., *Miner. Soc. Amer.* **9:** 277-305.

Walton A.W. 1975: Zeolitic diagenesis in Oligocene volcanic sediments, Trans-Pecos Texas, *Geol. Soc. Amer. Bull.* **86:** 615-624.

Winchester J.A., Floyd P.A. 1977: Geochemical discrimination of different magma Series and their differentiation products using immobile element. *Chem. Geol.* **20:** 352-343.