

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/374350088>

زینولیت در پیروکسن کانی شیمی های سنگ شبه آتشفشانی های جزیره (آتشفشان اسالمی ...ژئوترموبارومتری از شواهدی سارای): و محیط تکتونیکی آنها تشکیل

Article · October 2023

CITATIONS

0

READS

59

3 authors:



Pouya Besharati

University of Tehran

3 PUBLICATIONS 4 CITATIONS

SEE PROFILE



Fatemeh Sepidbar

Ferdowsi University of Mashhad

52 PUBLICATIONS 502 CITATIONS

SEE PROFILE



Ali Kananian

University of Tehran

106 PUBLICATIONS 825 CITATIONS

SEE PROFILE

شیمی کانی پیروکسن در زینولیت‌های سنگ‌های آتشفشانی شبه جزیره اسلامی (آتشفشان سارای): شواهدی از ژئوترموبارومتري و محیط تکتونیکی تشکیل آنها

پویا بشارتی^۱، علی کنعانیان^{۱*}، فاطمه سپیدبر^۲

۱. دانشکده زمین شناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران

۲. گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

دریافت ۱۴۰۰/۱۰/۰۸

پذیرش ۱۴۰۰/۱۲/۰۷

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی اولتراپتاسیک شبه جزیره اسلامی (آتشفشان سارای) در شمال غرب کمربند ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده‌اند. گدازه‌های فونولیتی حاوی زینولیت، بخش قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی ناحیه را دربر می‌گیرند. انواع زینولیت در این سنگ‌ها به دو گروه زینولیت‌هایی با ترکیب معادل بازالت و تراکی‌اندزیت قابل تقسیم‌اند. فنولیت‌ها و هر دو نوع زینولیت، غنی‌شدگی از LREE و الگوی کمابیش مسطح از HREE در کنار بی‌هنجاری منفی Nb, Ta, Eu و Ti و بی‌هنجاری مثبت K, Th, Ba, Rb نشان می‌دهند. این نمونه‌ها همگی ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا دارند و در یک محیط کمان آتشفشانی پس از برخورد شکل گرفته‌اند. کلینوپیروکسن‌های فنولیت‌های میزبان در فشار متوسط تا بالا (۶ تا ۱۵ کیلوبار) و دمای ۱۲۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند در حالی که کلینوپیروکسن‌ها در زینولیت‌های بازالتی در فشار ۲ تا ۵ کیلوبار، دمای ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و در زینولیت‌های تراکی‌اندزیتی در فشار ۶ تا ۱۰ کیلوبار و دمای ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. به عبارتی دما و فشار تبلور دیوپسید در زینولیت‌ها کمتر از سنگ میزبان فنولیتی آنها است و لذا با توجه به عدم وجود شواهدی چون ذوب شدگی، انحلال، حضور زینوکریست و یا تجمع ریزبلورها در مرز کانی‌ها و محل تماس زینولیت و ماگمای میزبان، به نظر می‌رسد که زینولیت‌ها در مسیر صعود ماگما، از دیواره‌ها جدا و توسط ماگما به سطح منتقل شده باشند.

واژه‌های کلیدی: کالک‌آلکان پتاسیم بالا، زینولیت، شیمی پیروکسن، پس از برخورد، شبه جزیره اسلامی

*نویسنده مسئول: kanaanian@ut.ac.ir

Pyroxene chemistry of xenoliths related to volcanic rocks in Eslamieh peninsula (Saray volcano): Implications for geothermobarometry and tectonic setting

Pouya besharati¹, Ali Kananian^{1*}, Fatemeh Sepidbar²

1. School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

2. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Ferdowsi, Mashad, Iran

Abstract

The Eslamieh Peninsula (Saray) high K-volcanic rocks are exposed in the northwest Urumieh-Dokhtar magmatic belt. They mainly include phonolitic lavas and related xenoliths. The xenoliths can be subdivided in two types with basaltic and trachy-andesitic compositions. The phonolites and related xenoliths are characterized by enrichment in large-ion lithophile elements (LILEs: Th, Ba, Rb and K) and light rare earth elements (LREE), depletion in high-field-strength elements (HFSE: Eu, Ta, Nb and Ti) and flat patterns in heavy rare earth elements (HREE). They have typical high-K and shoshonitic signatures formed in post collisional arc setting. The pyroxenes of phonolitic host studied were physically crystalized in moderate to high pressure (6 to 15kbar) and temperature of 1200-1300 °C whereas those from trachy-andesites and basalts xenoliths were formed at lower pressure (6 to 10 kbar and 2 to 5 kbar) and temperatures (1150-1200 °C and 1100-1150 °C), respectively. Due to lack of evidences for melting, dissolution and existence of accumulated microcrystals at the mineral boundary, it seems that the xenoliths detached from the walls and been transported to the surface during magma ascending.

Keywords: High-k calc-alkaline, xenolith, chemistry of pyroxene, post-collision, Eslamieh peninsula.

*Corresponding Author E-mail: kananian@ut.ac.ir

مقدمه

مطالعه شیمی کانی‌های اصلی سنگ‌های آذرین، کاربرد گسترده‌ای در بررسی فرآیندهای مرتبط با پیدایش سنگ‌های ماگمایی و زینولیت‌های موجود در آنها دارد. بررسی سنگ‌های ماگمایی با سرشت کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی و زینولیت‌های موجود در آنها، اهمیت بسزایی در شناخت پهنه‌های فرورانش دارد. تغییرات شیمیایی در اینگونه سنگ‌ها، تابع عواملی چون جدایش بلوری، هضم، آمیزش ماگمایی و یا آلیش پوسته‌ای است. از اینرو، شیمی کانی‌هایی مانند پیروکسن حاوی اطلاعات ارزشمندی از خاستگاه ماگمایی مذاب در برگیرنده آنها و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور از قبیل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن ماگما است [۱]. زینولیت‌ها همچنین می‌توانند شرایط حاکم بر گوشته را در زمان‌های مختلف به تصویر بکشند و شاهد مستقیمی برای نشان دادن ماهیت گوشته در زیر هر منطقه باشند [۲].

سنگ‌های ماگمایی مختلفی به سن میوسن انتهایی تا پلیو-کواترنری با مشخصات آلکالن، کالک آلکالن و شوشونیتی (یا اولتراپتاسیک) در امتداد نوار ماگمایی ارومیه دختر و در بخش شمالی فلات مرتفع ترکی-ایرانی رخمون دارند [۳ و ۴]. سنگ‌های ماگمایی سنوزویک پسین با ویژگی ژئوشیمیایی کالکوالکالن پتاسیم بالا تا آلکالن در چندین منطقه از فلات مرتفع ترکی-ایرانی من جمله در بخش شمال غربی کمربند ماگمایی ارومیه-ختر (بخش ایرانی این فلات) رخ داده‌اند [۵ و ۶]. فرورانش به سمت جنوب لیتوسفر اقیانوسی تیس که در بخش شمالی فلات ایرانی-ترکی قرار گرفته است، از زمان مزوزوئیک شروع شده و تا سنوزوئیک پسین ادامه پیدا کرده است [۷]. البته پالس‌های متعدد ماگمایی در این ناحیه رخ داده که منطبق با فرورانش به سمت شمال نفوتیس است این سنگ‌ها در ترکیب از کالکوالکالن تا آلکالن متغیر بوده و سنی از پالئوسن تا پلیوسن دارند [۸ و ۹].

شبه جزیره اسلامی (آشفشان سارای) بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران در بخش البرز غربی-آذربایجان و در بخش شمالی نوار ماگمایی ارومیه-دختر (درون فلات مرتفع ایرانی-ترکی) قرار گرفته است [۱۰]. ماگماتیسیم شوشونیتی و اولتراپتاسیک شبه جزیره اسلامی به سن میوسن پسین-پلیوسن در ساحل شرقی دریاچه ارومیه رخ داده است [۱۱ و ۱۲]. از ویژگی منحصر به فرد سنگ‌های ماگمایی شبه جزیره سارای حضور زینولیت‌های اولترامافیک-مافیک در این سنگ‌ها است [۱۳]. اگرچه مطالعات وسیعی درباره منشأ، ماگماتیسیم حاصل از فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نفوتیس، ماگماتیسیم مرتبط با برخورد و پس از برخورد در نوار ماگمایی ارومیه-دختر انجام شده ولی مطالعات نسبتاً کمی در ارتباط با این نوع ماگماتیسیم در بخش‌های شمال غربی این نوار ماگمایی صورت گرفته است [۱۴، ۱۵ و ۱۶]. همچنین تاکنون مطالعه‌ای بر روی شرایط پیدایش ماگما نظیر دما، فشار و عمق تشکیل مذاب سازنده سنگ‌ها، ارتباط ژنتیکی سنگ میزبان و زینولیت‌ها صورت نگرفته است.

بر اساس مشخصات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی شبه جزیره اسلامی، عمدتاً ترکیب اولتراپتاسیک دارند و حاوی زینولیت‌های مختلفی هستند. در بررسی نحوه تشکیل شبه جزیره اسلامی (سارای)، مدل‌های پتروژنتیکی، به وجود تظاهرات نهائی ماگماتیسم حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و ذوب بخشی گوشته متاسوماتیزه و نهایتاً وقوع ماگماتیسم پس از برخورد در یک کمان ماگمایی اشاره دارند [۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۷، ۱۸ و ۱۹]. سنگ‌های آتشفشانی فنولیتی منطقه، میزبان دو نوع زینولیت بازالتی و تراکی‌آندزیتی هستند. در پژوهش حاضر سعی شده است به کمک مطالعات پتروگرافی، داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی پیروکسن موجود در زینولیت-ها و سنگ‌های آتشفشانی میزبان آنها، به تخمین دمای تبلور، فشار و عمق تشکیل مذاب سازنده سنگ‌ها، ارتباط ژنتیکی سنگ میزبان و زینولیت‌ها، میزان تهی شدگی - غنی شدگی از عناصر و درجه ذوب بخشی گوشته منشا سنگ‌های منطقه پرداخته شود. اگرچه مطالعات سنگ نگاری نشان دهنده حضور کانی‌های دیگری نظیر فلوگوپیت به همراه پیروکسن در نمونه‌ها است اما به دلیل کمبود امکانات آزمایشگاهی، دسترسی به شیمی آن‌ها برای تعیین شرایط تبلور ماگما میسر نشد و به داده‌های شیمی کانی پیروکسن برای تعیین شرایط تبلور و خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده نمونه‌های آتشفشانی و زینولیت‌های همراه آن بسنده کردیم.

موقعیت زمین‌شناسی شبه جزیره اسلامی (آتشفشان سارای)

منطقه مورد مطالعه در پهنه زمین‌شناسی البرز غربی - آذربایجان قرار دارد. نبوی [۱۰] در تقسیم‌بندی محدوده‌های تکتونیکی-رسوبی ایران بخش عمده آذربایجان را در پهنه البرز قرار می‌دهد. سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک ناحیه آذربایجان اکثراً در بخش خاوری آن متمرکز شده‌اند. ماگماتیسم میوسن پایانی - کواترنری پهنه البرز غربی - آذربایجان در بخش ایرانی آن مربوط به نواحی آتشفشانی سهند و سبلان است. منطقه آتشفشانی سهند در جنوب تبریز، جنوب باختری بستان‌آباد، شمال مراغه و شمال خاوری دریاچه ارومیه واقع است و وسعتی بیش از ۵۰۰۰ کیلومتر را در برمی‌گیرد. آتشفشان‌های منطقه سهند از دیدگاه پترولوژی به دو دسته قابل تقسیم می‌باشند: (۱) آتشفشان اصلی کوه سهند و دیگر گنبد‌های دهانه‌های آتشفشانی پیرامون سهند مانند گنبد آتشفشانی جنوب روستای علی‌جان، خاتون‌آباد، پخی قلو داغی و قزل‌داغی. (۲) آتشفشان سارای (شبه جزیره اسلامی) با سن پلیو - کواترنری متشکل از سنگ‌های فوئیددار شوشونیتی [۱۸ و ۲۰].

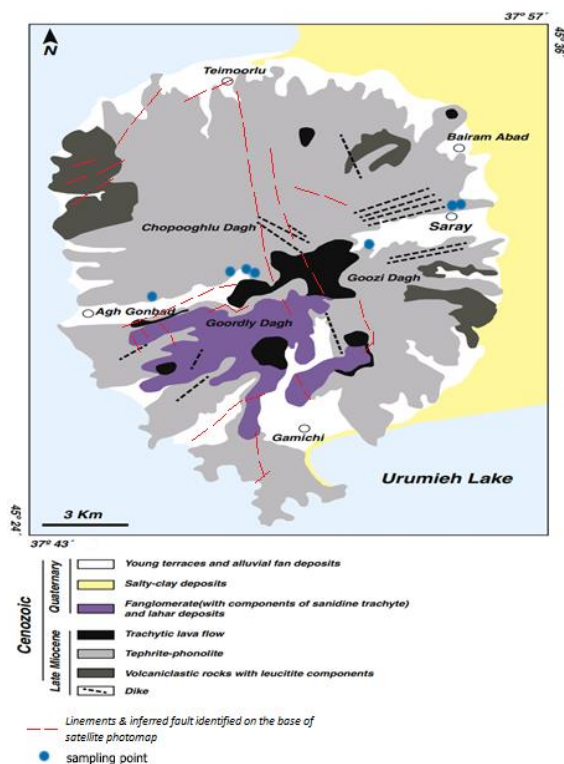
شبه جزیره اسلامی بزرگترین جزیره دریاچه ارومیه است. در موقعیت جغرافیایی با مختصات $45^{\circ} 24' 40''$ طول جغرافیایی شرقی و $39^{\circ} 39' 48''$ عرض جغرافیایی شمالی قرار دارد. مساحت آن حدود ۳۶۰ کیلومترمربع است. این محدوده در شرق دریاچه ارومیه، در فاصله ۱۰۵ کیلومتری جنوب غرب تبریز و ۵۰ کیلومتری شمال شرقی ارومیه واقع شده است (شکل ۲- الف). ارتفاعات شبه جزیره اسلامی (آتشفشان سارای) بصورت یک استراتوولکان با ساختار بالازدگی متقارن مشاهده می‌شود که به واسطه یک دشت پهناور از آتشفشان سهند جدا می‌شود [۱۲]. دو گسل اصلی در منطقه مورد مطالعه شامل گسل سارای - آق گنبد با روند ENE-WSW و گسل تیمورلو - گمیچی با راستای SSE-NNW می‌باشد که محل تلاقی آنها تقریباً بر بخش مرکزی شبه جزیره منطبق است [۲۱ و ۲۲]. از نظر چینه‌شناسی، قدیمی‌ترین واحد سنگ‌شناسی، یک مجموعه

دگرگونی و ماگمایی متشکل از گنیس‌های گرانیتی کادومین و گرانیت‌های تیپ A قوشچی است که اکثراً توسط نهشته‌های نمکی-رسی دریاچه ارومیه پوشانده شده‌اند [۲۳]. واحدهای آتشفشانی بازانیت، لوسیت-تفریت به همراه سنگ‌های پیروکلاستی به عنوان واحد پایینی آتشفشانی و فنولیت، تراکیت و بازانیت حاوی آنالسیم به عنوان بخش بالایی واحد آتشفشانی (با سن میوسن پایانی) معرفی شده‌اند [۱۲] (شکل ۱).

وقوع فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری در شبه‌جزیره اسلامی به تشکیل دهانه ریزشی و ظهور سکانسی از نهشته‌های پیروکلاستی منجر شده است. دایک‌ها و سیل‌های متعدد، گدازه‌های تفریتی-فنولیتی و نهشته‌های لاهار نیز به فراوانی در منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۲-ب). روند دایک‌ها به حضور فاز کششی مرتبط با بالازدگی متقارن بخش مرکزی شبه جزیره اشاره دارد.

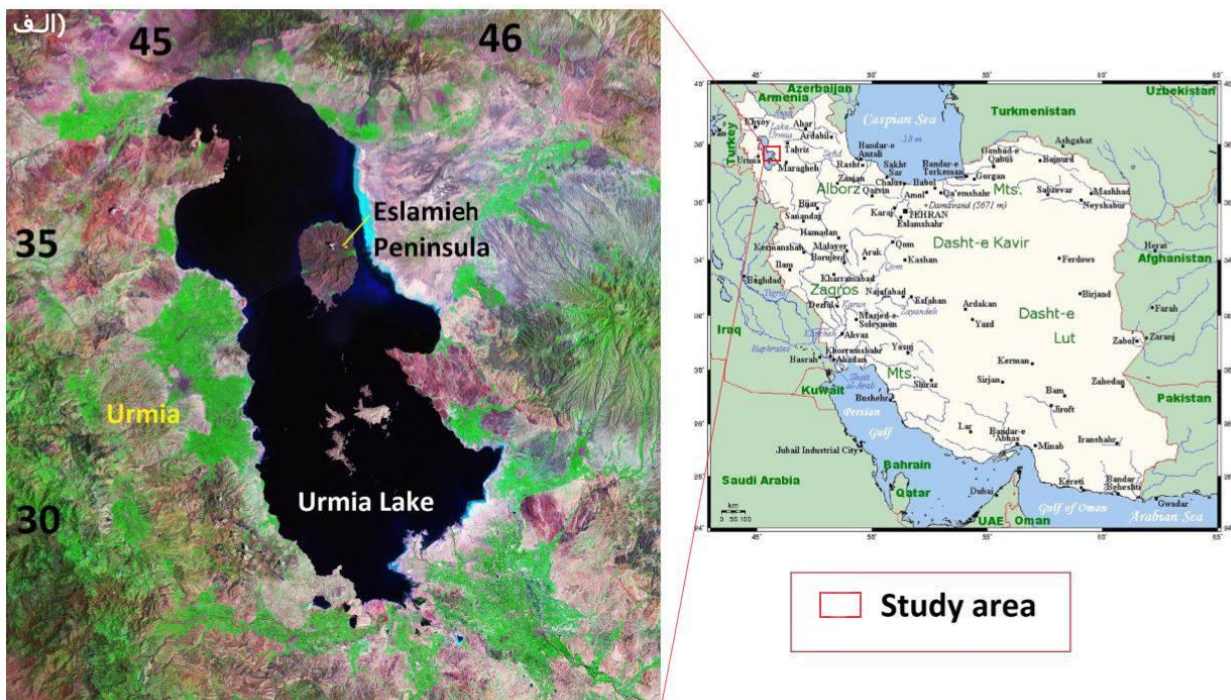
روش مطالعه

برای دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بررسی‌های نخستین و شناخت کلی از منطقه، بازدید صحرایی در تیر و مرداد ماه سال ۱۳۹۶، مجموعاً در ده روز انجام شد. در این راستا، تعداد ۴۵ نمونه سنگی برای بررسی‌های سنگ نگاری برداشت گردید. تلاش شد نمونه‌ها به گونه‌ای برداشت شوند که کمترین هوازدگی و دگرسانی را داشته باشند. در این پژوهش پس از انجام مطالعات صحرایی، تعداد ۷ قطعه زینولیت و سنگ میزبان برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی انتخاب شد.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی شبه جزیره اسلامی [۱۲].

فرآیندهای آماده‌سازی و تهیه پودر از نمونه‌ها در دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، تهیه مقاطع نازک در دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی و بررسی‌های میکروسکوپی در دانشکده علوم پایه دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره) قزوین صورت گرفت. میزان عناصر کمیاب در مرکز IGGCAS دانشگاه علوم پکن به روش تجزیه ۳۵ عنصری انحلال ۴ اسیدی بر پایه کاربرد روش ICP-MS به دست آمده در جدول ۲ آورده شده‌اند. برای آنالیز شیمی کانی کلینوپیروکسن از الکترون پروب مدل JXA- 82230 موجود در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه تکنولوژی ووهان چین (WTU) با ولتاژ ۳۰ کیلووات و جریان $10^{-5} \sim 10^{-12}$ نانوآمپر استفاده شد.



شکل ۲. الف) تصویر موقعیت جغرافیایی دریاچه ارومیه، شمال غرب ایران و شبه جزیره اسلامی [۲۴]. ب) تناوب گدازه و نهشته‌های پیروکلاستیک مربوط به دیواره شمالی روستای سارای

مشخصات صحرایی و سنگ نگاری

از ویژگی منحصر به فرد سنگ‌های ماگمایی شبه جزیره اسلامی حضور زینولیت‌های اولترامافیک-مافیک در این سنگ‌ها است [۱۲ و ۱۳] (شکل ۳ - الف، ب و ج). سنگ‌های آتشفشانی شبه جزیره اسلامی در نمونه دستی دارای رنگ تیره تا خاکستری بوده و ظاهری نهان بلورین دارند. این سنگ‌ها دارای قطعات زینولیت با ابعاد چند میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر هستند (شکل ۳ الف و ب). شکل چند ضلعی، زاویه‌دار، مرز تیز سنگ میزبان، تفاوت رنگ و ساخت، زینولیت‌ها را در نمونه دستی از سنگ میزبان متمایز می‌کند (شکل ۳-ج).



شکل ۳. زینولیت‌های مختلف در سنگ‌های آتشفشانی بخش مرکزی شبه جزیره اسلامی، حدفاصل روستای سارای-آق گنبد. (الف و ب) تصاویر مربوط به زینولیت تیپ I در اندازه‌های مختلف. (ج) تصویر مربوط به حضور هردو تیپ زینولیت I و II در یک سنگ میزبان. (د) تصویر نمونه زینولیت تیپ II

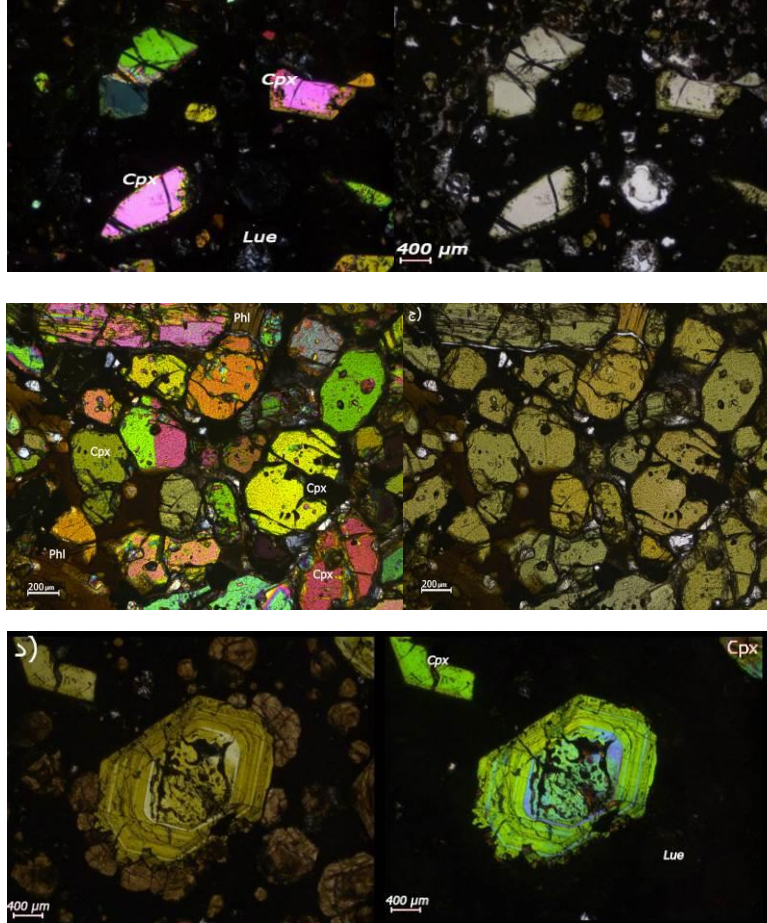
بر اساس مطالعات صحرایی و روابط بافتی دو نوع زینولیت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه قابل شناسایی است که در زیر پس از تشریح اختصاصات میکروسکوپی سنگ میزبان، به بررسی مشخصات پتروگرافی این دو نوع زینولیت می‌پردازیم.

سنگ میزبان: با این که تنوع سنگ‌های آتشفشانی در منطقه نسبتاً زیاد است، این پژوهش به طور خاص بر روی سنگ‌های حاوی زینولیت متمرکز شده است. سنگ‌های زینولیت‌دار عموماً ترکیب فنولیتی دارند و به صورت گدازه در سراسر شبه جزیره قابل مشاهده هستند (شکل ۱). در حالت کلی از نظر سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی، استراتوولکان سارای از تناوب گدازه‌های فنولیتی و پیروکلاست‌های وابسته تشکیل شده است. از آنجا که شبه جزیره اسلامی توسط دریاچه ارومیه و رسوبات دریاچه‌ای احاطه شده است، امکان مشاهده محل کنتاکت و مرز اولین فوران با پی سنگ وجود ندارد.

در مقاطع میکروسکوپی، بافت عمومی سنگ میزبان از نوع میکروگرانولار پورفیری است. کلینوپیروکسن‌های خودشکل تا نیمه خودشکل که از فنوکریست‌های اصلی سنگ میزبان محسوب می‌شوند، معمولاً منطقه‌بندی نشان می‌دهند و گاهی علاوه بر نمایش بافت غربالی از حاشیه نیز دچار خوردگی شده‌اند. لوسیت‌ها به صورت خودشکل و هشت وجهی مشاهده می‌شوند. دارای ماکل مشخص پیچیده هستند و در بیشتر موارد به آنالسیم تبدیل شده‌اند. فلوگوپیت و آپاتیت نیز در این سنگ‌ها حضور دارند (شکل ۴-الف). قادری و همکاران [۱۸] بر اساس پیشنهاد کمیسیون رده‌بندی سنگ‌های آذرین اتحادیه بین‌المللی علوم زمین، این سنگ‌ها را لوسیتیت (Leucitite) نامیده‌اند.

زینولیت‌های نوع I: این نوع از زینولیت‌ها، به صورت قطعات اولترامافیک در سنگ میزبان حضور دارند (شکل ۳-الف و ب). در نمونه دستی به اشکال زاویه‌دار و درشت بلور دیده می‌شوند. مرز این قطعات با سنگ میزبان ناگهانی است. بافت سنگ از نوع گرانولار است. کانی اصلی تشکیل دهنده آنها کلینوپیروکسن‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌داری هستند که با فراوانی حدود ۹۰ درصد، با خاموشی موجی و بدون منطقه‌بندی در سنگ حضور دارند. فلوگوپیت با بافت پوئی‌کلیتیک، نسبت به کلینوپیروکسن، تاخر تبلور نشان می‌دهد. بلورهای فلوگوپیت با خاموشی موجی، گاهی حالت کینگ باند دارند و حاوی انکلوزیون‌های آپاتیت و کانی‌های اپک هستند. اولیوین به مقدار بسیار اندک مشاهده می‌شود. کانی‌های اپک و آپاتیت نیز به صورت فرعی حضور دارند (شکل ۴-ج). اندازه بلورها از مرکز به حاشیه زینولیت، تغییر آشکاری نشان نمی‌دهد. به نظر می‌رسد در حین تبلور این بلورها تغییرات دمایی معناداری در ماگما رخ نداده باشد چون شاهد کاهش و یا افزایش سرعت تبلور ماگما و تغییر در نرخ هسته‌سازی کانی‌ها نیستیم. بر اساس مشخصات پتروگرافی، می‌توان زینولیت نوع I را کلینوپیروکسنیت فلوگوپیت‌دار نامید. در این نوع زینولیت، شواهدی دال بر ذوب شدگی یا انحلال در مرز بین زینولیت و ماگمای میزبان، تشکیل زینوکریست و یا تجمع ریز بلورها در مرز تماس زینولیت با سنگ میزبان مشاهده نمی‌شود. از اینرو به نظر می‌رسد نرخ صعود ماگما بیش از سرعت انحلال کانی‌ها، ذوب زینولیت و یا تبلور مجدد ریزبلورها در حاشیه فنوکریست‌ها بوده باشد.

زینولیت‌های نوع II: در نمونه دستی به رنگ خاکستری و حاوی درشت بلورهای سفید تا کرم رنگ آنالسیم هستند (شکل ۳-د). در مقطع میکروسکوپی، این زینولیت‌ها اغلب بافت میکروگرانولار پورفیری دارند. کانی لوسیت، فنوکریست اصلی است و تا ۶۰٪ سنگ را به خود اختصاص داده است. اندازه لوسیت‌ها به حدود ۲ میلی‌متر نیز می‌رسد و در بسیاری حالات به آنالسیم تبدیل شده‌اند. دو کانی کلینوپیروکسن و فلوگوپیت نیز گاهی تا ۲۰٪ سنگ را تشکیل می‌دهند. کانی‌های پیروکسن دارای منطقه‌بندی هستند. بخش مرکزی آنها گاه مضرس شده و توسط کانی‌های اطراف مانند لوسیت‌های آنالسیم‌ی احاطه شده‌اند و بافت کرونا یا حاشیه‌ای را تداعی می‌کنند. نتایج شیمی کانی نشان می‌دهد که از بخش هسته به حاشیه کانی مذکور، تغییرات اکسید پتاسیم صفر بوده است درحالی‌که اکسید سدیم افزایش اندکی یافته است. از اینرو به نظر نمی‌رسد واکنش کلینوپیروکسن با مایع خمیره، منجر به تشکیل کانی لوسیت در اطراف پیروکسن شده باشد (شکل ۴-د). قادری و همکاران [۲۵] با بررسی شیمی مجموع میکاهای موجود در واحدهای مختلف سنگی آتشفشان سارای نشان دادند که این کانی‌ها از ماگمای اولیه تشکیل شده‌اند و تفاوت ترکیب چندانی بین مرکز و حاشیه بلورها وجود ندارد.



شکل ۴. مقاطع میکروسکوپی سنگ میزبان و زینولیت‌ها در دو نور XPL و PPL. تصویر الف و ب) کانی‌های کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و آپاتیت سنگ میزبان. ج) کانی‌های فلوگوپیت و کلینوپیروکسن در زینولیت نوع I. د) کانی کلینوپیروکسن احاطه شده توسط لوسیت‌های آنالسیمی شده در زینولیت نوع II.

نتایج

شیمی کانی

پس از مطالعات سنگ‌نگاری دقیق و مشخص کردن روابط بافتی میان کانی‌ها، ۷ نمونه برای تجزیه نقطه‌ای به آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه تکنولوژی ووهان چین (WTU) ارسال و توسط دستگاه الکترون میکروپروب مدل JXA-82230 با ولتاژ ۳۰ کیلووات و جریان 10^{-12} ~ 10^{-5} نانوآمپر تجزیه شد. داده‌های میکروپروب پیروکسن‌های سنگهای آتشفشانی میزبان و زینولیت‌های مرتبط در جدول ۱ آورده شده‌اند.

جدول ۱- نتایج تجزیه الکترون مایکروپروب کانی پیروکسن در سنگ میزبان و زینولیت‌های شبه جزیره اسلامی

Sample	14xcp-7	14xcp-7	15xcp-1	15xcp-1	15xcp-1	15xcp-1	15xcp-1	15xcp-1
Type	Xenolith I	Xenolith I	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II
Part	rim	core	rim	rim	rim	mantle	Mantle	mantle
SiO ₂	51.12	52.02	49.41	49.9	49.13	51.64	52.19	50.85
TiO ₂	0.68	0.46	1.14	0.83	1.17	0.47	0.44	0.63
Al ₂ O ₃	2.91	2.12	3.76	4.18	3.74	2.82	2.33	2.67
Cr ₂ O ₃	0.008	0.085	0.038	0.209	0.029	0.324	0.274	0.08
FeO	5.43	4.95	6.95	6.5	6.76	4.78	4.59	5.64
MnO	0.12	0.12	0.14	0.11	0.12	0.1	0.1	0.11
MgO	15.2	15.51	14.49	14.66	14.77	16.04	16.29	15.33
CaO	23.74	23.78	22.78	22.58	23.05	23.01	23.11	22.95
Na ₂ O	0.33	0.38	0.46	0.47	0.46	0.35	0.37	0.34
K ₂ O	0	0.003	0.002	0.001	0.001	0	0	0.003
Total	99.538	99.428	99.17	99.44	99.23	99.534	99.694	98.603
Si	1.89	1.92	1.84	1.85	1.83	1.9	1.91	0.27
Ti	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0
Al	0.13	0.09	0.16	0.18	0.15	0.12	0.1	0.02
Fe+3	0.09	0.07	0.13	0.11	0.16	0.07	0.07	0.02
Cr+3	0.0002	0.0025	0.0012	0.0061	0.0009	0.0093	0.0078	0.0003
Fe+2	0.08	0.08	0.09	0.09	0.05	0.07	0.07	0
Mn	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0
Mg	0.84	0.85	0.8	0.81	0.82	0.88	0.89	0.12
Ca	0.938	0.939	0.908	0.895	0.919	0.906	0.907	0.129
Na	0.023	0.027	0.033	0.034	0.033	0.025	0.026	0.003
K	0	0.0001	0	0	0	0	0	0
mol Wo	50.61	50.16	50.47	49.77	51.32	48.77	48.55	51.83
mol En	45.09	45.53	44.66	44.96	45.75	47.3	47.62	48.17
mol Fs	4.3	4.31	4.87	5.27	2.93	3.93	3.83	0
mol Dio	97.57	97.19	96.48	96.35	96.5	97.33	97.16	97.37
AlIV (tet)	0.096	0.07	0.131	0.131	0.144	0.09	0.076	1.732
AlVI (oct)	0.031	0.022	0.034	0.051	0.019	0.031	0.024	-1.71
AlVI+2Ti+Cr	0.1	0.07	0.13	0.13	0.14	0.09	0.08	1.73
Na+ AlIV	0.03	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	-1.71
J=2Na	0.1	0.07	0.13	0.13	0.14	0.09	0.08	1.73
Q=Ca+Mg+Fe	0.03	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	-1.71

ادامه جدول ۱

Sample	15- 1xcpX-1	15- 1xcpX-1	15- 1HcpX- 5	15- 1HcpX- 5	15- 1HcpX- 5	27-1- xcpx-1	27-1- xcpx-1	27-1- xcpx-1
Type	Xenolith II	Xenolith II	Host	Host	Host	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II
Part	core	core	core	rim	rim	rim	rim	rim
SiO ₂	50.71	50.97	50.36	50.56	49.8	52.96	52.55	53.71
TiO ₂	0.81	0.72	1.13	0.98	1.24	0.45	0.7	0.33
Al ₂ O ₃	2.47	2.51	2.85	3.29	4.25	1.31	1.54	0.95
Cr ₂ O ₃	0.031	0.012	0.027	0.026	0.04	0.227	0.211	0.543
FeO	5.85	5.77	5.42	5.71	6.4	3.89	4.41	2.6
MnO	0.13	0.12	0.11	0.12	0.12	0.08	0.09	0.06
MgO	15.28	15.34	14.6	15.18	14.36	16.42	16.04	17.35
CaO	23.02	22.85	23.75	23.44	23.46	24.1	24.05	24.18
Na ₂ O	0.4	0.39	0.47	0.36	0.42	0.18	0.21	0.14
K ₂ O	0.007	0	0	0.008	0.002	0.005	0	0
total	98.708	98.682	98.717	99.674	100.092	99.622	99.801	99.863
Si	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	1.94	1.93	1.96
Ti	0	0	0	0	0	0.01	0.02	0.01
Al	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06	0.07	0.04
Fe+3	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02
Cr+3	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0002	0.0067	0.0061	0.0156
Fe+2	0	0	0	0	0	0.08	0.09	0.06
Mn	0.001	0.001	0	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002
Mg	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	0.9	0.88	0.94
Ca	0.129	0.129	0.133	0.131	0.131	0.948	0.947	0.944
Na	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.013	0.015	0.01
K	0	0	0	0.0001	0	0.0005	0	0
mol Wo	51.98	51.7	53.9	52.61	54	49.18	49.36	48.56
mol En	48.02	48.3	46.1	47.39	46	46.62	45.79	48.48
mol Fs	0	0	0	0	0	4.2	4.85	2.97
mol Dio	96.94	96.94	96.51	97.32	96.89	98.67	98.48	98.96
AlIV (tet)	1.971	1.971	1.972	1.971	1.967	0.044	0.05	0.034
AlVI (oct)	-1.95	-1.95	-1.95	-1.95	-1.94	0.012	0.016	0.006
AlVI+2Ti+Cr	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	0.04	0.05	0.03
Na+ AlIV	-1.95	-1.95	-1.95	-1.95	-1.94	0.01	0.02	0.01
J=2Na	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	0.04	0.05	0.03
Q=Ca+Mg+Fe	-1.95	-1.95	-1.95	-1.95	-1.94	0.01	0.02	0.01

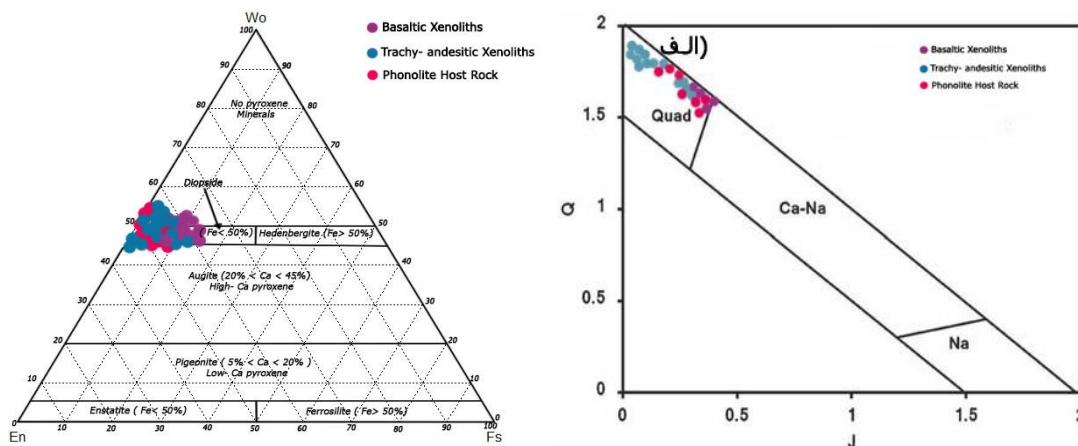
Sample	27- 1xcpX-1	27- 1xcpX-1	27- 1xcpX-1	27-1xcpX- 1	27- 1xcpX- 1	27- 1xcpX-1	27- 1xcpX-1	21- xcpX-3
Type	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith I
Part	rim	mantle	mantle	mantle	core	core	core	core
SiO ₂	52.85	53.51	54.34	53.95	53.97	54.17	53.46	50.02
TiO ₂	0.54	0.28	0.23	0.26	0.24	0.19	0.37	0.77
Al ₂ O ₃	1.39	0.91	1.12	0.92	0.88	0.76	1.22	3.72
Cr ₂ O ₃	0.29	0.258	0.121	0.034	0.113	0.063	0.059	0.018
FeO	4	2.94	3.02	3.02	2.97	2.72	3.94	7.2
MnO	0.08	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.09	0.17
MgO	16.59	17.22	17.67	17.34	17.45	17.73	16.6	13.69
CaO	24.12	24.31	23.65	23.9	23.91	23.85	23.89	23.33
Na ₂ O	0.15	0.11	0.2	0.24	0.2	0.18	0.23	0.36
K ₂ O	0.008	0	0	0.003	0.004	0	0	0
Total	100.018	99.598	100.421	99.737	99.797	99.723	99.859	99.278
Si	1.93	1.96	1.97	1.97	1.97	1.97	1.95	1.87
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Al	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.16
Fe+3	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.09
Cr+3	0.0084	0.0075	0.0035	0.001	0.0033	0.0018	0.0017	0.0005
Fe+2	0.07	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.09	0.14
Mn	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.005
Mg	0.9	0.94	0.95	0.94	0.95	0.96	0.9	0.76
Ca	0.945	0.952	0.917	0.933	0.933	0.93	0.936	0.932
Na	0.011	0.008	0.014	0.017	0.014	0.012	0.016	0.026
K	0.0004	0	0	0.0001	0.0002	0	0	0
mol Wo	49.15	48.94	47.23	48.18	48.06	47.68	48.5	50.93
mol En	47.04	48.23	49.08	48.64	48.81	49.32	46.89	41.58
mol Fs	3.8	2.82	3.69	3.18	3.13	3	4.6	7.49
mol Dio	98.89	99.17	98.47	98.22	98.48	98.69	98.28	97.3
Al ^{IV} (tet)	0.053	0.037	0.028	0.027	0.028	0.023	0.035	0.113
Al ^{VI} (oct)	0.006	0.002	0.019	0.012	0.009	0.009	0.017	0.05
Al ^{VI} +2Ti+Cr	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.11
Na+ Al ^{IV}	0.01	0	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05
J=2Na	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.11
Q=Ca+Mg+Fe	0.01	0	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05

ادامه جدول ۱

Sample	21-xcpx -4	21- Hcpx -5	21- Hcpx -5	21- Hcpx -5	20-1- xcpx -5	20-1- xcpx-5	20-1- xcpx-5	20-1- xcpx-5
Type	Xenolith I	Host	Host	Host	Xenolith I	Xenolith I	Xenolith I	Xenolith I
Part	core	core	mantle	rim	core	rim	rim	rim
SiO ₂	49.98	50.74	51.44	50.18	49.61	50.98	51.43	51.14
TiO ₂	0.87	0.57	0.51	0.67	0.78	0.66	0.61	0.56
Al ₂ O ₃	3.94	3.16	2.86	3.61	3.39	1.91	1.86	2.15
Cr ₂ O ₃	0.03	0.247	0.084	0.061	0.017	0.041	0.008	0.013
FeO	7.07	5.92	5.59	6.73	9.66	7.64	7.46	7.94
MnO	0.16	0.12	0.13	0.16	0.24	0.18	0.2	0.22
MgO	13.9	14.67	15.11	14.13	11.98	13.78	13.57	13.64
CaO	23.37	23.38	23.51	23.25	22.97	23.8	23.68	23.46
Na ₂ O	0.48	0.38	0.3	0.36	0.59	0.28	0.35	0.56
K ₂ O	0.007	0.002	0	0	0	0	0	0
Total	99.807	99.189	99.534	99.151	99.237	99.271	99.168	99.683
Si	1.85	1.88	1.9	1.87	1.87	1.91	1.93	1.9
Ti	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al	0.17	0.14	0.12	0.16	0.15	0.08	0.08	0.09
Fe+3	0.11	0.08	0.07	0.09	0.11	0.08	0.06	0.11
Cr+3	0.0009	0.0072	0.0025	0.0018	0.0005	0.0012	0.0002	0.0004
Fe+2	0.11	0.1	0.1	0.12	0.2	0.16	0.18	0.14
Mn	0.005	0.004	0.004	0.005	0.008	0.006	0.006	0.007
Mg	0.77	0.81	0.83	0.78	0.67	0.77	0.76	0.76
Ca	0.927	0.93	0.93	0.928	0.928	0.954	0.95	0.936
Na	0.034	0.027	0.021	0.026	0.043	0.02	0.025	0.041
K	0.0003	0.0001	0	0	0	0	0	0
mol Wo	51.5	50.51	49.83	50.67	51.58	50.76	50.36	51.1
mol En	42.6	44.1	44.56	42.85	37.42	40.89	40.17	41.32
mol Fs	5.9	5.38	5.61	6.48	11	8.35	9.47	7.58
mol Dio	96.43	97.17	97.76	97.31	95.56	97.91	97.41	95.85
AlIV (tet)	0.125	0.101	0.087	0.113	0.107	0.074	0.056	0.081
AlVI (oct)	0.046	0.036	0.037	0.045	0.043	0.011	0.026	0.013
AlVI+2Ti+Cr	0.13	0.1	0.09	0.11	0.11	0.07	0.06	0.08
Na+ AlIV	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.01	0.03	0.01
J=2Na	0.13	0.1	0.09	0.11	0.11	0.07	0.06	0.08
Q=Ca+Mg+Fe	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.01	0.03	0.01

مقادیر هر عنصر در فرمول ساختمانی کانی پیروکسن از روی نتایج تجزیه شیمیایی کانی، بر پایه ۴ کاتیون و ۶ اتم اکسیژن، به روش (Droop 1987) به دست آمده است. با نرم افزار AX اکتیویته اعضای نهایی پیروکسن‌ها، محاسبه و سپس با استفاده از نرم افزارهای رایانه‌ای مانند Gcdkit، THERMOCALC و Mincalculation نمودارهای لازم ترسیم و تفسیر شدند. بر اساس داده‌های مایکروپروب (جدول ۱)، پیروکسن‌ها که در نمونه‌های مختلف سنگ میزبان و زینولیت‌ها به دو صورت فنوکریست و ریزبلور دیده می‌شوند، همگی از نوع کلینوپیروکسن هستند و در نمودار $Q = Ca - Mg + Fe^{2+}$ در برابر $J = 2Na$ [۲۶] در محدوده پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad) قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). در این نمودار، پیروکسن‌ها به دلیل کمبود سدیم، همگی به محور Y نزدیک شده‌اند. اکثر کلینوپیروکسن‌های سنگ میزبان و زینولیت‌ها بر روی نمودار [۲۶] Wo-En-Fs، ترکیب مشابه داشته و در قلمرو دیوپسید قرار می‌گیرند (شکل ۵-ب).

ب)



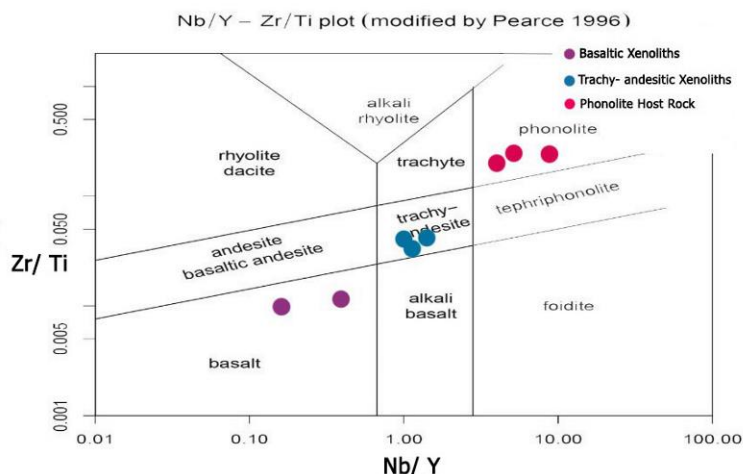
شکل ۵. الف) جایگاه پیروکسن در نمودار Q در برابر J [۲۶]. ب) جایگاه پیروکسن سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار سه تایی Wo-En-Fs [۲۶].

شیمی سنگ کل

بر اساس نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی سنگ کل (جدول ۲)، زینولیت‌های نوع I در محدوده بازالت، زینولیت‌های نوع II در محدوده تراکی‌آندزیت و سنگ‌های میزبان زینولیت‌ها در محدوده فنولیت قرار می‌گیرند (شکل ۶). نمونه‌های سنگ میزبان فنولیتی و هر دو نوع زینولیت موجود در آنها، همگی غنی‌شدگی از LREE و روند کمابیش مسطح HREE، همراه با بی-هنجاری منفی Eu، Nb، Ta و Ti و بی‌هنجاری مثبت Rb، Pb، Ba، Th و K نشان می‌دهند (شکل ۱۰-الف و ب).

جدول ۲- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی سنگ کل مربوط به نمونه‌های سنگ میزبان و زینولیت‌های شبه جزیره اسلامی

Sample name	015-(X)	20-1(X)	014(X)	27-1(X)	024-1(H)	026(H)
Type	Xenolith II	Xenolith I	Xenolith I	Xenolith II	Host	Host
Li	7.24	1.92	1.06	40	24.1	15.1
Be	5.18	1.44	1.01	4.11	24	29.2
Sc	19.1	34.2	24.9	12.5	9.92	7.61
Ti	7253.94	10731.04	4394.33	6534.54	4094.58	3489.08
V	198	366	95	179	113	121
Cr	461	196	628	620	23.9	6.27
Co	117	68.8	57.9	62	59.8	22.3
Ni	93	71.7	115	91.3	13.9	2.75
Gd	9.8	12.6	3.13	8.1	6.57	2.15
Tb	1.28	1.63	0.405	1.03	0.951	0.359
Dy	6.38	8.16	2.08	4.92	5.14	2.21
Ho	1.06	1.34	0.335	0.797	0.91	0.435
Er	2.68	3.18	0.773	1.96	2.46	1.28
Tm	0.327	0.368	0.093	0.231	0.348	0.207
Yb	2	2.17	0.575	1.44	2.29	1.55
Lu	0.278	0.302	0.082	0.21	0.326	0.226
Hf	8.13	4.15	1.47	5.54	20.3	21.2
Ta	1.66	0.398	0.329	1.21	4.84	4.24
Pb	33.5	3.59	6.22	10.6	171	160
Bi	0.088	0.014	0.017	0.047	0.482	0.592
Th	17.8	3.41	1.41	7	32.5	12.5
U	4.15	0.492	0.371	9.74	13.8	17.5
Rb	89	45.1	62	229	108	195
Sr	624	34	188	674	550	328
Y	26.8	103	9.07	21.3	22.1	10
Zr	299	5.8	48.3	225	822	864
Nb	28.6	0.95	3.75	25.6	92.4	91
Cs	6.22	2647	1.29	11.2	12.7	18.8
Ba	1586	54	994	3488	2742	1500
La	59.1	119	7.98	48.9	39.6	13.2
Ce	125	15.4	19.4	96.5	88.4	28.9
Pr	15.2	67.9	2.91	11.7	10.7	3.38
Nd	62.5	15	14.3	49.5	42.1	13
Sm	12.7	3.4	3.63	10.2	8.73	2.71
Eu	2.66	0.52	0.839	2.28	1.93	0.634

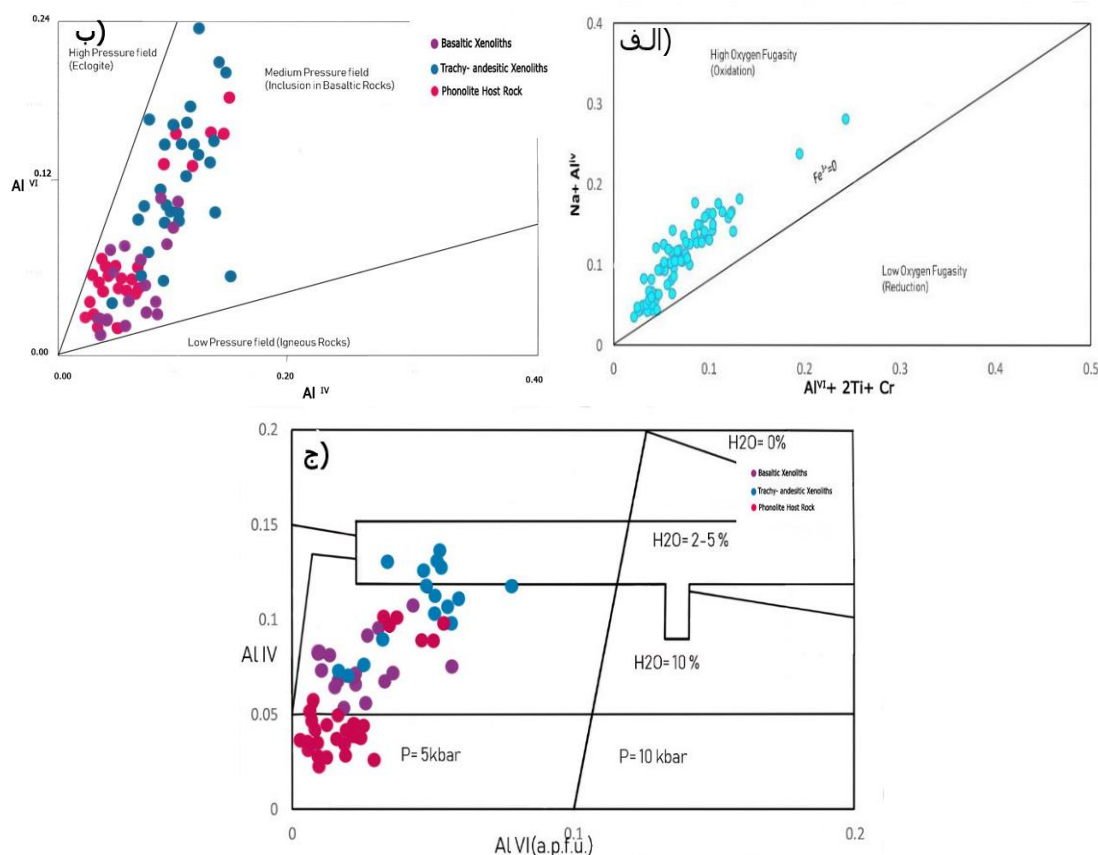


شکل ۶. رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار اصلاح شده توسط Pearce [۲۷].

بحث

شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور کلینوپیروکسن

در کلینوپیروکسن یون آهن Fe^{III} می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Al و Cr و Ti در موقعیت اکتاهدری شود. پس با افزایش مقدار Al^{IV} امکان ورود سایر عناصر سه ظرفیتی به جایگاه اکتاهدری فراهم می‌شود. بدین ترتیب فراوانی Fe^{III} تابع موازنه آلومینیوم در دو جایگاه تتراهدری و اکتاهدری است. مقدار آهن فریک پیروکسن‌ها تابعی از مقدار فشار اکسیژن موجود در محیط تشکیل ماگمای سازنده آنها است. کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه بر اساس تغییرات $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ در برابر $Na + Al^{IV}$ در بالای خط معرف $Fe^{3+} = 0$ قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف) که این امر نشان دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور آنها است [۲۸]. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها ابزار ارزشمندی برای برآورد مقدار دما و فشار تبلور سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود، چرا که مقدار و نوع Al موجود در ساختار کلینوپیروکسن‌ها به فشار و دمای تشکیل کانی بستگی دارد. بر اساس نمودار تغییرات مقادیر Al^{VI} نسبت به Al^{IV} [۲۹]، پیروکسن‌ها چه در سنگ میزبان و چه در زینولیت‌ها همگی در فشار متوسط تشکیل شده‌اند (شکل ۷-ب). افزون بر این، توزیع آلومینیوم در جایگاه تتراهدری و اکتاهدری کلینوپیروکسن روشی خوبی برای ارزیابی درصد تقریبی آب ماگما نیز به شمار می‌رود چرا که با افزایش میزان آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌ها، مقدار Al^{IV} کاهش می‌یابد [۳۰]. بر این اساس مقدار آب ماگما در هنگام تبلور کلینوپیروکسن‌های سنگ میزبان فنولیتی و زینولیت‌ها، در گستره‌ی ۲ تا ۱۰٪ برآورد شده است (شکل ۷-ج).

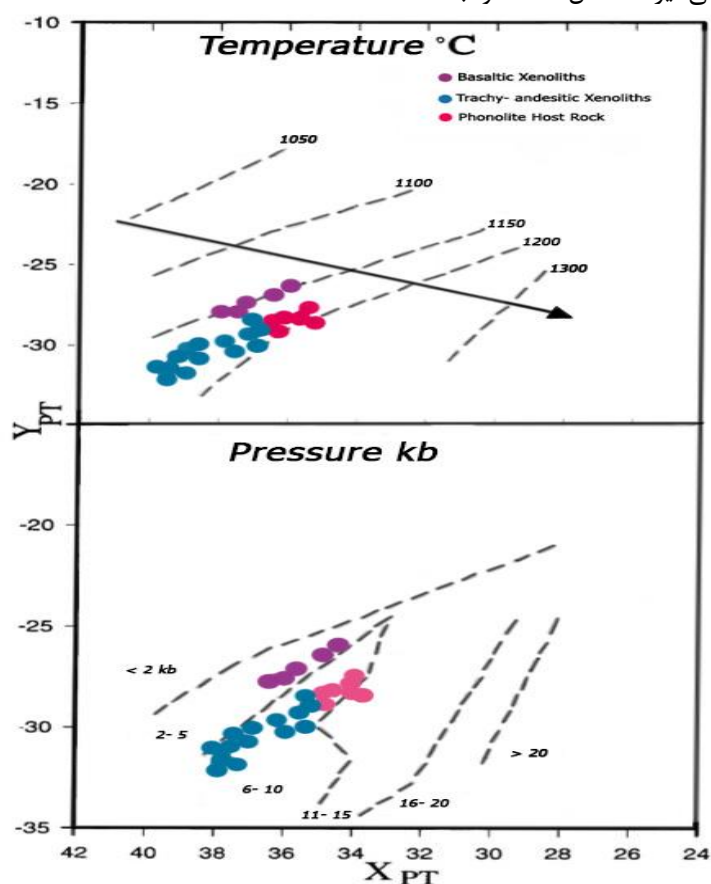


شکل ۷. شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل سنگ میزبان و زینولیت‌ها در شبه جزیره اسلامی بر اساس شیمی کانی پیروکسن. الف) نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن [۲۸]. ب) تعیین محدوده فشار نمونه‌ها [۲۹]. ج) برآورد درصد آب ماگما [۳۰].

بر پایه محاسبات دما فشارسنجی کلینوپیروکسن [۳۱]، این کانی در سنگ‌های میزبان در محدوده دمایی ۱۳۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و گستره فشار ۱۵ تا ۶ کیلو بار، در زینولیت‌های نوع I در دمای ۱۱۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵ تا ۲ کیلو بار و در زینولیت‌های نوع II در دمای ۱۲۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱۰ تا ۶ کیلو بار تشکیل شده است (شکل ۸). بر اساس ارتباط عمق و فشار، برآورد می‌شود عمق تبلور این کانی‌ها کمتر از ۴۰ کیلومتر بوده باشد. شایان ذکر است که در مطالعات مشابه بر روی زینولیت‌های اولترامافیک کلینوپیروکسنیتی در سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب-مردن نیز عمق کمتر از ۴۰ کیلومتر، فشار ۲۰-۲ کیلو بار و دمای ۱۴۰۰-۱۰۱۵ درجه سانتیگراد گزارش شده است [۱۳].

دامنه گسترده ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در انواع سنگ‌های آذرین می‌تواند بیانگر سرشت و خاستگاه ماگمای سازنده این کانی باشد. کلینوپیروکسن در بیشتر سنگ‌ها نسبت به عوامل دگرسان کننده مقاومت کرده و گزینه‌ی مناسبی برای انجام آنالیز میکروپروب است و به همین دلیل با استفاده از ترکیب شیمیایی این کانی می‌توان نوع ماگما و محیط

ژئودینامیکی آن را تعیین کرد [۱، ۲۷ و ۳۲]. در نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 و TiO_2 نمونه‌های سنگ میزبان و زینولیت در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۹-الف و ب).

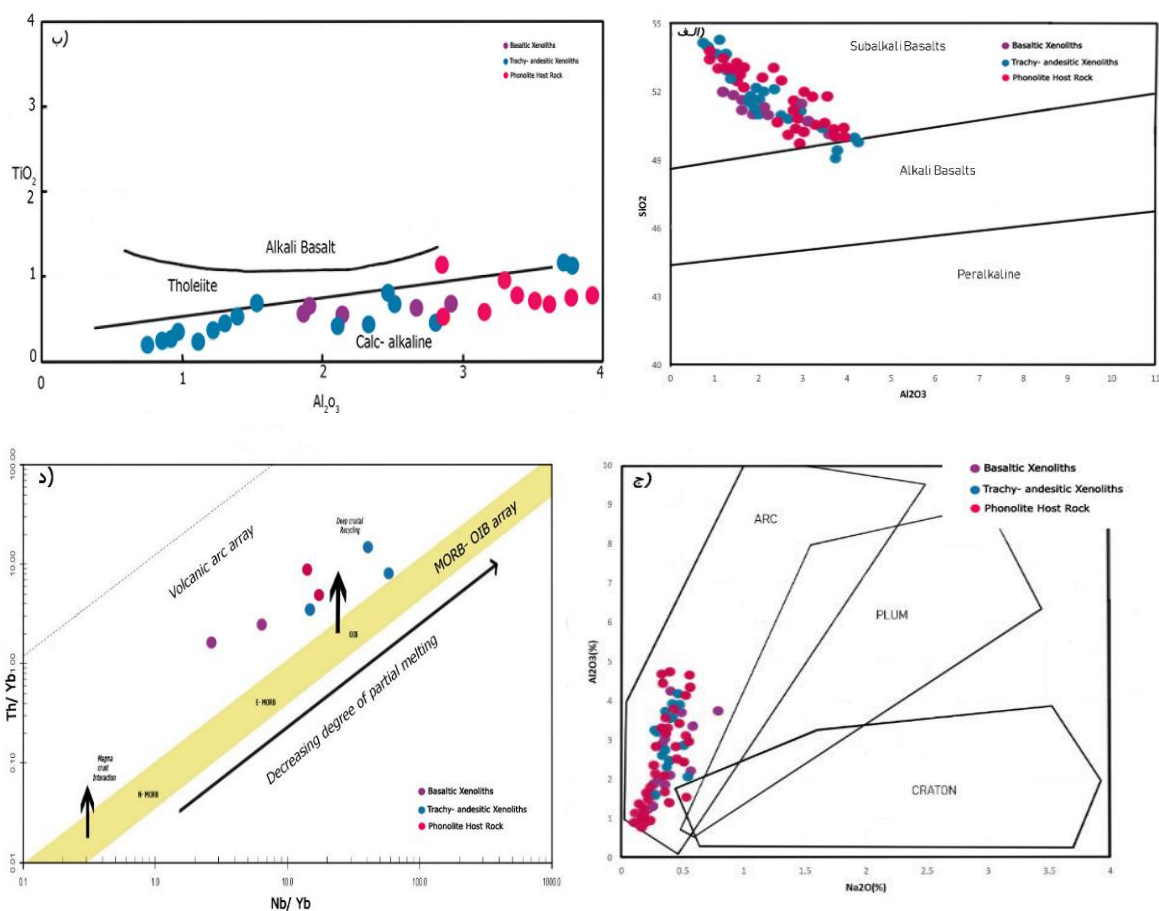


شکل ۸. تخمین درجه حرارت و فشار تشکیل بلورهای پیروکسن [۳۱] در نمونه‌های مورد مطالعه .

$$X_{PT} = 0.446 * SiO_2 + 0.187 * TiO_2 - 0.404 * Al_2O_3 + 0.346 * FeO (tot) - 0.052 * MnO + 0.309 * MgO + 0.431 * CaO - 0.446 * Na_2O$$

$$Y_{PT} = -0.369 * SiO_2 + 0.535 * TiO_2 - 0.317 * Al_2O_3 + 0.323 * FeO (tot) + 0.235 * MnO - 0.516 * MgO - 0.167 * CaO - 0.153 * Na_2O$$

بر اساس مقادیر Al_2O_3 و Na_2O پیروکسن‌ها، سنگ‌ها و زینولیت‌های شبه جزیره اسلامی در گستره کمان ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۹-ج). تأثیر اجزا فرورانش در منبع گوشته‌ای سنگ‌های آتشفشانی سارای و زینولیت‌های موجود در آن را می‌توان با کمک نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb نیز شناسایی کرد. بر این اساس نمونه‌های مورد مطالعه، آرایه مربوط به محیط‌های کمانی را نشان می‌دهند (شکل ۹-د).



شکل ۹. الف) و ب) موقعیت پیروکسن‌های موجود در زینولیت‌ها و سنگ میزبان آنها بر روی نمودارهای تفکیک سری‌های ماگمایی [۳۲]. ج) ترکیب پیروکسن‌ها بر روی نمودار تفکیک محیط‌های تکتونوماگمایی [۳۲]. د) ترکیب نمونه‌های سنگ کل بر روی نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb [۳۷].

بررسی تغییرات عنصری در پیروکسن‌ها

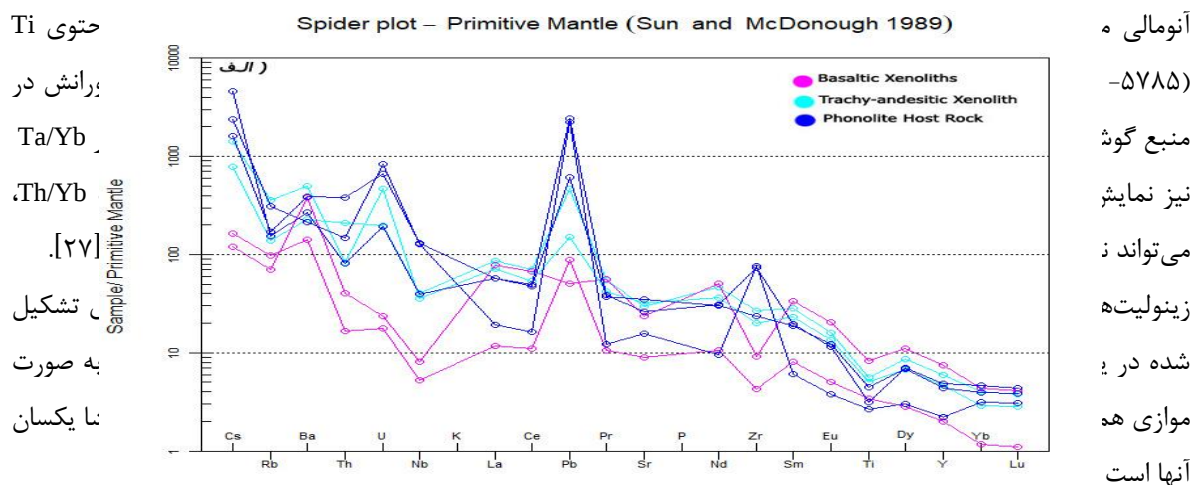
فراوانی اکسیدهای اصلی در کانی کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که سنگ میزبان فنولیتی از اکسیدهای Al_2O_3 و TiO_2 نسبت به هر دو نوع زینولیت غنی‌تر است. عدم حضور پلاژیوکلاز و همچنین کانی‌های تیتانیوم‌دار همچون ایلمنیت و تیتانومگنیت در سنگ میزبان فنولیتی می‌تواند دلیل این امر باشد. پیروکسن‌ها در زینولیت‌های نوع I در مقایسه با زینولیت‌های نوع II حاوی Al_2O_3 بیشتری هستند که این مسئله می‌تواند به عدم حضور پلاژیوکلاز در زینولیت‌های نوع I مربوط باشد. پیروکسن‌ها در زینولیت‌های نوع II با ترکیب معادل تراکی-آندزیت دارای CaO ، Cr_2O_3 و MgO بالاتری هستند. مقادیر اندک اولیوین، عدم حضور پلاژیوکلاز و کانی‌هایی مانند کرومیت در این سنگ‌ها از جمله دلایل این امر محسوب می‌شوند. پیروکسن‌ها در زینولیت‌های نوع I نسبت به پیروکسن‌های سنگ میزبان فنولیتی یا زینولیت نوع II دارای

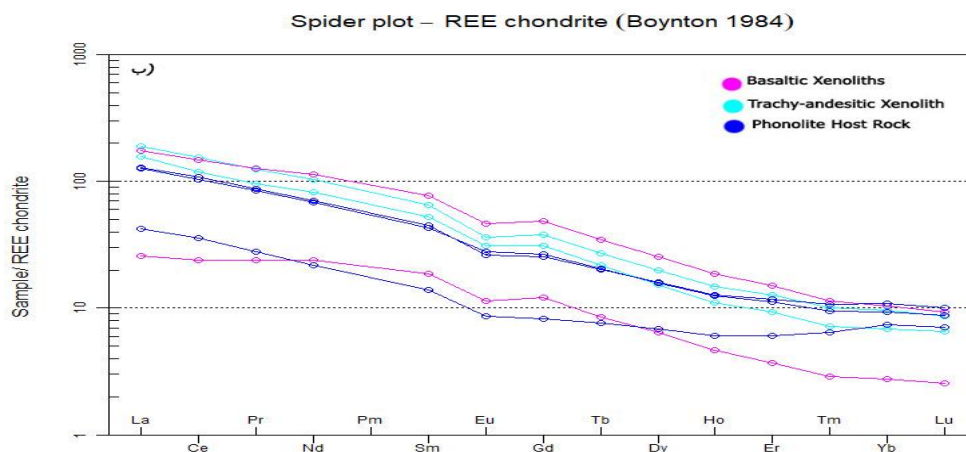
Na₂O بیشتری هستند. کمبود Na₂O در پیروکسن‌های زینولیت‌های نوع II با تبلور کانی لوسیت در این سنگ‌ها مرتبط است.

در بررسی عناصر کمیاب و نادر خاکی با استفاده از نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه و کندریت [۳۳ و ۳۴] مشخص شد که عناصر ناسازگار سبک (Th, Cs, Pb) در برابر عناصر ناسازگار سنگین، ۱۰ تا ۱۰۰۰ برابر غنی-شدگی نشان می‌دهند. الگوی تغییرات مربوط به نمونه سنگ میزبان فنولیتی و هر دو نوع زینولیت، به صورت موازی می-باشد به گونه‌ای که الگوهای سنگ میزبان فنولیتی و زینولیت نوع II با ترکیب معادل تراکی‌آندزیتی مشابه است، اما زینولیت نوع I (پیروکسنیت) که از لحاظ ترکیب شیمیایی معادل بازالت است، اگرچه الگوی عنصری موازی با دیگر نمونه‌ها دارد اما حاوی عناصر نادر خاکی کمتری است. نمونه‌های سنگ میزبان فنولیتی و هر دو نوع زینولیت موجود در آنها، غنی-شدگی از LREE و روند کمابیش مسطح HREE، در کنار بی‌هنجاری منفی Eu، Nb، Ta و Ti و بی‌هنجاری مثبت Th، U، K، Pb، Ba، نشان می‌دهند (شکل ۱۰-الف و ب).

پتروژنز سنگ‌های فنولیتی و زینولیت‌ها

سنگ‌های آتشفشانی شبه جزیره اسلامی و زینولیت‌های نوع I و II در محدوده سری ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی جای گرفته و با غنی‌شدگی شدید از عناصر ناسازگار نظیر Rb، Ba، Th، U و LREE و تهی‌شدگی از عناصر Nb، Ti و Zr مشخص می‌شوند. غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر ناسازگار نشان می‌دهد که این سنگ‌ها و زینولیت‌های موجود در آنها از یک منبع گوشته‌ی لیتوسفری متاسوماتیزه مشتق شده‌اند.





شکل ۱۰. الف) مقادیر عناصر کمیاب در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه [۳۴] بهنجار شده است. ب) مقادیر عناصر نادر خاکی در نمونه‌ها نسبت به کندریت [۳۳] بهنجار شده است.

نسبت بالای $Ba/Nb > 28$ یکی از اختصاصات شناخته شده ماگماتیسیم کمان‌های آتشفشانی است [۳۷]. در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت بین ۳۰ تا ۴۵۶ متغیر است. ماگمای کمان‌های آتشفشانی بر اساس نسبت Ce/Yb در دو دسته غنی شده و اندک غنی شده جای می‌گیرند [۳۸]. اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد کمان از نوع غنی شده (Enriched) و چنانچه از ۱۵ کمتر باشد از نوع اندک غنی شده (Poorly Enriched) است. نسبت Ce/Yb در سنگ میزبان فنولیتی و زینولیت‌های آن بین ۷۰ تا ۳۳ در نوسان است که موید وجود یک کمان ماگمایی غنی شده می‌باشد. از اینرو به نظر می‌رسد در پی متاسوماتیسیم گوشته و بر اثر نرخ پایین ذوب بخشی، ایجاد شده باشند. داده‌های ایزوتوپی Sr و Pb سنگ‌های این جزیره نشان می‌دهد که از گوشته متاسوماتیزه EMII منشأ گرفته‌اند [۱۹]. میکاهای قهوه‌ای دایک‌های لامپروفیری مینت در جزیره اسلامی Ti و Al بالایی دارند در حالیکه کلینوپیروکسن‌های این دایک‌ها از این عناصر فقیرند و به همین دلیل منشأ آنها را نیز به گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه غنی از فلوگوپیت نسبت داده‌اند [۳۹].

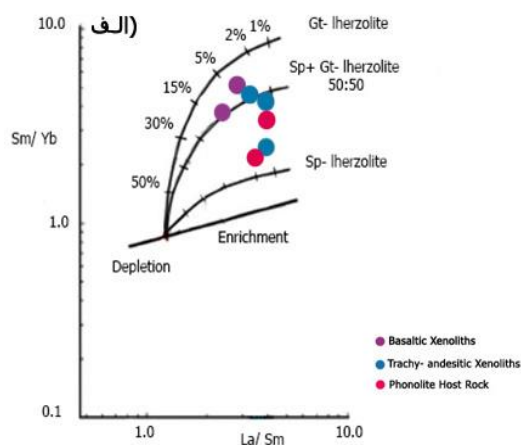
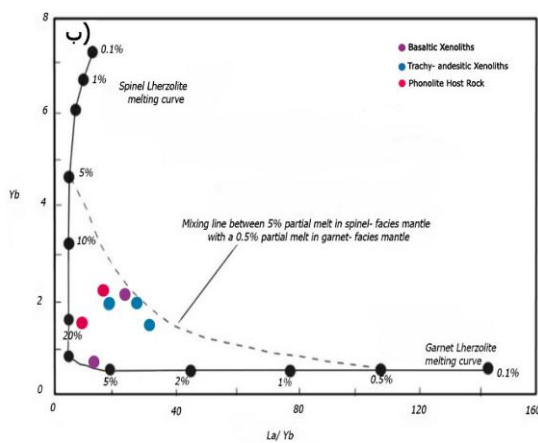
بر پایه شیمی کانی کلینوپیروکسن، سنگ‌های آتشفشانی شبه جزیره اسلامی و زینولیت‌های مربوطه، متعلق به سری ماگمایی کالک‌آلکالن وابسته به کمان ماگمایی حاشیه قاره‌اند که این تعبیر با بالا بودن فوگاسیتئ اکسیژن در نمونه‌ها همخوانی دارد. وجود پیروکسن‌های پر فشار و کم فشار در نمونه‌ها نشان می‌دهد که مذاب سازنده سنگ‌های آتشفشانی سارای پس از شکل‌گیری در یک پهنه وابسته به فرورانش، در فشارهای بالای حاکم بر گوشته، شروع به تبلور نموده و در حین صعود و بالا آمدن، به تبلور خود در فشارها و دماهای کمتر ادامه داده است.

بر اساس داده‌های شیمی کانی کلینوپیروکسن، سنگ‌های مورد مطالعه جزء سنگ‌های کم تیتانیوم به شمار می‌روند. سنگ‌های کم تیتانیوم از ذوب گوشته غنی از فلوگوپیت و پیروکسن و سنگ‌های پرتیتانیوم از گوشته فلوگوپیت‌دار منشأ می‌گیرند. بر این اساس ترکیب گوشته‌ی لیتوسفری متاسوماتیزه می‌توانسته حاوی فلوگوپیت و پیروکسن بوده باشد و از

آنجاییکه در منبع مذاب سازنده سنگ‌های منطقه کانی فلوگوپیت وجود داشته باید از عمق کمتر از ۲۵۰ کیلومتری منشأ گرفته باشند.

برای تایید وقوع ذوب بخشی درجه پایین در گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه غنی از فلوگوپیت و پیروکسن و البته ارزیابی جنس سنگ منشأ نمونه‌های آتشفشانی و زینولیت‌های موجود در شبه جزیره آتشفشانی سارای می‌توان از نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm [۴۰] نیز استفاده نمود (شکل ۱۱-الف). این نمودار پیشنهاد می‌کند که گوشته‌ی منشأ زینولیت نوع II و زینولیت نوع I، لرزولیت حاوی فلوگوپیت و یا آمفیبول بوده و کانی گارنت نیز همراه با اسپینل در منشأ حضور داشته است. این درحالی است که سنگ میزبان فنولیتی از گوشته‌ی اسپینل لرزولیتی منشأ گرفته است.

بر اساس نمودار Yb در برابر La/Yb [۴۱ و ۴۲] اکثر نمونه‌ها در بالای منحنی ذوب گارنت لرزولیت و در سمت راست منحنی ذوب اسپینل لرزولیت جای گرفته‌اند (شکل ۱۱-ب). به عبارت دیگر نزدیک به ترکیب مذابی قرار دارند که از ذوب بخشی ۰٫۵ درصدی رخساره گارنت و ۵ درصدی اسپینل تشکیل می‌شود (شکل ۱۱-ب). در تایید نتایج نمودارهای شکل ۱۱-الف و ب، نسبت Dy/Yb در نمونه‌های سنگ میزبان فنولیتی و زینولیت‌ها نیز محاسبه گردید. چرا که ذوب بخشی در محدوده پایداری اسپینل، محدوده پایداری گارنت و محدوده پایداری انتقالی اسپینل-گارنت هر کدام به ترتیب منجر به تولید مذابی با نسبت‌های پایین ($< ۱٫۵$)، بالا ($> ۲٫۴$) و متوسط (۳ تا ۵٫۵) Dy/Yb می‌شود [۴۳]. در شبه جزیره اسلامی نسبت Dy/Yb در سنگ میزبان فنولیت ۲٫۵ تا ۱٫۴، در زینولیت نوع I ۳٫۷ تا ۳٫۶ و در زینولیت نوع II ۳٫۴ تا ۳٫۱ می‌باشد. به عبارت دیگر بیشتر نمونه‌ها در محدوده پایداری انتقالی اسپینل-گارنت قرار می‌گیرند. بالا بودن مقادیر عناصر LREE در مقایسه با HREE و مقدار پایین Y و Yb در کنار نسبت بالای La/Yb می‌تواند نشانه تعادل بین مذاب و فازهای باقی‌مانده گارنت و یا هورنبلند در سنگ منشأ باشد [۴۴].



شکل ۱۱. الف) تخمین درجه ذوب بخشی گوشته‌ی منشأ زینولیت‌ها و سنگ میزبان فنولیتی [۴۰]. خطوط منحنی روند تغییر ترکیب مذاب‌های حاصل از درجات مختلف ذوب بخشی اسپینل لرزولیت (sp -lherzolite)، اسپینل-گارنت لرزولیت (Sp -Gt lherzolite) و گارنت لرزولیت (Gt -lherzolite) را نشان می‌دهند. ب) ارزیابی درجه ذوب بخشی ماگمای سازنده زینولیت‌ها و سنگ میزبان فنولیتی [۴۱].

در بررسی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب ایران - آذربایجان، عامل افزایش Dy/Yb، به عملکرد گارنت در سنگ منشأ منسوب شده است [۱۹]. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی کلینوپیروکسن می‌توان پیشنهاد کرد که سنگ‌های شبه جزیره سارای از ذوب بخشی با نرخ اندک (۵ تا ۱ درصد) گوشته‌ی لیتوسفری متاسوماتیزه حاوی فلوگوپیت و گارنت ایجاد شده‌اند [۱۷، ۱۸، ۱۹ و ۴۵]. اعتقاد بر این است که برخورد دو ورقه ایران و عربستان در ۲۵ میلیون سال قبل رخ داده و برخورد دو ورقه اوراسیا و عربی منجر به شکسته شدن ورقه اقیانوسی فرورونده، بالا آمدن گوشته استنوسفری و متعاقب آن ذوب بخشی گوشته‌ی لیتوسفری متاسوماتیزه و تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی شبه جزیره سارای شده است. ذوب این گوشته‌ی لیتوسفری احتمالاً در اثر آشفته‌گی دمایی ناشی از بالا آمدن گوشته‌ی استنوسفری و در نتیجه کم شدن تدریجی حجم گوشته‌ی لیتوسفری رخ داده است. در بررسی نمونه دستی و مقطع نازک زینولیت نوع I شواهدی دال بر ذوب شدگی و انحلال در مرز بین زینولیت و ماگمای میزبان، تشکیل زینوکریست و تبلور تجمع ریز بلورها در مرز تماس زینولیت‌ها با سنگ میزبان مشاهده نشد. از اینرو به نظر می‌رسد نرخ صعود ماگما سریعتر از سرعت انحلال، ذوب و تبلور مجدد ریزبلورهای حاشیه‌ای بوده باشد. این مسئله سازگار با مطالعات انجام شده در شمال غرب ایران در آذربایجان است. این منطقه از ایران دارای لیتوسفری با ضخامت تقریبی ۱۰۰ کیلومتر و پوسته نسبتاً ضخیم ۴۸ تا ۳۸٫۵ کیلومتر و گوشته فوقانی داغ [۴۶ و ۴۷] است. دما و فشار تبلور دیوپسید در زینولیت‌ها کمتر از سنگ میزبان فنولیت است. بنابراین بنظر می‌رسد، زینولیت‌ها در مسیر صعود ماگما و احتمالاً از دیواره‌ها جدا و توسط ماگما به سطح منتقل شده‌اند.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی اولترابازالتیک شبه جزیره اسلامی (آتشفشان سارای) در بخش شمال غربی پهنه آتشفشانی ارومیه - دختر واقع شده‌اند. مطالعات پتروگرافی و بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که گدازه‌های فنولیتی میزبان دو نوع زینولیت می‌باشند. نوع اول از زینولیت‌ها در نمودارهای ژئوشیمیایی ترکیبی معادل بازالت دارند. ترکیب نوع دوم زینولیت‌ها، معادل با تراکی‌آندزیتی می‌باشد. فنولیت‌های میزبان بیشتر از کانی‌های درشت‌بلور کلینوپیروکسن و لوپسیت، به همراه کانی‌های فرعی فلوگوپیت و آپاتیت با زمینه‌ای ریزبلور و شیشه‌ای تشکیل شده‌اند. در حالیکه زینولیت‌های نوع اول دارای بافت گرانولار با کانی‌های درشت‌بلور کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و کانی‌های فرعی اپک می‌باشند. زینولیت‌های نوع دوم با درشت بلورهای لوپسیت، به همراه کانی‌های فرعی پیروکسن و فلوگوپیت دارای بافت میکروگرانولار پورفیری هستند. بر پایه مطالعات شیمی کانی، کلینوپیروکسن‌های سنگ میزبان در فشار متوسط تا بالا (۱۵ تا ۶ کیلوبار) و دمای ۱۳۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. زینولیت‌هایی با ترکیب معادل بازالت در فشار ۵ تا ۲ کیلوبار، دمای ۱۱۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و زینولیت‌های با ترکیب معادل تراکی‌آندزیتی در فشار ۱۰ تا ۶ کیلوبار و دمای ۱۲۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و اعماق کمتر از ۴۰ کیلومتر متبلور شده‌اند. از دیدگاه شرایط شیمیایی، پیدایش این کانی‌ها برای هر دو نوع سنگ میزبان و زینولیت‌های همراه، در محیطی با اکسیژن متغیر و بالا روی داده و میزان آب ماگمای تشکیل دهنده آنها از ۲ تا نزدیک به ۱۰ درصد برآورد شده است.

الگوی غنی‌شدگی از LREE و کمابیش مسطح از HREE در کنار بی‌هنجاری منفی Nb, Ta, Eu و Ti و بی‌هنجاری مثبت K و Rb, Ba, Th در نمونه‌های سنگ میزبان فنولیت و هردو نوع زینولیت، مشاهده می‌شود. بر اساس شیمی کلینوپیروکسن و نمودارهای تفکیک کننده محیط‌های تکتونیکی، سنگ میزبان و هر دو نوع زینولیت، ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیم بالای وابسته به کمان‌های آتشفشانی دارند. مقادیر Yb و Y پایین و نسبت بالای La/Yb و Dy/Yb، به تعادل بین مذاب و فازهای باقیمانده گارنت و یا هورنبلند در سنگ منشا اشاره دارد. بر اساس نمودارها و با توجه به مجموع داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی کلینوپیروکسن می‌توان پیشنهاد کرد که سنگ‌های شبه جزیره سارای از ذوب بخشی با نرخ اندک (۵ تا ۱ درصد) گوشته‌ی لیتوسفری متاسوماتیزه حاوی فلوگوپیت و گارنت ایجاد شده‌اند. مقادیر حاصل از تخمین دما و فشار تبلور دیوپسید، نشان می‌دهد که زینولیت‌ها در دما و فشار کمتری نسبت به سنگ میزبان فنولیت تشکیل شده‌اند. بنابراین قطعات زینولیت‌ها در مسیر صعود ماگما و احتمالاً از دیواره‌ها جدا و توسط ماگما به سطح منتقل شده‌اند. عدم وجود شواهد پتروگرافی مربوط به ذوب، انحلال، زینوکریست، تجمع ریزبلور در مرز کانی‌ها و محل تماس زینولیت و ماگمای میزبان موید آن است که نرخ صعود ماگما بیشتر از سرعت انحلال، ذوب و واکنش فنوکریست‌ها با ماگما بوده است.

منابع

1. Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo- volcanic series", *Earth and Planetary Science Letters*, 59 (1982) 139-154.
2. Pearson, D. G., Canil, D., Shirey, S. B., "Mantle samples included in volcanic rocks: Xenoliths and diamonds, in: *The Mantle and Core* (ed. Carlson, R. W.)", *Treatise on Geochemistry*, 2 (2003) 171-275.
3. Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H., Mcleod, C. L., "Generation of arc and within- plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan province, Iran", *Journal of Petrology*, (2013), 1-25.
4. Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektas, O., Kwon, S., "Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt and revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of Eastern Mediterranean region", *Lithos*, 146-147 (2012) 218-232.
5. Keskin, M., " Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision- related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey", *Geophysical Research Letters*, 30 (2003), 8046.

6. Kheirkhah, M., Allen, M., Emami, M., "Quaternary syn- collision magmatism from the Iran- Turkey borderlands", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182 (2009), 1- 12.
7. Eyuboglu, Y., " Late cretaceous high- k volcanism in the eastern Pontides orogenic belt and its implications for the geodynamic evolution of NE Turkey", *International Geology Review*, 52 (2010) 142- 186.
8. Yilmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C., Şengör, A.M.C., "Geology and tectonic evolution of the Pontides", *Reginal and Petroleum Geology of the Black Sea and surrounding Region*, 68 (1997), 183- 226.
9. Azadi, E., Rahgoshay, M., Alirezaei, S., Emami, M.H., " Geochemistry and petrogenesis of the volcanic rocks in the central part of Bozghush ranges, northwest of Iran", *Petrology*, 24 (2015), 1-23 .
۱۰. نبوی، م. ح.، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی، (۱۳۵۵) ۱۱۰ صفحه.
۱۱. مرادیان، ع.، مطالعه ژئوشیمیایی، ژئوکرونولوژی و سنگ نگاری جزیره اسلامی ، چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تبریز، (۱۳۷۹).
۱۲. معین وزیری، ح.، پتروگرافی و ژئوشیمی آنکلاوهای فلوگوپیت- کلینوپیروکسنیت بعضی از گدازه های جوان ایران، مثال هایی از شبه جزیره سارای، قروه، دماوند و قلعه حسنعلی، مجله علوم دانشگاه تهران، ۱ (۱۳۸۱) ۱۷-۱.
13. Khezerlou, A., Amel, N., Gregorie, M., Moayyed, M., Jahangiri, A., "Geochemistry and mineral chemistry of pyroxenite xenoliths and host volcanic alkaline rocks from northwest of Marand (NW Iran)", *Mineralogy and Petrology*, 21 (2017) 865-885.
14. Khalatbari Jafari, M., Salehi Siavashani, N., Babaie, H. A., Xiao, W., Faridi, M., Ao, S., "Late Cenozoic volcanism in the Almaludag region, Azerbaijan province, northwest Iran: evidence for post- collisional extension", *Journal of Geodynamics*, 141- 142 (2020), 1001779.
15. Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., Ahmadian, J., "Transition from I-type to A-type magmatism in the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: an extensional intra-continental arc", *Geological Journal*, 51 (2016) 387-404.

16. Riou, R., Dupuy, C., Dostal, J., "Geochemistry of coexisting alkaline and calc-alkaline volcanic rocks from northern Azerbaijan (N.W. Iran)," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2-4 (1981) 253–275.
۱۷. حاج علیلو، ب.، پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آکالن پتاسیک، شبه جزیره اسلامی و محیط ژئودینامیکی آنها، *پیک نور علوم*، ۳ (۱۳۸۲) ۲۱–۳۸.
۱۸. قادری، م.، موید، م.، عامل، ن.، مجرد، م.، نگرشی نو بر پتروژنز آتشفشان سارای با تاکید بر رخداد مگاکریست های سانیدین (تبلور ماگمایی در آشیانه ایزوله)، *مجله علوم زمین*، ۱۱۷ (۱۳۹۸) ۱۶–۳.
19. Lechmann, A., Burg, J.P., Ulmer, P., Guillong, M., Faridi, M., "Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azarbaijan: Geochronological and geochemical evidence", *Lithos*, 304-307 (2018) 311- 328.
20. Ghalamghash, J., Schmitt, A. K., Chaharlang, R., "Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post- collisional magmatism in the northwestern Iran: evidence for time- transgressive magmatism away from the collisional suture", *Lithos*, 344- 345 (2019), 265- 279.
21. Hajalilou, B; Moayyed, M., Hosseinzadeh, M.R., "Petrography, geochemistry and geodynamic environment of potassic alkaline rocks in Eslamy peninsula, northwest of Iran", *Journal of Earth System Science*, 6 (2009) 643-657.
۲۲. جنگ جو، ف.، عزیزاده، ا.، ۱۳۹۳، ساختار بالازدگی متقارن در شبه جزیره اسلامی، شمال باختری ایران، دانشگاه ارومیه، (۱۳۹۳).
23. Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., Walker, J.D., "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", *Tectonophysics*, 451(2008) 71-96.
24. Alizadeh, A., "Amount and location of tectonic uplift in the Urmia region of northwest Iran from the Permian to the Neogene", 57 (2021), 153- 165.
۲۵. قادری، م.، عامل، ن.، موید، م.، مینرال شیمی کانی بیوتیت، رهیافتی بر پتروژنز آتشفشان سارای، شمال غرب ایران، *مجله پژوهشهای دانش زمین*، ۴۴ (۱۳۹۹) ۱۴۴–۱۲۹.

26. Morimoto, N., Fabrise, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., "Nomenclature of pyroxene", *Mineralogical Magazine*, 52 (1988) 535-555.
27. Pearce, J.A., "Sources and settings of granitic rocks", *Episodes*, 19 (1996) 120-125.
28. Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E., " Statical analysis of clinopyroxene from deep sea basalts", *American Mineralogists*, 64 (1979) 501-513.
29. Aoki, K., Shiba, I., "Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan", *Lithos*, 6 (1973) 41-51.
30. Helz, R. T., "Phase relations of basalts in their melting ranges at PH₂O= 5 kb as a function of Oxygen fugacity, part I, Mafic phases", *Journal of petrology*, 14 (1973) 249-302.
31. Soessoo, A., 1997, "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallization P- T- Estimations", *GFF (Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar)*, 119 (1977) 55-60.
32. Le Bas, M. J., "The role of aluminum in igneous clinopyroxene with relation to their parent age", *American Journal of Science*, 260 (1962) 267-288.
33. Boynton, W. V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies", in "Rare earth elements geochemistry", P. Henderson (Elsevier, Amesterdam), (1984) 63-114.
34. McDonough, W. F., Sun, S., Ringwood, A. F., Jagoutz, E., Hofmann, A. W., " K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the Evolution of the Earth's Mantle", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 (1992) 1001-1012.
35. Roger, N. W., "Potassic magmatism as a key to trace element enrichment processes in the upper mantle", *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 50 (1992) 85-99.
36. Wilson, M., "Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach", Unwin Hyman, London (1989) 466.
37. Gill, J. B., "Orogenic andesites and plate tectonics", Springer-Verlag, Berlin, (1981) 390.

38. Juteau T., and Maury R., "geologie de la croute oceanique, petrologie et dynamique endogens", Masson, Paris, (1997) 367.
۳۹. آقازاده، م.، بدرزاده، ز.، سنگ شناسی و پتروژنز لامپروفیرهای آلکالن و کالک آلکالن شمال باختر ایران، علوم زمین، ۹۴ (۱۳۹۳) ۸۷-۱۰۲.
40. Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M. F., Mitchell, J. G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, Post-collision volcanism in Western Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102 (2000) 67-95.
41. Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Macpherson, C.G., "Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: Implications for plum-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization" Journal of Petrology, 38 (1997) 1359-1390.
42. Qi, Y., Wyman, D.A., Wang, Q., Jiang, Z.Q., "Cenozoic mantle composition evolution of southern Tibet indicated by Paleocene (~ 64 Ma) pseudoleucite phonolitic rocks in central Lhasa Terrane", Lithos, 302 (2018) 178-188.
43. McKenzie, D.A.N. and O'nions, R.K. "Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations", Journal of Petrology, 32 (1991) 1021-1091.
44. Rollinson, H.R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Cambridge University Press, (1993) 346.
۴۵. موید، م.، پتروگرافی دایک های لامپروفیری شبه جزیره اسلامی (شرق دریاچه ارومیه) آذربایجان شرقی، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۸۳) ۳۸۷-۳۷۶.
46. Taghizadeh-Farahmand, F., Afsari, N., Sodoudi, F., "Crustal thickness of Iran inferred from converted waves", Pure and Applied Geophysics, 172 (2015) 309-331.
47. Dehghan G., Makris T., "The gravity field and crustal structure of Iran", Geological Survey of Iran, Report 51 (1984) 51-68.

Pyroxene chemistry of xenoliths related to volcanic rocks in Eslamieh peninsula (Saray volcano): Implications for geothermobarometry and tectonic setting

Pouya besharati¹, Ali Kananian^{1*}, Fatemeh Sepidbar²

1. School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

2. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Ferdowsi, Mashad, Iran

Introduction

The late Miocene magmatic rocks with calc-alkaline and shoshonitic (or ultrapotassic) characteristics are found mainly along the UDMA and occur in the northern parts of the Turkish– Iranian High Plateau [1-3]. Plio-Quaternary magmatic rocks are represented by alkaline rocks with and/or without subduction overprints and by shoshonitic rocks in several regions of the UDMA, but mostly in NW Iran, in the Turkish–Iranian High Plateau [e.g., 4-6]. Paleotethys was located to the north of the magmatic arc, and hence southward subduction operated from the Paleozoic until the Dogger, and that northward subduction occurred subsequently from the late Mesozoic until the Eocene. Although several studies have highlighted consensus on a different pulses of magma generation mainly in the late Eocene, late Miocene and Plio–Quaternary northward subduction model for the geodynamic evolution in the southern part of the study area. The late Miocene (Tortonian) high K-volcanic rocks are exposed mainly between the Bitlis–Zagros Zone and western Albroz magmatic arc in the Eslamieh Peninsula (Saray), to the eastern of Urumieh lake. Although several studies have highlighted the temporal and spatial aspects of magmatism in the UDMB, showing origin, and magmatism related to collision and post collisional settings, NW Iran has not been investigated in detail. Also, the information about physio-chemical conditions of magma formation and genetic relation between volcanic rocks and their xenoliths are lacking. In this paper we present detailed classification of the high-K volcanic rocks in the Eslamieh Peninsula (Saray) and physio-chemical conditions of magma formation and genetic relation between volcanic rocks and their xenoliths based on mineral and whole rock geochemical studies.

Geology setting

The study area is located in the northern Uromieh- Dokhtar magmatic belt (NW Iran; Fig. 1), part of the Tertiary-Quaternary magmatic belt of Iran. The late Miocene (Tortonian) high K-volcanic rocks are

exposed mainly in the Eslamieh Peninsula (Saray), to the southeast of Urumieh city (Figs. 1 and 2). The contact relationships with older strata, including the magmatic and metamorphic basement (such as the Gushchi A-type granites and Cadomian granitic gneisses), are mostly covered by younger salty-clay deposits of the Urumieh Lake. The late Miocene high-K Saray volcanic rocks appear to crosscut the Iranian basement. Field observations show that the volcanic activity in the Saray can be divided into different sequences of pyroclastic and volcanic activities with the lahar deposits.

Field Observation and petrography

The Saray Peninsula includes high K-volcanic rocks and related xenoliths which are mainly exposed in to the southeast of Urumieh city (Figs. ??).

All investigated lava and related xenolith samples show a porphyric and granular textures, respectively. Phonolitic-trachytic lavas are mainly located in the central part of Saray Peninsula (Fig. ??) and contain clinopyroxene, euhedral sanidine with subordinate phlogopite and olivine. They are characterized by sharp contact with related xenolith, vesicles structure up to several centimeters in size, sanidine phenocrysts with maximum size up to 10 cm (an average size of 3 to 4 cm). Sanidine phenocrysts as well as groundmass crystals within lavas are aligned in one direction. It is enclosed by fine-grained Fe-oxide grains, which can be correlated to the breakdown of phlogopite during decompression and the oxidizing conditions during eruption. The sanidines are euhedral with a size of 1 to 6 cm (rare crystals reach a size up to 10 cm). It is the major phase forming the groundmass of all crystalline rocks. Clinopyroxenes are mainly euhedral and appear light to dark green in the polarizing microscope. Occasionally, olivine macro- to megacrysts (up to 1.5 cm) show visible reactions rims suggest that they are xenocrysts in trachyte. Carbonatite is common feature in the groundmass of the trachyte whereas, magnetite, apatite, titanite and zircon occur as accessory minerals.

Mantle xenoliths entrained by the post-collisional K-rich magmas have been subdivided in two type in the Saray volcanic field based on their mineral modes and textures: Type-1 pyroxenite in the trachyte, and phonolite; Type-2 with trachyandesitic composition, Type-1 xenoliths with a size from some millimeters up to 10 cm in diameter were observed in the trachytic/phonolitic rocks and mafic and felsic lamprophyric dykes and plugs, with clear boundaries between the xenoliths and their host magmas. They contains euhedral pyroxene phenocrysts with quartz and apatite inclusions (Fig. ??), with a few phlogopite (<3 vol.%) and quartz (<2 vol.%). Their groundmass is fine-grained and consists mainly of glass and sanidine crystals. Type 2 xenoliths mainly consists of lucite (up to 60% vol.%) followed by clinopyroxene (diopside) (20 vol. %) and phlogopite (20 vol. %).

Mineral chemistry

Analyses of the mineral compositions is mainly focused on the clinopyroxene, and phlogopite, as they are the most abundant minerals in Saray peninsula samples and listed in Supplementary Tables S2a and S2b, respectively.

Clinopyroxenes in the phonolite and type-1 and -2 xenoliths have been investigated. They are corresponded with Quad pyroxenes within the $Q=Ca-Mg+Fe^{2+}$ vs, $J=2Na$ with similar wollastonite (Wo) contents and are diopsidic in composition (Fig. ??), with high contents of CaO and Al_2O_3 vary from 21.9 to 23.5 wt. %.

Whole rock geochemistry

Major- and trace-element compositions of the whole rocks from Saray Peninsula are listed in Supplementary Table S3. As shown in the Zr/Ti vs. Nb/Y diagram of [7] (Fig. ??) the host volcanic rocks, Type-1 and -2 xenoliths plot in the field of “phonolite”, basalt and trachyandesite. All the Saray high-K show similar chondrite-normalized REE patterns [8] (Fig. ??) with enriched in LREE relative to HREE in chondrite normalized diagram. In primitive mantle-normalized diagram (Fig. ??), all the Saray high-K rocks are mainly characterized by strong enrichment in LILEs (e.g., Rb, Ba, K, and Th) relative to La. The lavas are characterized by conspicuous negative anomalies of HFSE including Nb, Ta and Ti relative to LREEs (Fig. ??).

Physio-chemical condition of pyroxene crystallizations

Based on pyroxene chemistry and method by Soessoo, A., 1997, physio-chemical condition of pyroxene crystallizations is estimated. The pyroxenes of phonolitic host studied were physically crystallized in moderate to high pressure (6 to 15kbar) and temperature of 1200-1300 °C whereas those from trachy-andesites and basalts xenoliths were formed at lower pressure (6 to 10 kbar and 2 to 5 kbar) and temperatures (1150-1200 °C and 1100-1150 °C), respectively, in high fO_2 . On the base of pyroxene chemistry, the basic rocks from Saray Penonsula belong to calcalkaline series in volcanic arc setting (Neo-Tethys subduction).

1. Moine-Vaziri, H., Khalili Marandi, S.H., Brousse, R., "Importance doun volcanism potassique, auMiocene Superier, en Azerbaijan, Iran", Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Pari 313 (1991) 1603–1610.
2. Dilek, Y., Imamverdiyev, N., Altunkaynak, S., "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint", International Geology Review, 52 (2010) 536–578.

3.Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektas, O., Kwon, S., "Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt and revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of Eastern Mediterranean region", *Lithos*, 146-147 (2012) 218-232.

Keskin, M., " Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction- accretion complex: an alternative model for collision- related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey", *Geophysical Research Letters*, 30 (2003), 8046.

Kheirkhah, M., Allen, M., Emami, M., "Quaternary syn- collision magmatism from the Iran- Turkey borderlands", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182 (2009), 1- 12.

Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H., Mcleod, C. L., "Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan province, Iran", *Journal of Petrology*, (2013), 1-25.

Pearce, J.A., "Sources and settings of granitic rocks", *Episodes*, 19 (1996) 120-125.

McDonough, W. F., Sun, S., Ringwood, A. F., Jagoutz, E., Hofmann, A. W., " K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the Evolution of the Earth's Mantle", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 (1992) 1001-1012.

Keywords: High-k calc-alkaline, xenolith, chemistry of pyroxene, post-collision, Eslamieh peninsula.

Corresponding Author: kananian@ut.ac.ir