

نگرشی نو بر پتروژن آتشفشان سارای با تاکید بر رخداد مگاکریست‌های سانیدین (تبلور ماگمایی در آشیانه ایزوله)

مهدی قادری^۱، محسن موید^۲، نصیر عامل^۲ و منیر مجرد^۴

^۱دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳دانشیار، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۴دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۱/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۷/۲۲

چکیده

آتشفشان سارای در حاشیه شرقی دریاچه ارومیه واقع شده است. بدنه اصلی این آتشفشان مرکب خاموش شامل تناوبی از روانه‌ها و فوران‌های پیروکلاستیک با ترکیب لوسیتی می‌باشد. دایک‌هایی با ترکیب لوسیت‌فولیتی، لامپروفیری، تراکیتی و میکروسینیتی، روانه‌های لوسیتی را قطع می‌کنند. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که دایک‌های مینتی و تراکیتی همدیگر را قطع می‌کنند. دایک‌های سینیتی و یک توده میکروسینیتی در مرکز این آتشفشان بروز دارند. فوران پیروکلاست‌های تراکیتی آخرین مرحله فعالیت این آتشفشان می‌باشد و احتمالاً در اثر شدت انفجار آن دهانه آتشفشان تخریب شده و به حالت امروزی درآمده است. لوسیت‌ها عمدتاً از فنوکریست‌های لوسیت و کلینوپیروکسن، مینت‌ها از فنوکریست‌های بیوتیت و کلینوپیروکسن و تراکیت‌ها از فنوکریست‌های سانیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. ماگماتیسیم سارای سرشت پتاسیک و اولتراپتاسیک دارد و باتوجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، گوشته مولد آن بایستی گوشته‌ای گارنت کلینوپیروکسنیتی میکادار باشد. قرارگیری سنگ‌های لوسیتی، لامپروفیری و تراکیتی در کنارهم صرفاً با عملکرد پدیده تبلور تفریقی در ماگمای لوسیتی قابل توجیه نیست. سانیدین فراوان‌ترین فلدسپار موجود در سنگ‌های سارای می‌باشد. تشکیل مگاکریست‌های سانیدین نتیجه کریستالیزاسیون بطئی و طولانی مدت در یک مخزن ماگمایی با ابعاد متوسط، کم‌عمق و نسبتاً ایزوله است؛ چرخه حرارتی در این حجره ماگمایی به‌نحوی بوده است که دمای ماگما در حدود دمای پتاسیم فلدسپار مایع باشد.

کلیدواژه‌ها: لامپروفیر، لوسیت، سانیدین، تراکیت، آتشفشان سارای.

***نویسنده مسئول:** محسن مؤید

E-mail: moayyed@tabrizu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

آتشفشان سارای (واقع در شبه‌جزیره اسلامی) بخشی از زون ماگمایی ارومیه-دختر می‌باشد و طبق آقانباتی (۱۳۸۳) در پهنه ایران مرکزی قرار می‌گیرد (شکل ۱-الف). این آتشفشان در شرق دریاچه ارومیه و غرب آتشفشان سهند قرار دارد. حضور لامپروفیر مینتی حاوی مگاکریست‌های بیوتیت، تراکیت‌های حاوی مگاکریست‌های حدود پنج سانتی متری سانیدین و بالاخره حضور توآمان این مجموعه در کنار هم، سبب توجهی ویژه به این منطقه شده و مطالعات پترولوژیکی متعددی در این منطقه صورت گرفته است (Moinvaziri, 1985; Moinvaziri et al., 1991; Moradian-Shahrbabaky, 2007; Moayyed et al., 2008; Moghadam et al., 2014; Pang et al., 2013). در این مطالعات، آتشفشان سارای یا بخشی از یک مطالعه بزرگتر بوده و یا از جنبه‌ای خاص مورد بررسی قرار گرفته است. در مطالعات پیشین سرشت ماگماتیسیم سارای، پتاسیک و اولتراپتاسیک تعیین شده و واحدهای سنگی آن در حالت کلی از قدیم به جدید به صورت بازانت، تفریت، سنگ‌های پیروکلاستیک تفریتی، دایک‌های لامپروفیری، تراکیت، پیروکلاست‌های تراکیتی و سینیت‌ها، معرفی شده‌اند. طبق (Moinvaziri 1985) تحتانی‌ترین گدازه این آتشفشان سنی در حدود ۷/۸ میلیون سال دارد در حالی که Moradian-Shahrbabaky (2007) دو سن ۶/۵ و ۸/۲ میلیون سال را برای سنگ‌های تراکیتی مختلف بدست آورده است. تصور غالب تقریباً در تمامی مطالعات گذشته بر این استوار بوده است که بین دو فاز بازانتی-تفریتی و تراکیتی فاصله زمانی قابل توجهی بوده است. مقاله حاضر بخشی از مطالعه‌ای است که تلاش اصلی در آن بر شناسایی هرچه دقیق‌تر واحدهای مختلف سنگی آتشفشان سارای می‌باشد. در این راستا چند واحد سنگی برای اولین بار در این مطالعه معرفی می‌شود. همچنین نظر به این که در سال‌های اخیر روش‌های ژئوشیمیایی جدیدی در مقالات معتبر ارائه شده است (Vigouroux et al., 2008; Prelevic et al., 2012)

۲- زمین‌شناسی شبه جزیره اسلامی (آتشفشان سارای)

آتشفشان سارای در شرق دریاچه ارومیه، در میانه جاده مواصلاتی شهرهای تبریز به ارومیه قرار دارد. شکل هندسی این آتشفشان شبیه یک بیضوی می‌باشد که طول قطر کوچک آن حدود ۱۵ کیلومتر بوده و قطر بزرگ آن با طول حدود ۲۳ کیلومتر دارای جهت تقریباً شمالی-جنوبی است. برای اولین بار Moinvaziri et al. (1991) منحصراً نقشه زمین‌شناسی شبه جزیره اسلامی را رسم و ارائه نموده‌اند. در مطالعات بعدی جداسازی واحدهای مختلف بر اساس مطالعه Moinvaziri et al. (1991) بوده است ولی در مطالعه حاضر جداسازی واحدها، کمی تغییر می‌کند (شکل ۱). در حالت کلی از نظر سنگ‌شناسی آتشفشان سارای فوران متناوب گدازه‌های لوسیتی و فوران پیروکلاست‌هایی است که از قطعات لوسیتیت تشکیل شده‌اند. این رویداد و تناوب فعالیت آتشفشانی در سراسر جزیره قابل مشاهده است. از این رو امکان جداسازی قسمتی از آتشفشان به‌عنوان واحد فانگلومرتی یا لاهار، حداقل طبق بررسی‌های انجام‌شده در این مطالعه وجود ندارد. لذا در نقشه ارائه شده در این مطالعه (شکل ۱-ب) این واحدها حذف گردیده‌اند. باتوجه به محاط شدن این آتشفشان توسط دریاچه ارومیه و تشکیل رسوبات دریاچه‌ای، امکان مشاهده محل کنتاکت اولین فوران این آتشفشان با پی سنگ وجود ندارد. اما چون جزایر جنوبی دریاچه ارومیه از جنس نهشته‌های شبه‌فیلش کرتاسه فوقانی و یا آهک‌های ریفی الیگومیوسن (سنگ‌های دارای

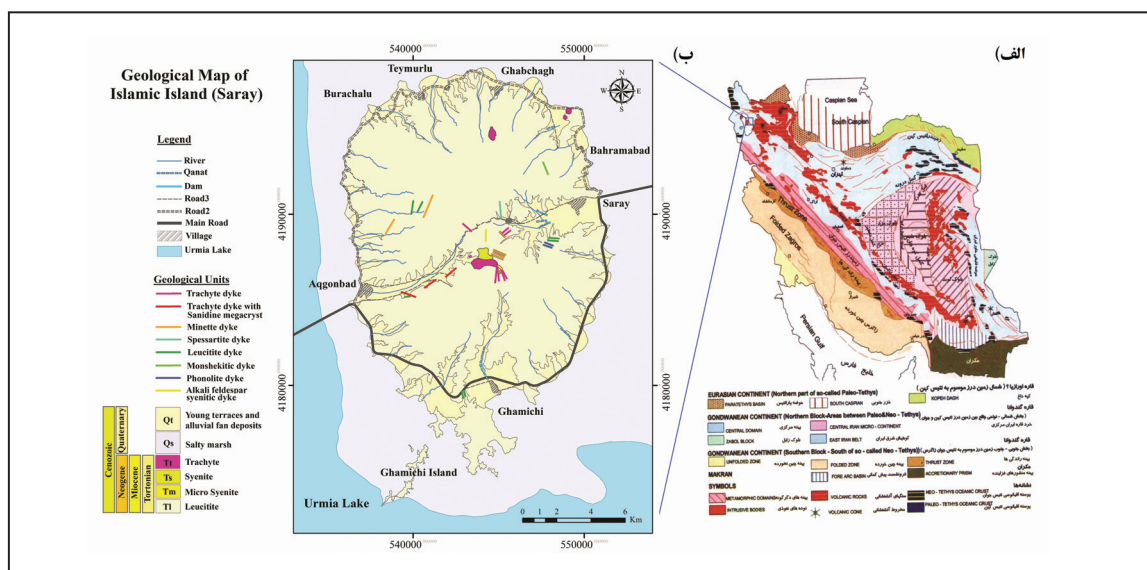
روستای آق گنبد به صورت دایک‌های با ضخامت تا پنج متر و چندین دم دیده می‌شود. در جنوب آتشفشان سارای تراکیت‌ها به صورت چهار دایک غیرموازی با ضخامت ۴ الی ۵ متر برونزد دارند. امتداد همه آنها به توده سینیتی واقع در میانه دره مرکزی سارای می‌رسد. در صحرا رویداد دو فوران پیروکلاستیک تراکیتی قابل مشاهده است (شکل ۲-ت). بدین ترتیب که بر روی لایه‌ای حدوداً یک و نیم متری برش پیروکلاستیک، لایه‌ای حدود ۳۰ سانتی متری توف قرار می‌گیرد. این سکانس یکبار دیگر تکرار می‌شود. فراوانی پیروکلاستیک تراکیتی محدود و پراکنده می‌باشد و امکان جدا کردن قسمت مشخص از نقشه برای این گونه از سنگ‌ها امکان‌پذیر نمی‌باشد.

بلوک‌های با ابعاد بزرگتر از نیم متر در برش‌های پیروکلاستیک تراکیتی دیده نمی‌شود. دایک‌های لامپروفیری مینتی از دیگر انواع سنگ‌های موجود در آتشفشان سارای هستند که حضور بیوتیت‌های حدوداً پنج سانتی متری در آنها، سبب جلب توجه فراوان به سوی آنها شده است. تاکنون در مطالعات صورت گرفته صرفاً به رخداد لامپروفیرهای مینتی اشاره شده است، در مطالعه حاضر یک دایک لامپروفیری از نوع اسپساریت و دایک لامپروفیری مونشیکیتی نیز گزارش می‌شود. دایک‌های لامپروفیری و تراکیتی هر دو گدازه‌های لوئیتیتی را قطع کرده‌اند. (Moinvaziri et al. (1991 قطع شدگی تراکیت‌ها توسط روانه لوئیتیتی را در یک ردیف از سنگ‌ها گزارش کرده‌اند.

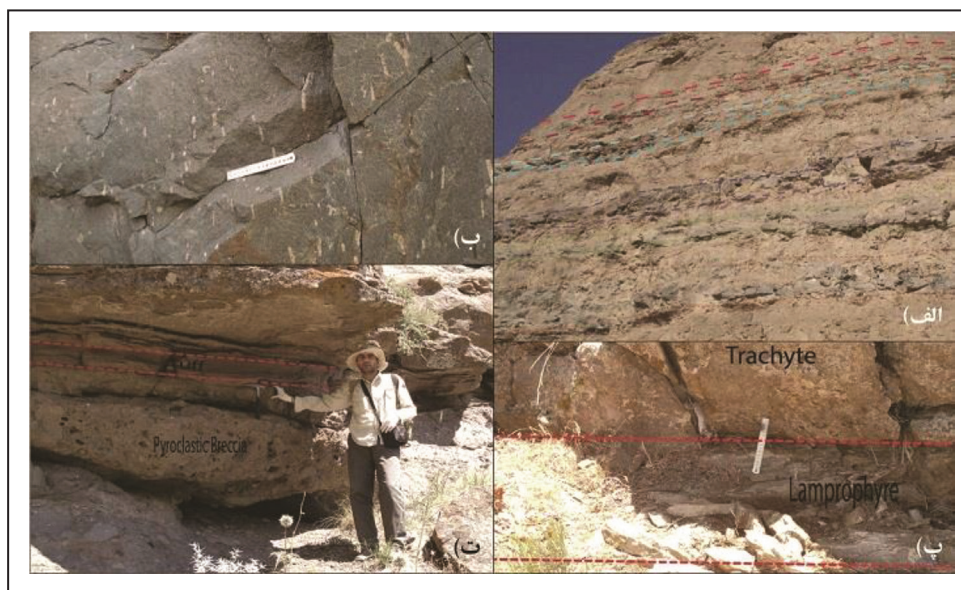
قطع شدن لامپروفیرها توسط تراکیت‌ها در دره مرکزی سارای در چندین مورد قابل مشاهده است. در مطالعات پیشین ماگمای لامپروفیری مرحله میانی بین فازهای لوئیتیتی و تراکیتی تصور شده است. اما در این مطالعه، در میانه‌های دیواره جنوبی دره سارای محل تقاطع دو دایک لامپروفیری و تراکیتی گزارش می‌شود که در آن اثر حرارتی بر روی دایک تراکیتی دیده می‌شود (شکل ۲-پ)، یعنی تزریق دایک لامپروفیری بعد از جایگیری دایک‌های تراکیتی روی داده است. لذا فوران ماگمای تراکیتی و لامپروفیری به صورت متناوب صورت گرفته است. جایگیری توده سینیتی در مرکز دره سارای و تزریق یک دایک ضخیم با ترکیب لوئیت‌الکالی- سینیتی درون پلاگ بهرام‌آباد، احتمالاً آخرین فعالیت‌های ماگمایی این آتشفشان می‌باشد. جایگیری و بالاآمدگی توده سینیتی احتمالاً عامل نهایی در تخریب کلی دهانه آتشفشان سارای بوده است که پیش‌تر توسط انفجارات مولد پیروکلاست‌ها به شدت آسیب دیده بوده است.

رخساره شبیه سازند قم هستند (سلطانی سیسی، ۱۳۸۴)، شاید بتوان گفت فوران آتشفشان بر روی چنین پی‌سنگی روی داده است. شیب روانه‌های لوئیتیتی حدوداً ۲۰ درجه می‌باشد و سنگ‌های پیروکلاستیک لوئیتیتی عمدتاً از برش‌های پیروکلاستیک و مقدار بسیار کمی از توف‌ها تشکیل شده‌اند. اندازه بلوک‌های (Blocks) برش‌های پیروکلاستیک (که سخت‌شدگی شدید نشان می‌دهند و اکثراً حالت اتوکلاستیک دارند) در بعضی از موارد به بیش از یک متر می‌رسند. در ابتدای جاده روستای سارای به روستای بهرام‌آباد (شکل ۲-الف) مقطعی وجود دارد که در آن ۶ لایه پیروکلاستیک و ۵ لایه روانه لوئیتیتی مشاهده می‌شود. باتوجه به این که لایه قاعده‌ای از سنگ‌های پیروکلاستیک با قطعات لوئیتیتی تشکیل شده است، بایستی دستکم یک لایه از روانه لوئیتیتی نیز در زیر آن وجود داشته باشد. ضخامت لایه‌های پیروکلاستیک در این مقطع متفاوت است که احتمالاً به دلیل تولید کمتر سنگ‌های پیروکلاستیک در میانه‌های فعالیت آتشفشان سارای بوده است. توف‌های با ترکیب لوئیتیتی با فراوانی بسیار کمتر در برخی نقاط آتشفشان سارای هنوز قابل مشاهده هستند. در این مطالعه دو دایک لوئیت‌فولیتی به ضخامت حدود دو متر و طول برونزد بیش از سه کیلومتر در حاشیه جنوبی دره مرکزی سارای به صورت تقریباً موازی شناسایی شدند که به احتمال زیاد آخرین فاز فعالیت مرحله لوئیتیتی می‌باشند. در ادامه پس از یک دوره احتمالی خاموشی، مرحله دوم فعالیت آتشفشان سارای با خروج ترم‌های بسیار تفریق‌یافته‌تر یعنی تراکیت‌ها مشخص می‌شود. از لحاظ حجم، میزان فوران‌های تراکیتی بسیار کمتر از فوران‌های لوئیتیتی می‌باشد. برخلاف لوئیتیت‌ها که تماماً به صورت لاوا و یا دایک‌های تغذیه‌کننده مشاهده می‌شوند، تراکیت اکثراً به صورت دایک و تعدادی دم آتشفشانی و در سطح بسیار محدودی در شمال غرب آتشفشان به صورت گدازه مشاهده می‌شوند.

تراکیت‌های آتشفشان سارای از لحاظ پتروگرافی دارای تفاوت‌های محسوس می‌باشند، به‌طوری‌که با وجود مشاهده مگاکریست‌های بزرگتر از ۵ سانتی متر در تراکیت‌های نزدیکی روستای آق گنبد (شکل ۲-ب)، در دایک‌های تراکیتی جنوب آتشفشان، ساینیدین حتی به صورت فنوکریست هم مشاهده نمی‌شود. برونزد تراکیت‌ها، در شمال آتشفشان سارای بسیار محدود می‌باشد و منحصر به دو پلاگ تراکیتی کوچک در نزدیکی روستای بهرام‌آباد و یک محدوده از گدازه‌های تراکیتی با مساحت ۰/۲۵ کیلومتر مربعی در پنج کیلومتری غرب روستای بهرام‌آباد می‌باشد (شکل ۱-ب). تراکیت‌ها عمدتاً در میانه‌های دره مرکزی سارای به طرف



شکل ۱- الف) موقعیت آتشفشان سارای در پهنه‌بندی زون‌های ساختمانی ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی.



شکل ۲- الف) تناوب روانه‌های لوسیتی و سنگ‌های پیروکلاستیک مربوطه در محل پمپ بنزین روستای ساری؛ ب) دایک تراکیتی حاوی مگاکریست‌های بیش از ۷ سانتی متری ساینده؛ پ) تزریق دایک مینی در دایک تراکیتی، ت) سنگ‌های پیروکلاستیک تراکیتی.

۳- مواد و روش‌ها

این سنگ‌ها تفريت نامگذاری شده‌اند (Moradian-Shahrbabaky, 2007; Hajalilou et al., 2009)، در حالی که جهت اطلاق نام تفريت به یک سنگ حضور کانی پلاژیوکلاز ضروری است.

اندازه کلینوپيروکسن‌ها به بیش از ۱ سانتی متر هم می‌رسد (مگاکریست)؛ پدیده منطقه‌بندی ترکیبی و ادخال مذاب (Melt Inclusion) در آنها دیده می‌شود (شکل ۳-الف). اکثر کلینوپيروکسن‌ها سبزرنگ می‌باشند. تبدیل کلینوپيروکسن به آنتوفیلیت، اورالیت و یا بیوتیت در معدودی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود که می‌تواند نشانگر متاسوماتیسم پتاسیم باشد. مقدار لوسیت‌ها در بیشتر نمونه‌ها کمتر از کلینوپيروکسن‌ها می‌باشد و اندازه آنها تقریباً ۰/۵ میلی‌متر تا ۱ سانتی متر می‌باشند. تقریباً تمامی لوسیت‌ها (فارغ از اندازه‌شان) به صورت هشت‌وجهی دیده می‌شوند (شکل ۳-ب). اکثر لوسیت‌ها به آنالسیم تبدیل شده‌اند، ولی لوسیت‌های سالم و هوازده در یک مقطع نیز دیده می‌شوند. سومین فنوکریست عمده در لوسیت‌ها، کانی اولیون اکثراً ایدینگسته شده می‌باشد که میزان آن کمابیش حدود ۵ تا ۱۰ درصد می‌باشد. کانی‌های فرعی در لوسیت‌ها شامل آپاتیت، بیوتیت و کانی‌های ریز اپک می‌باشند. سنگ‌های لوسیتی در نمونه‌های دستی حالت پورفیری نشان می‌دهند. فنوکریست‌های کلینوپيروکسن و لوسیت در نمونه دستی هم قابل ملاحظه است و خمیره سنگ رنگ سبز زیتونی نشان می‌دهد. در مطالعات ژئوشیمی، نمونه‌های G41 و G48 نمایانگر این گروه می‌باشند.

۴-۲. لوسیت‌فولیت‌ها

در مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های این سنگ‌ها بافت میکرولیتی پورفیریک جریانی نشان می‌دهند. فنوکریست‌های کلینوپيروکسن، لوسیت‌های آنالسیم‌شده، ساینده‌ها و اولیون‌های ایدینگسته شده کانی‌های اصلی را تشکیل داده که در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های ساینده، بیوتیت و کانی‌های اپک قرار می‌گیرند. کانی‌های بیوتیت و اپک در نقش کانی فرعی می‌باشند. چنین ترکیب کانی‌شناسی مدال بیانگر سنگ لوسیت‌فولیت می‌باشد. اندازه فنوکریست‌های کلینوپيروکسن و لوسیت حداکثر به یک سانتی متر می‌رسد و اندازه ساینده‌ها حدوداً ۱ الی ۲ میلی‌متر می‌باشد (شکل ۳-پ). کلینوپيروکسن‌ها حدود ۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند و لوسیت‌ها و ساینده‌ها حدوداً ۱۰ الی ۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. در نمونه دستی، این سنگ‌ها در حالت کلی شبیه

از حدود ۲۰۰ نمونه سنگی برداشت شده در مطالعات صحرایی ۱۲۰ نمونه جهت تهیه مقطع میکروسکوپی انتخاب و پس از مطالعات اولیه پتروگرافی، ۱۳ نمونه جهت انجام آنالیز شیمیایی در آزمایشگاه ALS Chemex به روش ICP-MS انتخاب شده و مقادیر ۱۰ عنصر اصلی و حدود ۴۰ عنصر فرعی تعیین گردید. آنالیز نقطه‌ای کانی ساینده در مرکز تحقیقات مواد معدنی کرج با دستگاه الکترون میکروپروب Cameca Sx100، جهت تعیین اکسیدهای عناصر اصلی براساس استاندارد ASTM E1508 و قطر آنالیز ۳ میکرون صورت گرفت.

۴- سنگ‌نگاری

مطالعات پتروگرافی نمونه‌های سنگی بر مبنای آخرین اصول طبقه‌بندی مودال سنگ‌های آذرین (Le Maitre, 2002)، بر روی حدود ۱۲۰ مقطع میکروسکوپی انجام گرفت و واحدهای سنگی زیر در آتشفشان ساری تشخیص داده شده‌اند: الف) لوسیت‌ها، ب) لوسیت‌فولیت‌ها، پ) لامپروفیرهای نوع مینت، ت) لامپروفیرهای نوع مونشیکیت (اولین گزارش در این تحقیق)، س) لامپروفیرهای نوع اسپساریت (اولین گزارش در این تحقیق)، ج) تراکیت‌ها، ح) سینیت‌ها، د) نهشته‌های پیروکلاستیک.

۴-۱. لوسیت‌ها

اولین برونزد سنگ‌های آتشفشان ساری و بخش عمده ماگماتیسیم ساری از روانه‌هایی تشکیل می‌شود که از لحاظ کانی‌شناسی بسیار یکنواخت بوده و از سه فنوکریست اصلی کلینوپيروکسن، لوسیت و اولیون تشکیل شده‌اند. بعلاوه، میکروفنوکریست‌های لوسیت، کلینوپيروکسن، آپاتیت و کانی‌های کوچک اپک در زمینه‌ای شیشه‌ای- میکرولیتی (اغلب کلینوپيروکسنی) و یا رسی (در صورت دگرسانی) قرار داشته و تشکیل بافت پورفیری را می‌دهند (شکل ۳-الف). در برخی مقاطع تعدادی میکروفنوکریست بیوتیت نیز دیده می‌شود. نکته بسیار مهم در این روانه‌ها، عدم حضور کانی پلاژیوکلاز نه به صورت فنوکریست و نه به صورت میکرولیت، می‌باشد.

طبق اصول «اتحادیه بین‌المللی علوم زمین- کمیسیون رده‌بندی سنگ‌های آذرین» سنگی با ترکیب مودال لوسیت و کلینوپيروکسن در زمینه شیشه‌ای - با میزان اولیون بیشتر از ۱۰ درصد- لوسیتیت (Leucitite) نام دارد. پیش از این،

میکرولیتیک پورفیری جریانی می‌باشد. کانی‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن و بیوتیت اکثراً سوخته، کانی‌های اصلی می‌باشند که در زمینه‌ای از میکرولیت‌های ساینیدین و کانی‌های ریز اوپک، قرار گرفته‌اند. ملاحظه می‌شود ترکیب کانی‌شناسی دو پلاگ تراکیتی نزدیک به هم به طرز قابل توجهی متفاوت می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی روانه‌های تراکیتی غرب بهرام‌آباد، بافت میکرولیتیک پورفیریک جریانی نشان می‌دهند و فنوکریست‌های بیوتیت، کلینوپیروکسن و ساینیدین بعنوان کانی اصلی در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های ساینیدین و کانی‌های اپک قرار دارند (شکل ۳-ج). برخی بیوتیت‌ها در حاشیه سوختگی نشان می‌دهند. ویژگی عمده این تراکیت‌ها حضور توام سه کانی بیوتیت، کلینوپیروکسن و ساینیدین در آنها است. نمونه G69 معرف این گروه می‌باشد. در تراکیت‌های دره مرکزی سارای فنوکریست‌های ساینیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل داده که در زمینه متشکل از شیشه به اضافه میکرولیت‌های ساینیدین قرار دارند و همگی بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری دارند و (شکل ۳-ح). فنوکریست‌های آمفیبول سبزرنگ و آپاتیت نیز به تعداد خیلی کم در بعضی از مقاطع دیده می‌شوند. تراکیت دایک‌های شمال روستای گمیچی بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری جریانی داشته و کانی‌های اصلی شامل فنوکریست‌های بیوتیت و ساینیدین می‌باشند که در زمینه‌ای از میکرولیت‌های ساینیدین، شیشه و کانی‌های ریز اوپک قرار دارند. کلینوپیروکسن در این دایک‌ها دیده نمی‌شود ولی تفریق جریانی دیده شده و فنوکریست‌های ساینیدین در مرکز دایک در امتداد جریان قرار دارند. از لحاظ کانی‌شناسی می‌توان چهار نوع تراکیت در آتشفشان سارای مشخص نمود: الف) تراکیت‌های دارای کانی‌های بیوتیت، کلینوپیروکسن و ساینیدین (فنوکریست یا میکرولیت). ب) تراکیت‌های فاقد کلینوپیروکسن. پ) تراکیت‌های فاقد بیوتیت. ت) تراکیت‌های واجد مگاکریست ساینیدین. تراکیت‌ها در نمونه‌های دستی رنگ سبز روشن و یا سفید نشان می‌دهند و فنوکریست‌های ساینیدین و بیوتیت با چشم مشاهده شده و حالت پورفیری دارند.

۴-۵. سینیت‌ها

در آتشفشان سارای سنگ‌های سینیتی به دو صورت ملاحظه می‌شود. الف) توده میکروسینیتی دره مرکزی سارای. ب) دایک‌های سینیتی. نمونه‌های توده سینیتی دره مرکزی سارای در مقاطع میکروسکوپی بافت تراکیتویدی نشان می‌دهند. فنوکریست‌های ساینیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های ساینیدین و کانی‌های مافیک قرار می‌گیرند. میکرولیت‌های ساینیدین به شدت حالت جریانی نشان می‌دهند. فراوانی ساینیدین بیشتر از سایر کانی‌هاست و اغلب بیش از ۵۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. مقدار کلینوپیروکسن‌ها بیش از بیوتیت‌هاست، اما نمونه‌های فاقد کانی کلینوپیروکسن هم مشاهده می‌شود (شکل ۴-الف). چند فنوکریست حدوداً یک میلی‌متری آپاتیت و چند کانی اولوین ایدینگسیته شده در اکثر مقاطع این سنگ‌ها دیده می‌شود. علاوه بر توده سینیتی، دایک تزریق شده درون پلاگ اصلی تراکیتی بهرام‌آباد و یک دایک در دره مرکزی سارای ترکیب سینیتی دارند. این سینیت‌ها در نمونه‌های دستی ضریب رنگینی بالاتری نسبت به نمونه‌های توده اصلی دارند. در دایک سینیتی بهرام‌آباد، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن سبزرنگ (با فراوانی حدود ۴۰ درصد)، بیوتیت (با فراوانی حدود ۱۰ درصد) و میکروفنوکریست‌های لوسیت دگرسان شده (با فراوانی حدود ۱۰-۱۵ درصد)، کانی‌های اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند و کانی‌های آپاتیت، اولوین‌های ایدینگسیته و بلورهای ریز اوپک در زمینه‌ای که عمدتاً متشکل از کانی ارتوز می‌باشد، قرار می‌گیرند و بافت پوئی‌کلیتیکی تشکیل می‌دهند (شکل ۴-ب). می‌توان نام لوسیت آلکالی‌فلدسپار سینیت، را به این دایک اطلاق کرد. نمونه‌های K43 به این گروه تعلق دارند. دایک سینیتی دره سارای، در مقاطع بافت پوئی‌کلیتیکی نشان داده و فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و تعداد کمی فنوکریست بیوتیت و آمفیبول در زمینه‌ای از کانی ارتوز قرار

لوسیت‌ها می‌باشند و نسبت به آنها کمی رنگ روشن‌تری دارند. در مطالعات ژئوشیمی، نمونه‌های K22 و K23 معرف این گروه می‌باشند.

۴-۳. لامپروفیرها

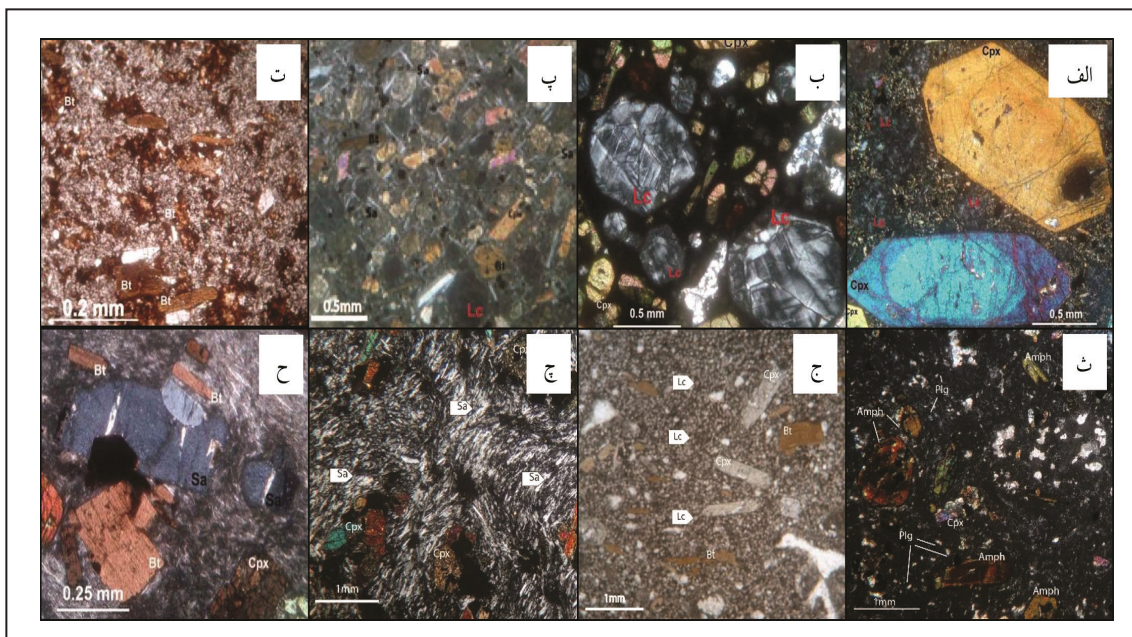
در آتشفشان سارای علاوه بر مینت‌ها، یک دایک اسپساریتی در مرکز و دایک‌های مونشیکیتی در شمال و مرکز آن دیده می‌شوند. در نمونه‌های مینتی فنوکریست‌های بیوتیت، کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند و در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های از جنس بیوتیت، کلینوپیروکسن، ساینیدین و آپاتیت و کانی‌های اوپک و یا رسی قرار دارند و بافت پورفیریک را تشکیل می‌دهند. در برخی مقاطع فنوکریست‌های آپاتیت و آمفیبول مشاهده می‌شود (شکل ۳-ت). بافت کینک‌بند در بیوتیت‌ها مشاهده می‌شود. مینت‌های منطقه را می‌توان به سه دسته تقسیم کرد: الف) مینت‌هایی با فراوانی بیشتر بیوتیت که اکثریت مینت‌ها را تشکیل می‌دهند (نمونه G2LA). ب) مینت‌هایی با فراوانی بیشتر کلینوپیروکسن. پ) مینت‌های فاقد کلینوپیروکسن. دایک مینتی که دایک تراکیتی را قطع و روی آن اثر حرارتی گذاشته است، فاقد کلینوپیروکسن می‌باشد. لامپروفیرها در نمونه‌های دستی بافت پورفیری دارند به‌ویژه مگاکریست و فنوکریست‌های بیوتیت و در برخی موارد فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در نمونه دستی به راحتی قابل تشخیص است و در نمونه دستی سبز تیره می‌باشند.

در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های اسپساریتی فنوکریست‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن‌های و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت و کانی‌های ریز اغلب مربعی شکل اوپک و شیشه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۳-ث) و بافت پورفیری را تشکیل می‌دهند. فراوانی آمفیبول‌ها بیش از سایر کانی‌هاست و حدود سی درصد از سنگ را تشکیل می‌دهند و اغلب سبزرنگ و دارای منطقه‌بندی ترکیبی، می‌باشند. کلینوپیروکسن‌ها بیش از بیست درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها عمدتاً ماکل پلی‌سنتیک داشته و اکثراً به صورت میکرولیت و چند مورد میکروفنوکریست دیده می‌شوند. با توجه به بالا بودن فراوانی آمفیبول‌ها نسبت بیوتیت در این سنگ‌ها طبق (2002) Le Maître این لامپروفیر از نوع اسپساریت می‌باشد. G1A و G1B نمایانگر این گروه می‌باشند. در نمونه‌های دو دایک که در شمال و دره مرکزی سارای، واقع شده کانی بیوتیت همراه با کانی کلینوپیروکسن و لوسیت جزو کانی‌های اصلی محسوب می‌شوند. در مقطع میکروسکوپی کانی‌های اصلی شامل فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و بیوتیت می‌باشند که در زمینه‌ای متشکل از میکروفنوکریست‌های کوچک لوسیت آنالسیم شده قرار می‌گیرند (شکل ۳-ج) و تشکیل بافت پورفیری با خمیره ریز بلور را می‌دهند. در برخی مقاطع چند فنوکریست آمفیبول نیز دیده می‌شوند. چنین مجموعه کانی‌شناسی طبق (2002) Le Maître مونشیکیت (Monchiquite) نامیده می‌شود. نمونه G24 نمایانگر این گروه می‌باشد. از نظر کانی‌شناسی، مونشیکیت‌ها حد فاصل بین لوسیت‌های فاقد بیوتیت و مینت‌های فاقد لوسیت می‌باشند.

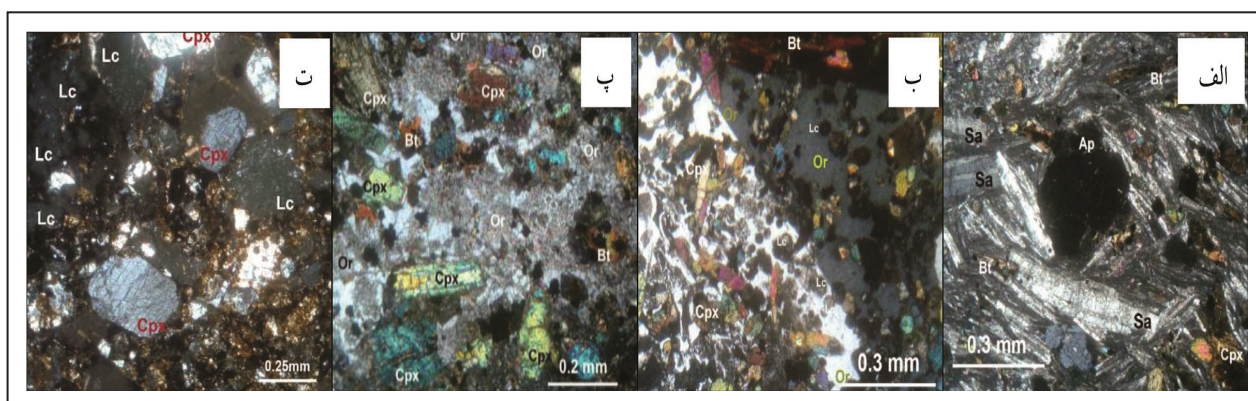
۴-۴. تراکیت‌ها

در دو کیلومتری شمال روستای بهرام‌آباد در کنار جاده، یک پلاگ تراکیتی با رنگ روشن جلب توجه می‌کند که محلی‌ها به آن کوه توربین بزرگ می‌گویند. تراکیت‌های این پلاگ بافت میکرولیتیک پورفیری جریانی دارند. فنوکریست‌ها درصد کمی از سنگ را تشکیل داده و تنها فنوکریست اصلی در این سنگ کانی کلینوپیروکسن می‌باشد که اغلب کمتر از نیم میلی‌متر طول دارند. زمینه از میکرولیت‌های ساینیدین، کانی اوپک و اولوین ایدینگسیته، تشکیل شده‌اند. عدم حضور کانی بیوتیت مهمترین ویژگی کانی‌شناسی این تراکیت‌هاست. نمونه G38 نمایانگر این گروه می‌باشد. درون این پلاگ دایک ضخیمی با ترکیب سینیتی تزریق شده است. در غرب پلاگ بهرام‌آباد، پلاگ بسیار کوچکتری (کوه توربین کوچک) وجود دارد. جنس این سنگ‌ها تراکیتی و بافت آنها

گرفته‌اند. آلکالی‌فلدسپار سینیت، را می‌توان به دایک‌های سینیتی دره مرکزی سارای اطلاق کرد (شکل ۴-پ).



شکل ۳- الف و ب) بافت پورفیری در لوسیتیت‌ها (XPL)؛ پ) بافت میکرولیت پورفیری در لوسیت‌فولیت‌ها (XPL)؛ ت) بافت میکرولیت پورفیری در مینت‌ها (PPL)؛ ث) بافت هیالوپورفیریک در اسپسارتیت‌ها (XPL)؛ ج) بافت پورفیریک در مونشیت (PPL)؛ چ) بافت جریان‌ی در تراکیت روانه‌های غرب بهرام‌آباد (XPL)؛ ح) بافت پورفیریک جریان‌ی در تراکیت‌های دره مرکزی (XPL). حروف اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) می‌باشد.



شکل ۴- الف) بافت تراکیتوئیدی در سنگ‌های توده اصلی میکروسینیتی (XPL)؛ ب) بافت پوئی‌کیلنیک در نمونه‌های دایک لوسیت آلکالی‌فلدسپار سینیت (XPL)؛ پ) بافت پوئی‌کیلنیک در دایک آلکالی‌فلدسپار سینیت (XPL)؛ ت) هوازدگی شدید کانی‌ها در توف لوسیتیتی (XPL).

۴-۶. نهشته‌های پروکلاستیک

بخش عمده آتشفشان سارای از سنگ‌های پروکلاستیک تشکیل شده است. با نگاه به مقاطع مختلف این آتشفشان، به راحتی می‌توان گفت که بیش از نیمی از آتشفشان سارای از این سنگ‌ها تشکیل شده است. پروکلاستیک‌های این آتشفشان از لحاظ جنس قطعات به دو گروه لوسیتیتی و تراکیتی قابل تقسیم هستند که ناشی از تفاوت مرحله تشکیل آنها می‌باشد. این سنگ‌ها حالت سخت‌شدگی دارند و نمی‌توان آنها را تقریباً نامید و با توجه به اندازه اجزا تشکیل‌دهنده، به دو دسته: توف‌ها و برش‌های پروکلاستیک-برش‌های توفی تقسیم می‌شوند.

توف‌ها: ویژگی اصلی توف‌های تشکیل‌شده در مرحله اول فعالیت آتشفشان سارای حضور کانی لوسیت (آنالسیم شده) همراه با کانی‌هایی مانند پروکسن، اولیون، اوپک و آپاتیت در آنها می‌باشند. می‌توان آنها را توف‌های لوسیتیتی نامید (شکل ۴-ت). توف‌های تشکیل‌شده در مقطع دوم فعالیت آتشفشان سارای دارای ترکیب تراکیتی بوده و به‌ویژه با حضور کانی‌های سانیدین و بیوتیت

مشخص می‌شوند. با توجه به مشاهده کریستال‌های سالم بیوتیت و سانیدین در برخی از نمونه‌ها می‌توان آنها را کریستال‌توف نیز نامید.

برش‌های پروکلاستیک-برش‌های توفی: در سنگ‌های پروکلاستیک آتشفشان سارای قطعات در اندازه لاپیلی محدود می‌باشند (کمتر از ۱۰-۱۵ درصد) و به استثنای توف‌ها عمدتاً از قطعات بزرگتر از ۱۰ سانتی‌متر (Blocks) تشکیل شده‌اند و در بعضی موارد اندازه این قطعات بیش از ۱ متر نیز می‌رسد. از این رو می‌توان به راحتی گفت که اکثریت سنگ‌های پروکلاستیک جزء برش‌های پروکلاستیک محسوب می‌شوند. در بین برش‌های پروکلاستیک افق‌هایی دیده می‌شوند که درصد ذرات کوچکتر از ۲ میلی‌متر بیش از ۲۵ درصد حجم سنگ‌ها می‌باشند و تشکیل میان‌لایه‌هایی از برش‌های توفی می‌کنند. طبق مشاهدات صحرایی تولید سنگ‌های پروکلاستیک در مقطع ماگماتیسیم لوسیتیتی بسیار بیشتر بوده است.

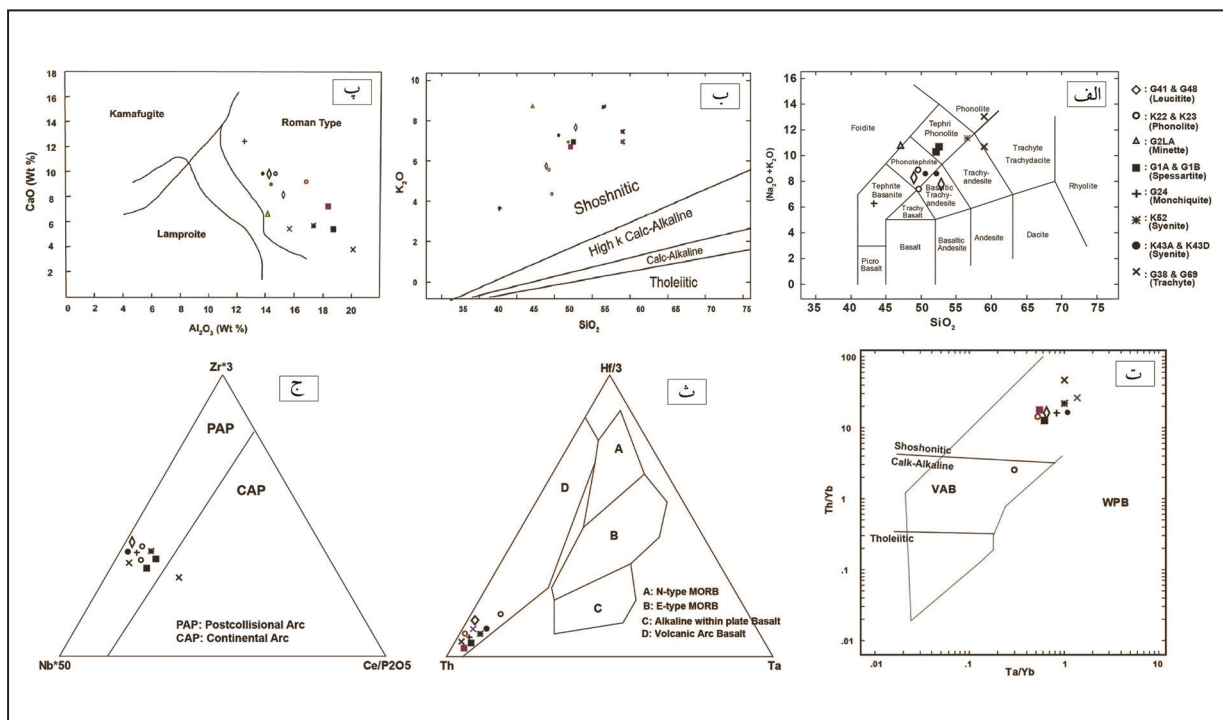
۵- ژئوشیمی

نتایج حاصل از آنالیز ۱۳ نمونه سنگی آتشفشان سارای در جداول ۱ و ۲ ارائه شده است.

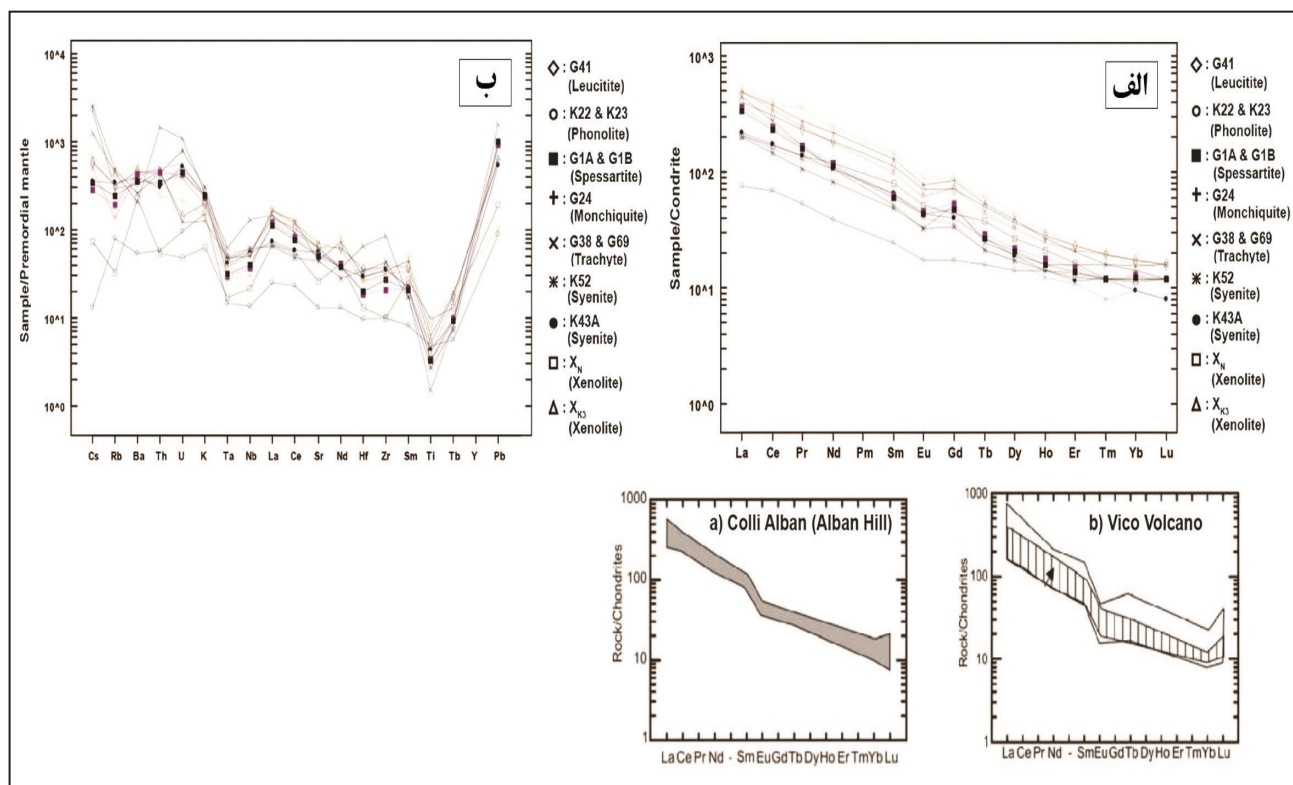
نمونه‌های آنالیز شده طبق طبقه‌بندی (Le Bas et al., 1986) (شکل ۵- الف)، در محدوده‌های وسیعی از تغزیت-بازانیت تا تراکیت-فئولیت قرار می‌گیرند. چون در این نمونه‌ها $Na_2O < 2K_2O$ است، تراکی آندزیت بازالت‌ها طبق (Le Maitre, 2002) شوشونیت نامیده می‌شوند. طبق (Foley, 1987) از سیزده نمونه آنالیز شده، شش نمونه G2LA, K43A, K43D, G48, G41, G69 و ویژگی ماگمای اولتراباسیک دارند. طبق (Muller and Groves, 2016) نمونه‌های مورد مطالعه جزو شوشونیت‌ها محسوب شده و در نمودار (Rickwood, 1989) تمامی نمونه‌ها در قسمت شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵- ب). بر مبنای طبقه‌بندی (Foley, 1987)، تمامی نمونه‌های سنگی آتشفشان سارای در محدوده Roman Province قرار می‌گیرند (شکل ۵- پ). این سنگ‌ها در حاشیه‌های فعال صفحات لیتوسفری روی داده و در ایتالیا و اندونزی عضو آلکالین قوس‌های آتشفشانی را تشکیل می‌دهند (Foley, 1987). جهت تعیین محیط تکنونیکی تشکیل ماگماتیسیم سارای نمودارهای (Pearce, 1982)، Wood (1980) و Muller et al. (1992) مورد استفاده قرار گرفت (شکل‌های ۵- ت، ث و ج). در نمودارهای ت و ث، تمامی نمونه‌ها در محدوده قوس‌های آتشفشانی بازالتی و در نمودار ج، اکثر نمونه‌ها در محدوده قوس‌های پس‌برخوردی قرار می‌گیرند.

شکل ۶- الف الگوی بهنجار شده توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های آتشفشان سارای نسبت به کندریت معرفی شده (Sun and McDonough, 1989) و دو مورد از شناخته شده‌ترین ماگماهای اولتراباسیک را نشان می‌دهد. طبق شکل ۶- الف،

این الگو در نمونه‌های مختلف همگی یکسان می‌باشد و مقادیر آنها نیز نزدیک بهم است. این الگو نشان می‌دهد که اولاً ترم‌های مختلف سنگی آتشفشان سارای از یک ماگمای اولیه یکسان حاصل شده‌اند و اصطلاحاً هم ماگما می‌باشند. ثانیاً فراوانی بسیار بیشتر عناصر نادر خاکی سبک (LILE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HFSE) دلالت بر حضور و باقی ماندن کانی‌های مانند گارنت در گوشته والد این سنگ‌هاست، که سبب باقی ماندن عناصر نادر خاکی سنگین در گوشته تفاله شده و در ماگمای حاصله کاهش می‌یابد. همچنین می‌تواند به علت ذوب بخشی با نرخ کم در گوشته باشد (Ewart, 1982). تغییرات آنومالی (Eu/Eu* = ۰/۶۴ - ۰/۸۸) با میانگین ۰/۷۹، می‌باشد. با توجه به عدم حضور پلاژیوکلاز، آنومالی منفی مشاهده شده Eu احتمالاً در اثر قرارگیری آن در کانی‌های پتاسیم‌دار و حتی لوسیت‌ها باشد. شکل ۶- ب نشان‌دهنده نمودارهای عنبکوتی سنگ‌های آتشفشانی سارای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough et al., 1992) می‌باشد. طبق این نمودار در نمونه‌های سارای، برخی ویژگی‌های بارز آلودگی پوسته‌ای مانند آنومالی مثبت عناصر U، Th، Pb و LILE به‌ویژه در ترم‌های تغزیت‌یافته‌تر (تراکیت‌ها) مشاهده می‌شود (Kamber et al., 2002; Stempok et al., 2014). در رابطه با عنصر Pb، دگر نهاد شدن گوشته توسط سیالات ناشی از زون فرورو نیز موثر است. آنومالی منفی TNT (Ta, Nb, Ti) در نمونه‌های آتشفشان سارای دیده می‌شود که حاصل دخالت سیالات در ماگماهای زون فرورانش است که سبب قرارگیری این عناصر در کانی‌هایی چون ایلمینیت و اسفن و ته‌نشست این کانی‌ها از ماگما، توجه می‌شود. آنومالی منفی عنصر Nb، با روی داد آرایش پوسته‌ای نیز در ارتباط است (Altherr et al., 2008; Kamber et al., 2002).



شکل ۵- الف) طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی (Le Bas et al., 1986)؛ ب) تعیین نوع ماگما بر اساس (Rickwood, 1989)؛ پ) طبقه‌بندی سنگ‌های اولتراباسیک از (Foley et al., 1987)؛ ت) تعیین محیط تکنونیکی آتشفشان سارای بر اساس (Pearce, 1982)؛ ث) بر اساس (Wood, 1980)؛ ج) بر اساس (Muller et al., 1992).



شکل ۶- الف) الگوی بهنجار شده توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های آتشفشان ساری نسبت به کندریت (Sun and McDonough (1989). شکل‌های a و b دو ناحیه از ایالت هم ماگمای رم می‌باشند. ب) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه معرفی شده توسط (McDonough et al. (1992).

جدول ۱- داده‌های مربوط به عناصر اصلی تجزیه سنگ‌های آتشفشان ساری.

G2LA	G1B	G1A	G69	G38	G48	G41	G24	K52	K23	K22	K43D	K43A	
Minnete	Spessartite	Spessartite	Trachyte	trachyte	Leucite	Leucite	Monchiquite	Syenite	Phonolite	Phonolite	Syenite	Syenite	
04/49	83/53	17/53	03/59	42/59	25/54	69/49	15/45	35/57	29/51	22/51	76/53	29/52	SiO ₂
21/1	72/0	76/0	72/0	33/0	82/0	13/1	43/1	60/0	88/0	06/1	89/0	96/0	TiO ₂
46/14	95/18	75/18	52/15	34/20	51/15	27/14	06/13	74/17	43/17	99/14	6/14	14.03	Al ₂ O ₃
08/6	25/4	52/4	43/3	11/0	4/4	37/6	22/7	49/3	30/5	96/5	70/4	62/4	Fe ₂ O ₃ ^T
61/6	16/2	54/2	12/3	41/0	18/4	61/5	49/7	20/2	16/3	08/5	04/5	71/5	MgO
52/8	22/6	91/6	7/4	86/2	99/7	83/9	66/13	05/5	32/9	94/9	96/8	96/9	CaO
80/1	14/2	67/3	77/3	63/5	14/0	61/2	77/2	6/2	27/3	16/3	79/1	36/1	Na ₂ O
67/7	93/8	85/6	95/6	5/7	86/7	82/5	87/3	81/8	75/5	47/4	01/7	48/7	K ₂ O
17/0	15/0	14/0	1/0	11/0	14/0	18/0	19/0	12/0	17/0	17/0	14/0	13/0	MnO
51/1	43/0	49/0	63/0	06/0	83/0	48/1	05/2	32/0	82/0	13/1	96/0	13/1	P ₂ O ₅
12/0	13/0	11/0	13/0	13/0	11/0	12/0	1/0	1/0	15/0	11/0	0	11/0	SrO
48/0	35/0	39/0	32/0	17/0	34/0	41/0	30/0	23/0	40/0	39/0	25/0	33/0	BaO
68/97	32/98	31/98	43/98	07/99	59/96	31/97	28/97	62/98	95/97	68/97	1/98	13/98	Total

جدول ۲- داده‌های مربوط به عناصر جزئی تجزیه سنگ‌های آتشفشان سارای.

G1B	G1A	G69A	G38B	G41	G24	K52	K23	K22	K43A	
Spessartite	Spessartite	Trachyte	trachyte	Leucitite	Monchiquite	Syenite	Phonolite	Phonolite	Syenite	
LFSE(ppm)-LILE										
151	123	211	284	203	185	301	85	52	214	Rb
1070	1100	1290	1350	1320	939	943	1490	279	1200	Sr
8	6/6	14	29	4/13	52	57	12	3/0	2/8	Cs
2520	3060	2730	1470	3270	2290	1790	3140	372	2740	Ba
TRANSITIONAL ELEMENTS(ppm)										
140	146	125	72	235	236	125	209	72	186	V
14	6	86	2	33	141	45	12	17	169	Cr
16	4/17	5/16	5	35	43	15	25	10	29	Co
5	5	25	0	24	43	16	13	0	36	Ni
84	81	66	67	100	97	71	88	77	76	Zn
9	12	7	2	25	25	9	15	9	17	Sc
HFSE(ppm)										
4000	4390	4710	2140	6920	7760	3780	5240	3280	5870	Ti
24	27	19	30	42	40	5/21	39	20	5/20	Y
308	231	420	964	421	376	486	361	111	402	Zr
28	26	43	95	41	36	5/43	5/37	10	39	Nb
6	6	5/10	5/20	11	9	5/10	8	3	10	Hf
3/1	2/1	2/2	6/2	2	2	2	6/1	6/0	2	Ta
70	66	41	113	43	45	63	67	7	39	Pb
29	38	43	122	37	39	38	5/40	5	26	Th
10	9	12	23	3	5/2	17	8	2	11	U
REE(ppm)										
79	86	48	105	95	116	47	116	18	52	La
139	149	96	167	187	229	88	212	42	106	Ce
15	16	12	16	22	26	10	23	5	13	Pr
52	56	49	50	86	102	38	83	18	50	Nd
9	10	10	8	17	20	5/7	15	4	10	Sm
5/2	3	3/2	2	4	5/4	2	4	1	5/2	Eu
10	11	7	5/10	15	17	7	15	5/3	8	Gd
1	1	1	1	2	2	8/0	6/1	6/0	1	Tb
5	6	4	5	9	10	5	8	6/3	5	Dy
1	1	7/0	1	6/1	5/1	8/0	4/1	8/0	8/0	Ho
3/2	5/2	2	6/2	4	4/3	2	5/3	2	2	Er
3/0	3/0	2/0	4/0	5/0	4/0	3/0	5/0	3/0	3/0	Tm
2	2/2	6/1	6/2	3	5/2	2	3	2	6/1	Yb
3/0	3/0	2/0	4/0	4/0	3/0	3/0	4/0	3/0	2/0	Lu

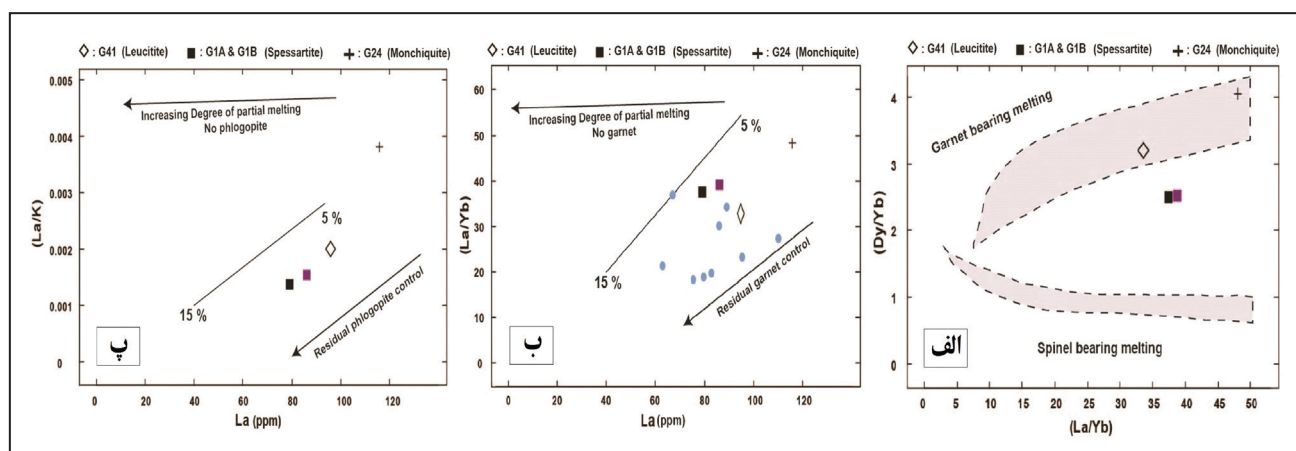
۶- پتروژنر آتشفشان سارای

گوشته‌ای دارد، البته حضور یک کانی آبدار غنی از پتاسیم در گوشته جهت توجیه چنین مقادیر بالای K_2O در ماگما ضرورت دارد (Prelevic et al., 2008; Lustrino et al., 2011)، زیرا ذوب بخشی یک پوسته پریدوتیتی معمول (آبدار یا بدون آب) حتی با درجات ذوب بخشی بسیار پایین هرگز نمی‌تواند یک ماگمای اولتراباسیک تولید کند (Foley, 1992; Novella and Frost, 2014). مطالعه Foley (1992) بر روی سنگ‌های منطقه Roman Province در ایتالیا (که ماگماتیسیم سارای نیز طبق شکل ۵- پ، از این تیپ می‌باشد) نشان می‌دهد که یک گوشته

ماگماتیزم سارای از طرفی به‌روشنی ویژگی ماگماهای شوشونیتی و اولتراباسیک را نشان داده و همچنین داده‌های شیمی کل آن نشان می‌دهد که بجز تراکیت‌ها و سینیت‌ها (ترم‌های سنگی تفریق‌یافته‌تر)، بقیه واحدهای سنگی دارای ترکیب شیمیایی نسبتاً مشابه هستند. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی و اکثر عناصر جزئی دیگر و حتی مقادیر آنها بسیار شبیه هم هستند (شکل ۶- ب). میزان بالای K_2O و MgO و همچنین مقادیر نسبتاً بالای عناصر جزئی سازگار در این سنگ‌ها نشان‌دهنده این امر است که ماگمای مولد این سنگ‌ها منشائی

با توجه به توضیحات فوق، ترکیب گوشته مولد ماگماتیسیم سارای بایستی گارنت کلینوپیروکسینیت میکادار باشد. چنین مجموعه دگرنهادی می تواند در گوشته لیتوسفری تشکیل یابد، بدین صورت که ابتدا احتمالاً در مراحل اولیه فروران، رسوبات فرورفته ذوب شده و تشکیل ماگمایی با سیلیس فراوان می کنند که با گوشته لیتوسفری دربرگیرنده در فعل و انفعال است (Frost, 2006) و در نتیجه پریدوتیتی آبدار و غنی از کانی فلوگوپیت در گوشته لیتوسفری تشکیل می شود (Prelevic et al., 2013). جهت بررسی بیشتر تغییرات روی داده در ماگمای اولیه، از نسبت های عناصر فرعی استفاده می کنیم. در این زمینه به ویژه مطالعات Hawkesworth et al. (1997) و Munker et al. (2004) مورد استفاده قرار می گیرد. جهت مقایسه، مقادیر OIB از مطالعه Sun and McDonough (1989) انتخاب شده است (جدول ۳).

کلینوپیروکسینیتی میکادار کم اولیون، محتمل ترین منشأ ماگماهای اولتراپتاسیک از نوع Roman Province می باشد. ترسیم نمونه های کمتر تفریق یافته سنگ های مورد مطالعه در نمودار Dy/Yb-La/Yb معرفی شده (Prelevic et al., 2012) نشان می دهد (شکل ۷-الف) که اکثر نمونه ها در محدوده گوشته ی گارنت دار و یا نزدیک به آن قرار می گیرند ولی حضور مقداری کانی اسپینل در گوشته نیز بسیار محتمل است. طبق نمودارهای La/k-La و La/Yb-La معرفی شده توسط Vigouroux et al. (2008)، نمونه های ماگماتیسیم سارای در امتداد روندی قرار می گیرند که حضور کانی گارنت و فلوگوپیت در توالی باقیمانده گوشته مولد ماگماتیسیم سارای را مورد تأکید قرار می دهد (شکل های ۷-ب و پ) و درجه ذوب بخشی پریدوتیت گوشته ای جهت تولید ماگماتیسیم سارای حدود ۵ تا ۱۰ درصد می باشد.



شکل ۷- پراکنش نمونه های سارای در: الف) نمودار (Dy/Yb-La/Yb) معرفی شده از (Prelevic et al., 2012)؛ ب) نمودار (La/Yb-La) معرفی شده از (Vigouroux et al., 2008)؛ پ) نمونه های دایره ای از (Hajalilou et al., 2009)؛ نمودار (La/K-La) معرفی شده از (Vigouroux et al., 2008).

جدول ۳- مقایسه مقادیر و نسبت های عناصر فرعی در OIB و آتشفشان سارای.

OIB	Saray Volcano Samples
Th = 4	Th = 122-5/4
Ba/Yb = 162	Ba/Yb = 1712-186
Ba/Th = 5/87	Ba/Th = 344-12

و نسبت $Ba/Th = ۱۲-۳۴۴$ در مقایسه نمونه های شاخص سنگ های اولتراپتاسیک مانند ناحیه Roman Province (Mitchell and Bergman, 1991) بیشتر است. این مقادیر قابل مقایسه با مقادیر مربوط به ماگماهای پتاسیک قوس های فرورانشی در اندونزی و مکزیک می باشند (Turner et al., 2003; Vigouroux et al., 2008) که در آنها ماگمای حاصل از زون فرورو نقش قابل توجهی در ترکیب این ماگماتیسیم ها دارا می باشند. بعلاوه محدوده کم تغییرات نسبت $Ce/Pb = ۲-۷/۶$ حاکی از منشأ نسبتاً ثابت رسوبات فرورفته می باشد (Conticelli et al., 2013). وجود ادخال های مایع در کانی های کلینوپیروکسن، نشان از سرعت بالای صعود ماگما در آتشفشان سارای می باشد و لذا تأثیر رسوبات فرورو بسیار بیش از تأثیر آرایش ماگمایی توسط سنگ های اطراف، در تعیین ترکیب ماگماتیسیم سارای می باشد. مطالعات جدید (Werheim, 2013; Gulmez et al., 2016) جریان همرفت گوشته فوقانی را بعنوان عامل سوم، در تغییر ترکیب گوشته مولد سنگ های اولتراپتاسیک موثر دانسته اند. اساس این مطالعات بر مبنای داده های ایزوتوپی و به ویژه ایزوتوپ های سرب و نئودیمیم، سنگ های اولتراپتاسیک اطراف دریای مدیترانه می باشد. با توجه به (Pang et al., 2013)، جریان همرفت گوشته فوقانی نیز از عوامل موثر در تعیین ترکیب ماگماتیسیم سارای می باشد.

ارقام و نسبت های نمونه های آتشفشان سارای نشان می دهند که دو عامل سبب دگرنهاد شدن گوشته زاینده این ماگما شده است: الف) توسط ماگمای حاصل از ذوب رسوبات فرورو. ب) توسط ماگمای حاصل از ذوب بخشی صفحه اقیانوسی فرورو.

شاهد اصلی تغییر ترکیب گوشته توسط ماگماهای حاصل از رسوبات فرورو، بالا بودن نسبت های عنصری فوق، در آتشفشان سارای نسبت به استاندارد OIB می باشد. مقایسه این نسبت ها و با سایر مطالعات صورت گرفته مانند (Prelevic et al., 2012) یا (Gulmez et al., 2016) نشان می دهد که این عامل در ماگماتیسیم سارای نقش بارزتری دارد. جهت بررسی تأثیر ماگمای حاصل از زون فرورو بر گوشته پیرامونش از برخی نسبت ها مانند $Ce/Pb = ۲-۷/۶$ ، $Th/Yb = ۴-۴۶$ و $Th/Ta = ۶-۴۶$ استفاده شده است. مقادیر بالای عنصر توریم و همچنین مقادیر بالای نسبت های Th/Yb و Th/Ta از طرفی مقادیر پایین نسبت Ce/Pb در مقایسه با ماگماتیسیم های کمان که در آنها تأثیر رسوبات فرورو بسیار بارز است (Perini et al., 2004; Conticelli et al., 2013)، نشان می دهد افزون بر رسوبات فرورو، ذوب پوسته فرورو، در تغییر ترکیب شیمیایی گوشته مولد ماگماتیسیم سارای نقش بارزی داشته است. مقادیر عنصر باریوم (۳۷۰-۴۳۰۰ ppm)

(Moinvaziri et al., 1991). چه اعتقاد به اتمام فرورانش نئوتیس در کرتاسه میانی و یا در اوائل میوسن داشته باشیم، آتشفشان ساری نمی‌تواند نه به‌عنوان کمان و نه به‌عنوان حوضه کششی پشت قوس فرورانش در نظر گرفته شود. به‌ویژه از لحاظ ژئوشیمیایی ویژگی محیط‌های کمان قاره‌ای و یا حوضه‌های کششی پشت قوس قاره‌ای نیز در ماگماتیسیم ساری دیده نمی‌شود.

آتشفشان ساری به دو دلیل نمی‌تواند در اثر یک ریفینگ قاره‌ای تشکیل شده باشد، اولاً طبق جدول ۲ مقدار اکسید TiO_2 در ماگماتیسیم ساری کمتر از میزان شناخته شده برای ریف‌های قاره‌ای است. از طرفی سرشت اولترابازیک و شوشونیتی این ماگماتیسیم سازگار با محیط‌های ریفی نمی‌باشد، به‌ویژه اینکه سرشت شوشونیتی ماگماتیسیم ساری در ترم‌های تفریقی‌یافته‌تر (تراکیت‌ها) نیز حفظ می‌شود.

منطقی‌ترین توجیه رویداد ماگماتیسیم ساری را می‌توان با تحلیل عملکرد گسل‌های موجود در آذربایجان بیان کرد. آتشفشان ساری در میان گسل چپگرد میانه (منطبق بر رودخانه گرمی‌چای)، گسل چپگرد آپشرون-پالمیرا و گسل راستگرد تبریز می‌باشد. در محل برخورد این گسل‌ها، حرکات کششی حکمفرما شده که منتج به ذوب گوشته‌ای و تولید ماگمای آلکان می‌شود. چون گوشته این نواحی پیشتر در اثر فرورانش اقیانوس نئوتیس به‌شدت متاسوماتیزه شده است و در نتیجه ماگمای اولترابازیک تولید می‌شود. محل برخورد سه گسل اشاره شده، حوالی شمال مرند در غرب تبریز، حوالی شهر مشکین‌شهر در غرب اردبیل (منطقه لاهرود) و محل آتشفشان ساری می‌باشد. در دو منطقه دیگر ماگماتیسیم‌هایی مشابه ماگماتیسیم ساری دیده می‌شود (مؤید و همکاران، ۱۳۷۹؛ مؤید، ۱۳۸۱؛ Moayyed et al., 2008).

۷- بررسی شیمی کانی و تحلیل رخداد مگاکریست‌های سانیدین در آتشفشان ساری

سانیدین فراوانترین فلدسپار موجود در آتشفشان ساری می‌باشد. جهت مطالعه شیمی کانی سانیدین ۱۰ نقطه مورد آنالیز نقطه‌ای واقع شده و نتایج همراه با فرمول ساختاری هر نقطه بر اساس Deer et al. (1992) در جدول ۴ ارائه شده است. ترکیب سانیدین‌های G5A به‌صورت $Ab_{29.1-33.5}Or_{64.17-69.27}An_{1.55-2.33}$ و در G38 به‌صورت $Ab_{36.02-48.55}Or_{48.55-63.53}An_{0.38-2.49}$ می‌باشد.

یکی از جذاب‌ترین ویژگی آتشفشان ساری، رخداد مگاکریست‌های سانیدین (تا ۷ سانتی‌متر) در تراکیت‌ها می‌باشد. مگاکریست‌های حدوداً پنج سانتی‌متری سانیدین در برخی آتشفشان‌های ایالت ماگامی Roman Province و برخی آتشفشان‌های نزدیک به آن نیز، مطالعه شده است. به‌ویژه مگاکریست‌های سانیدین در آتشفشان‌های Vico، Monte Cimino و Amiata از لحاظ ژنر مورد بررسی قرار گرفته‌اند (Perini et al., 2003; Landi et al., 2019). چهار ژنر اصلی در توجیه رخداد مگاکریست‌های سانیدین کشور ایتالیا ذکر شده است:

- مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار (سانیدین) قطعاتی باقی‌مانده از زینولیت‌های فشار بالا می‌باشند (Richter and Carmichael, 1993). به‌عقیده (Perini et al., 2003) باقی‌مانده چنین زینولیت‌هایی صرفاً می‌توانند مگاکریست‌های بی‌شکل تشکیل دهند. بعلاوه حضور یک لایه متشکل از مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار در گوشته لیتوسفری منطقه باید ثابت شود. از زینولیت‌های گوشته‌ای بازالت‌ها و بازالت‌های مناطقی از گرینلند و روسیه مگاکریست‌های سانیدین گزارش شده است (Larsen, 1982; Ionov et al., 1995) ولی چنین گزارشی از ایران و به‌ویژه آذربایجان (حوالی دریاچه ارومیه) در دسترس نیست. از طرفی مگاکریست‌های سانیدین آتشفشان ساری با شکل دار (Euhedral) هستند و یا بسیاری از سطوح بلوری خود را حفظ کرده‌اند. لذا منشأ زینولیتی فشار بالا در مورد مگاکریست‌های سانیدین آتشفشان ساری کلاً رد می‌شود.

- مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار حاصل اختلاط ماگمای آلکان گوشته‌ای

آنچه تاکنون گفته شد، تشکیل ماگمای لوسیتیتی و روند‌های ماگمایی روی داده در آن را بررسی می‌کند. اما نمی‌تواند دلیل قانع‌کننده‌ای بر تشکیل ماگمای نسبتاً تفریقی‌یافته تراکیتی از یک ماگمای شدیداً تحت اشباع و اولیه لوسیتیتی، ارائه دهد، به‌ویژه که بحث‌های قبلی هم‌خون بودن این ماگماها را نیز تأکید می‌کند. فرآیند تفریق بلوری نیز کاملاً نمی‌تواند توجیه‌گر چنین سطح از تغییر ترکیب ماگمایی باشد. این پدیده می‌تواند در اثر هترومورفیزم (Heteromorphism) رخ داده باشد. طبق تعریف (Rittman, 1973)، تبلور یک ماگمای واحد تحت شرایط فیزیکی متفاوت، می‌تواند منجر به تولید مجموعه‌های متفاوت کانایی پایدار شود که دارای ترکیب شیمیایی یکسان هستند. این مجموعه‌های متفاوت کانایی (به بیان دیگر، ترم‌های سنگی متفاوت) با یکدیگر هترومورف می‌باشند.

در ماگماتیسیم ساری، در حالت کلی تفاوت‌ها ناشی از تبلور کانی لوسیت در برخی سنگ‌ها و تبلور بیوتیت و سانیدین در برخی دیگر است. طبق نظر Barton and Hamilton (1979) افزایش محتوای مواد فرار در ماگما در هنگام تبلور آن می‌تواند سبب برقراری رابطه $3olivine+3leucite+2H_2O=2phlogopite+k-feldspar$ گردد، یعنی افزایش بخار آب در مقاطع پایانی تبلور ماگما منجر به تشکیل ماگمایی مینتی کمابیش با همان ترکیب شیمیایی ماگمای لوسیتیتی شود. شواهد کانی‌شناسی موجود در سنگ‌های ساری این نظریه را تأیید می‌کند. در لوسیتیت‌های ارتفاعات پایین‌تر کانی سبزنگ اولیون در نمونه‌های دستی هم به‌خوبی قابل مشاهده است. ولی در روانه لوسیتیتی جوان‌تر، از مقدار اولیون‌ها کاسته شده و کانی بیوتیت به‌صورت کانی فرعی ظاهر می‌شود. تشکیل چند دایک مونشیکیتی که در آنها بیوتیت نقش یک کانی اصلی سازنده سنگ را دارد، می‌تواند یک مرحله گذار تصور شود. با توجه به اینکه هترومورفیزم به معنای تبلور یک ماگمای واحد تحت شرایط فیزیکی متفاوت که منجر به تولید ماگماهایی متفاوت ولی با ترکیب شیمیایی یکسان می‌شود، بایستی ترکیب شیمیایی ماگماهای هترومورف یکسان باشد. با بررسی داده‌های جداول ۱ و ۲ و داده‌های موجود در مطالعات Moayyed et al. (2008) و Hajalilou et al. (2009)، ملاحظه می‌شود ترکیب شیمیایی ماگمای لوسیتیتی (تفریتی در مطالعات پیشین) و لامپروفیری تقریباً یکسان بوده ولی ترکیب شیمیایی ماگمای سینیتی-تراکیتی به‌مراتب تفریق-یافته‌تر است. یعنی افزایش میزان بخار آب ماگما سبب رویداد واکنش $3olivine+3leucite+2H_2O=2phlogopite+k-feldspar$ شده و ماگمای لامپروفیری هترومورف با ماگمای لوسیتیتی تشکیل داده است. در اثر تفریق ماگمایی و ته‌نشست کانی‌های مافیک از ماگمای لوسیتیتی ماگمایی سینیتی-تراکیتی تشکیل می‌شود که درصد سیلیس آن بالاتر بوده و کانی‌های آلکالی-فلدسپار بجای فلدسپاتوئیدها تشکیل می‌شود. ماگمای لوسیت‌فولیتی محصول میانی فرآیند تفریق ماگمایی و تشکیل ماگمای سینیتی-تراکیتی می‌باشد. چون شواهد صحرایی تزریق دایک‌های لامپروفیری و تراکیتی در یکدیگر را نشان می‌دهد، باید نتیجه گرفت دو فرآیند هترومورفیزم و تفریق ماگمایی تقریباً به موازات هم در جریان بوده است و این تصور که آتشفشان ساری پس از اتمام فوران‌های لوسیتیتی، مدتی خاموش بوده و سپس ماگمای لامپروفیری و در ادامه ماگمای تراکیتی تشکیل شده است، نمی‌تواند صحیح باشد.

۶-۱. بررسی اجمالی ژئودینامیک ماگماتیسیم ساری

در خصوص مکانیسم تشکیل ماگماتیسیم ساری می‌توان نظریه‌های زیر را ارائه و ارزیابی کرد: الف) ماگماتیسیم ساری آخرین نتایج فرورانش پوسته اقیانوس نئوتیس به زیر پوسته ایران می‌باشد و یا در نقش حوضه کششی پشت قوس این فرورانش می‌باشد. ب) ماگماتیسیم ساری در نتیجه ریفینگ قاره‌ای صورت گرفته است. پ) ماگماتیسیم ساری در نتیجه تلاقی گسل‌های عمیق فعال در منطقه است. در رابطه با نظریه اول، با رجوع به سن‌سنجی‌های صورت گرفته، ملاحظه می‌شود که سن روانه‌های لوسیتیتی حدود ۸ میلیون سال تعیین شده است

نوع سانیدین نیمه‌شکل دار می‌باشد. شرایط ژنر این سانیدین‌ها تا حدود زیادی با ویژگی‌های ارائه شده در (Higgins 1999) هماهنگ است. یعنی باید در طی فرایند تکامل ماگماتیسیم سارای در مقطع تشکیل ماگمای تراکیتی، یک حجره ماگمایی با ترکیب سینیتی-تراکیتی در عمق کم و در حالتی که تبادل دمایی کمی با محیط اطراف خود داشته است، تشکیل شده باشد. کانی‌های مافیک ماگما باید پیش از تشکیل این حجره مجزا متبلور شده باشند. در زمانی که دمای این حجره نزدیک به دمای پتاسیم‌فلدسپار مایع می‌باشد، سرد شدن ماگما بسیار بطئی صورت گرفته و امکان تشکیل مگاکریست‌های سانیدین فراهم شده است. پس از فوران بخشی از ماگمای این حجره روانه‌ها و دایک‌های تراکیتی واجد مگاکریست‌های سانیدین تزریق شده‌اند. باقی‌مانده ماگما تشکیل سینیت‌هایی را می‌دهند که مملو از فنو کریست‌های درشت پتاسیم‌فلدسپار می‌باشند.

۸- نتیجه‌گیری

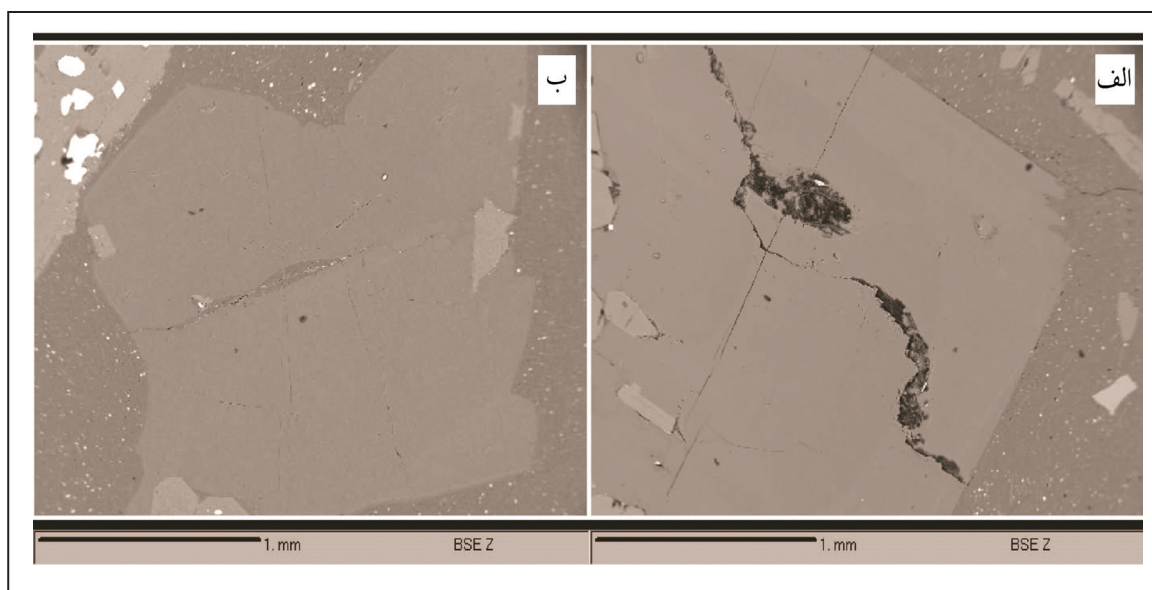
تشکیل ماگمای نسبتاً تفریق‌یافته تراکیتی از یک ماگمای تحت اشباع و اولیه لوسیتی می‌تواند در اثر پدیده هترومورفیسیم (Heteromorphism) رخ داده باشد. افزایش محتوای مواد فرار در هنگام تبلور ماگما می‌تواند سبب برقراری رابطه $3\text{olivine}+3\text{leucite}+2\text{H}_2\text{O}=2\text{phlogopite}+\text{k-feldspar}$ شده و منجر به تشکیل ماگمای مینتی کمایش با همان ترکیب شیمیایی ماگمای لوسیتی شود. یعنی با افزایش میزان بخار آب ماگما، ماگمای لامپروفیری هترومورف با ماگمای لوسیتی تشکیل می‌شود. از طرفی در اثر تفریق ماگمای لوسیتی، ماگمای به‌مراتب تفریق‌یافته تر سینیتی-تراکیتی تشکیل و کانی‌های آلکالی‌فلدسپار بجای فلدسپاتوئیدها متبلور می‌شوند. نظر به تزریق دایک‌های لامپروفیری و تراکیتی در یکدیگر، باید نتیجه گرفت دو فرآیند هترومورفیسیم و تفریق ماگمایی تقریباً به موازات هم در جریان بوده است و تصور خاموش بودن آتشفشان سارای در بین دو مرحله فعالیت لوسیتی و تراکیتی نمی‌تواند صحیح باشد. ژنر مگاکریست‌های سانیدین‌ها در آتشفشان سارای، با تشکیل یک حجره ماگمایی با ترکیب سینیتی-تراکیتی در عمق کم و در حالتی که تبادل دمایی کمی با محیط اطراف خود داشته است، می‌تواند توجیه شود. در زمانی که دمای این حجره نزدیک به دمای پتاسیم‌فلدسپار مایع می‌باشد، سرد شدن ماگما بسیار بطئی صورت گرفته و امکان تشکیل مگاکریست‌های سانیدین فراهم شده است.

با ماگمای آناتکتیک (Anatectic) حاصل از ذوب بخشی پوسته منطقه مورد مطالعه می‌باشد (Pinarelli et al., 1989). کمترین تأثیر چنین اختلاط ماگماهای با ترکیب متضاد، تشکیل فنو کریست‌های با تفاوت ترکیب بسیار بارز در مرکز و حاشیه می‌باشد. ولی ترکیب فنو کریست‌های سانیدین در مرکز و حاشیه تقریباً یکسان می‌باشند.

- مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار باقی‌مانده قطعات زینولیت‌های سینیتی می‌باشند (Aspen et al. 1990; Richter and Carmichael, 1993). همان‌طور که اشاره شد، زینولیت‌های سینیتی با ترکیب مشابه زینولیت‌های دایک تراکیتی در دره مرکزی سارای یافت می‌شود. این سینیت‌ها بافت پوئی کیلیتیک دارند که زمینه از ارتوز تشکیل شده است. تبدیل ارتوز با بافت پوئی کیلیتیک به مگاکریست‌های یوهدرال پنج سانتی متری سانیدین، صرفاً از طریق تشکیل ماگمای سینیتی آناتکتیک و اختلاط آن با ماگمای آلکالن، امکان‌پذیر است. پیش‌تر، عدم امکان چنین فرآیندی در آتشفشان سارای، حداقل به‌عنوان دلیلی برای ژنر مگاکریست‌های سانیدین بحث شد.

- مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار محصول کریستالیزاسیون بطئی و طولانی مدت در یک مخزن ماگمایی کوچک، کم‌عمق و نسبتاً ایزوله هستند؛ چرخه حرارتی در این حجره ماگمایی به‌نحوی است که دمای ماگما در حدود دمای پتاسیم‌فلدسپار مایع باشد (Higgins, 1999) و ترکیب شیمیایی مگاکریست حاصله در تعادل با ماگما بوده و در نتیجه مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار با ترکیب یکنواخت تشکیل می‌شوند.

در این مطالعه، نمونه G5A متعلق به تراکیت‌های دارای مگاکریست سانیدین می‌باشد. آنالیز نقطه‌ای از سه فنو کریست سانیدین به ابعاد بیش از ۲ میلی‌متر به‌صورت مرکز- حاشیه صورت گرفته است (جدول ۴). تصاویر BSE این سانیدین‌ها در شکل ۸ نشان داده می‌شوند. مطابق جدول ۴ ترکیب شیمیایی مرکز و حاشیه سانیدین‌های نمونه G5A تفاوت چندانی ندارند و با کمی اغماض می‌توان آن را یکسان فرض کرد. ترکیب سانیدین‌های مختلف نمونه G5A، نیز با هم تقریباً یکسان است. مطابق شکل ۸ کمی تغییر تن رنگ در مرکز و حاشیه سانیدین‌های نمونه G5A دیده می‌شود که شاید ناشی از تغییر جزئی ترکیب شیمیایی در مرکز و حاشیه سانیدین‌هاست. لذا نتایج آنالیز نقطه‌ای و تصاویر BSE کمایش از ترکیب شیمیایی یکنواخت برای سانیدین‌های نمونه G5A حکایت می‌کنند. در تصاویر BSE سانیدین‌های نمونه G5A (شکل‌های ۸- الف و ب) اکثراً سطوح کریستالی سالم داشته، ادخال‌های ماگمایی در آنها وجود ندارد و اینکلوزن از



شکل ۸- تصاویر BSE سانیدین مقطع G5A.

جدول ۴- نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی سانییدین در سنگ‌های تراکیتی آتشفشان سارای (بر حسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری آنها بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن.

G38-25	G38-15	G38-14	G5A-19	G5A-18	G5A-17	G5A-16	G5A-15	G5A-7	G5A-6	
Core	Rim	Core	Rim	Middle	Core	Rim	Core	Rim	Core	
47/65	14/65	08/65	82/63	47/63	91/63	98/63	48/63	22/63	73/63	SiO ₂
03/0	09/0	03/0	03/0	03/0	05/0	05/0	06/0	04/0	05/0	TiO ₂
25/18	97/18	34/18	36/19	34/19	29/19	42/19	61/19	45/19	28/19	Al ₂ O ₃
37/0	47/0	47/0	31/0	23/0	31/0	17/0	28/0	32/0	28/0	FeO
08/0	52/0	09/0	36/0	39/0	35/0	31/0	32/0	48/0	32/0	CaO
70/4	64/5	04/4	32/3	54/3	33/3	43/3	20/3	82/3	16/3	Na ₂ O
63/10	50/8	83/10	51/11	21/11	37/11	37/11	28/11	12/11	43/11	K ₂ O
54/99	42/99	97/98	26/99	70/98	16/99	14/99	55/98	02/99	67/98	Total
Formula on the basis of 32 (O)										
90/11	81/11	96/11	77/11	75/11	80/11	79/11	78/11	65/11	83/11	Si
0/0	01/0	0/0	0/0	0/0	01/0	01/0	01/0	01/0	01/0	Ti
91/3	05/4	97/3	21/4	22/4	20/4	22/4	29/4	22/4	22/4	Al
0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	04/0	0/0	04/0	Fe(ii)
02/0	10/0	02/0	07/0	08/0	07/0	06/0	06/0	09/0	06/0	Ca
66/1	98/1	44/1	19/1	27/1	19/1	23/1	15/1	36/1	14/1	Na
46/2	97/1	54/2	71/2	65/2	68/2	67/2	67/2	61/2	71/2	K
0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	Total
38/0	49/2	44/0	79/1	94/1	76/1	55/1	64/1	33/2	63/1	An
04/40	96/48	02/36	93/29	80/31	26/30	95/30	63/29	50/35	10/29	Ab
58/59	55/48	53/63	28/68	26/66	98/67	50/67	73/68	17/64	27/69	Or

کتابنگاری

آفانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۶ ص.
 سلطانی سیسی، غ.، ۱۳۸۴- نقشه زمین‌شناسی ارومیه، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
 مؤید، م.، پورمعافی، س.م. و وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۷۹- مروری بر پلوتونیزم الیگوسن در زون البرز غربی-آذربایجان، فصلنامه علوم زمین- دانشگاه شهید بهشتی.
 مؤید، م.، ۱۳۸۱- نگرشی نو بر تکوین و تکامل نئوتیتس و ارتباط آن با ماگماتیزم ترشیری ارومیه-دختر و البرز غربی-آذربایجان، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ص. ۳۷۴ تا ۳۷۸.

References

- Altherr, R., Topuz, G., Siebel, W., Meyer, H. P., Satur, M. and Lahaye, Y., 2008- Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of Paleocene plagioclites, from the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos* 105(1-2): 149- 161.
- Aspen, P., Upton, B. G. J. and Dickin, A. P., 1990- Anorthoclase, sanidine and associated megacrysts in Scottish alkali basalt: highpressure syenitic debris from upper mantle sources? *Eur. J.Mineral.* 2(4): 503-517.
- Barton, M. and Hamilton, D. L., 1979- The melting relationships of madupite from Leucite Hills Wyoming, to 30 Kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69(2): 133-142.
- Conticelli, S., Avanzinelli, R., Poli, G., Braschi, E. and Giordano, G., 2013- Shift from lamproite-like to leucititic rocks: Sr-Nd-Pb isotope data from the Monte Cimino volcanic complex vs the Vico stratovolcano, Central Italy. *Chemical Geology* 353, 246-266.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- An introduction to the rock forming minerals. Second Edition, Longman, London. 696 p.
- Ewart, A., 1982- Petrogenesis of the Tertiary anorogenic volcanic series of the southern Queensland, Australia, in the light trace element geochemistry and O, Sr and Pb isotopes. *J. Petrol* 23(3): 382-344.
- Foley, S. F., Venturelli, G., Green, D. H. and Toscani, L., 1987- The ultrapotassic rocks: characteristics classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev* 24(2): 81-134.
- Foley, S., 1992- Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* 28(3-6): 435-453.
- Frost, D. J., 2006- The stability of hydrous mantle phases. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 62(1): 243-271.

- Gulmez, F., Dejan, P. M., Roden, M., Karacik, Z., Billor, Z., Genc, C. and Billor, M., 2016- Ultrapotassic Volcanism from the Waning Stage of the Neotethyan Subduction: a Key Study from the Izmir–Ankara–Erzincan Suture Belt, Central Northern Turkey. *Journal of Petrology* 57(3): 561-593.
- Hajalilou, B., Moayyed, M. and Hosseinzadeh, G. H., 2009- Petrography, geochemistry and geodynamic environment of potassic alkaline rocks in Eslamy peninsula, northwest of Iran, *J. Earth Syst. Sci* 118(6): 643-657.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W. and Van Calsteren, P., 1997- U–Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science* 276(5312): 551–555.
- Higgins, M. D., 1999- Origin of megacrysts in granitoids by textural coarsening: a crystal size distribution (CSD) study of microcline in the Cathedral Peak Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society, London, Special Publications* 168(1): 207–219.
- Ionov, D. A., O'Reilly, S. Y. and Ashchepkov, I. V., 1995- Evolution of the upper mantle beneath the southern Baikal rift zone: An Sr-Nd isotope study of xenoliths from the Bartoy volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122(2): 174-190.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D., 2002- Fluid-mobile trace element the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contrib Mineral Petrol* 144(1): 38-56.
- Kretz, R., 1983- Symbole for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Landi, L., La Felice, S., Petrelli, M., Vezzoli, L. M. and Principe, C., 2019- Deciphering textural and chemical zoning of K-feldspar megacrysts from Mt. Amiata Volcano (Southern Tuscany, Italy): Insights into the petrogenesis and abnormal crystal growth. *Lithos* 324–325, 569–583.
- Larsen, J. G., 1982- Mantle-derived dunite and lherzolite nodules from Ubekendt Ejland, West Greenland Tertiary province. *Mineral. Mag* 46(340): 329-336.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali –silica diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745–750.
- Le Maitre, R. W., 2002- Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.
- Lustrino, M., Duggen, S. and Rosenberg, C. L., 2011- The Central–Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews* 104(1-3): 1–40.
- McDonough, W. F., Sun, S. S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E. and Hofmann, A. W., 1992- Potassium, rubidium, in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56(3): 1001-1012.
- Mitchell, R. H. and Bergman, S. C., 1991- Petrology of Lamproites. Plenum, New York. Springer. 447 pp.
- Moayyed, M., Moazzen, M., Calagari, A. A., Jahangiri, A. and Modjarrad, M., 2008- Geochemistry and petrogenesis of Lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: Implication for deep mantle metasomatism; *Chemie der Erde Geochemistry* 68(2): 141-154.
- Moghadam, Sh. H., Ghorbani, G. H., Zaki Khedr, M., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Galindo Francisco, C., Lopez Martinez, M., Gourgau, A. and Arai, A., 2014- Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: Implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian High Plateau. *Gondwana Research* 26, 1028-1050.
- Moinvaziri, H., 1985- Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran; These d'Etat Univer, Paris-Sud, Orsay.
- Moinvaziri, H., Khalili-marandi, S. H. and Brousse, R., 1991- Importance d'un Volcanisme potassique, au miocene Superier en Azerbaidjan (Iran); *C.R. Acad. Sci. Paris*. 313(2): 1603-1610.
- Moradian-Shahrbabaky, A., 2007- Geological Setting and Geochronology of some alkali and calc-alkalic rocks in Western (Saray peninsula) and central (Soruk) Urmieh- Dokhtar Volcanic Belt, Iran; *Earth and Life* 2(3): 6-24.
- Muller, D. and Groves, D. I., 2016- Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. Fourth Edition. Mineral Resource Reviews. Springer. 311 pp.
- Muller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. *Miner Petrol* 46(4): 259-289.
- Munker, C., Wörner, G., Yogodzinski, G. and Churikova, T., 2004- Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka–Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 224(3-4): 275–293.
- Novella, D. and Frost, D. J., 2014- The composition of hydrous partialmelts of garnet peridotite at 6 GPa: implications for the origin of Group II kimberlites. *Journal of Petrology* 55(11): 2097–2124.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, H. S., Lin, Y. C., Lee, H. Y., Lo, C. H. and Khatib, M. M., 2013- Iranian ultrapotassic volcanism at ~11 Ma signifies the initiation of postcollisional magmatism in the Arabia–Eurasia collision zone. *Terra Nova* 25-405-413.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. ed. *Orogenic andesites and related rocks*, Chichester, England: John Wiley and Sons. 548 pp.
- Perini, G., Francalanci, L., Davidson, J. P. and Conticelli, S., 2004- Evolution and genesis of magmas from Vico Volcano, Central Italy: multiple differentiation pathways and variable parental magmas. *Journal of Petrology* 45(1): 139–182.
- Perini, G., Tepley III, F. J., Davidson, J. P. and Conticelli, S., 2003- The origin of K-feldspar megacrysts hosted in potassic rocks from post-orogenic setting: a track for low-pressure processes in mafic magmas. *Lithos* 66(3): 223–240.

- Pinarelli, L., Poli, G. and Santo, A. P., 1989- Geochemical characterization of recent volcanism from the Tuscan magmatic province (central Italy): the Roccastrada and San Vincenzo centers. *Period. Mineral* 58, 67-96.
- Prelevic, D., Akal, C., Foley, S. F., Romer, R. L., Stracke, A. and Van Den Bogaard, P., 2012- Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of southwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Petrology* 53(5):1019–1055.
- Prelevic, D., Foley, S. F., Romer, R. and Conticelli, S., 2008- Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72(8): 2125–2156.
- Prelevic, D., Jacob, D. E. and Foley, S. F., 2013- Recycling plus: a new recipe for the formation of Alpine–Himalayan orogenic mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 362, 187–197.
- Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22(4): 247-263.
- Righter, K. and Carmichael, I. S. E., 1993- Mega-xenocrysts in alkali olivine basalts: fragments of disrupted mantle assemblages. *Am. Mineral* 78(11): 1230-1245.
- Rittman, A., 1973- Stable Mineral Assemblages of Igneous, a Method of Calculation. Springer, Mineralogy. 262 pp.
- Stemprok, M., Dolejs, D. and Holbb, F. V., 2014- Late Variscan calc-alkaline lamprophyres in the Krupka ore district, Eastern Krušné hory/Erzgebirge: their relationship to Sn–W mineralization, *Journal of Geosciences* 59, XX–XX DOI: 10.3190/jgeosci.156Original paper.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42(1): 313–345.
- Turner, S., Foden, J., George, R., Evans, P., Varne, R., Elburg, M. and Jenner, G., 2003- Rates and processes of potassic magma evolution beneath Sangeang Api volcano, East Sunda arc, Indonesia. *Journal of Petrology* 44(3): 491-515.
- Vigouroux, N., Wallace, P. J. and Kent, A. J., 2008- Volatiles in high-K magmas from the western Trans-Mexican Volcanic Belt: evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of the mantle wedge by subduction processes. *Journal of Petrology* 49(9): 1589-1618.
- Werheim, S., 2013- Petrological characterization of the Klepa ophiolite in Macedonia (FYROM), A first evidence for the presence of Sava Ocean. Diploma thesis, Johannes Gutenberg Universitat, Mainz. 125 pp.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50(1): 11-30.

A new hypothesis on the petrogenesis of Saray volcano with emphasis on formation of Sanidine megacryst, (crystallization in an isolated magma chamber)

M. Ghaderi¹, M. Moayyed^{2*}, N. Amel³ and M. Mojarad⁴

¹Ph.D. student, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

²Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³Associated Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

⁴Associated Professor, Department of Geology, Urmia University, Urmia, Iran

Received: 2019 March 27

Accepted: 2019 October 14

Abstract

The Saray volcano is located on the East of the Urmia Lake. This extinct stratovolcano mainly consists of Leucitite lavas and related pyroclasts. Dykes with composition of Leucite phonolite, Lamprophyre, Trachyte and microsyenite intruded into leucitite. Field evidences indicate that minette and trachytic dykes intruded into each other. A microsyenitic stock and syenitic dykes outcrop in the central valley of this volcano. The trachytic pyroclasts eruption is the last activity of the Saray volcano and probably caused the destruction of volcano's caldera and formed its current shape. Leucitites mainly consist of leucite and clinopyroxene phenocrysts, minettes consist of biotite and clinopyroxene phenocrysts and trachytes consist of biotite, sanidine and clinopyroxene phenocrysts. The Saray magmatism has potassic to ultrapotassic nature and its geochemical features indicate that this magma should have originated from a micaceous garnet clinopyroxenite mantle. The coexistence of leucitite, lamprophyre and trachyte, could not be explained only by the function of fractional crystallization in leucitite magma. Sanidine is the most abundant feldspar in the Saray volcano. Sanidine megacrysts crystallize in a medium size magma chamber with continuing temperature cycling, so that the magma temperature remains close to the liquidus temperature of the K-feldspar for a long time.

Keywords: Lamprophyre, Leucitite, Sanidine, Trachyte, The Saray volcano.

For Persian Version see pages 3 to 16

*Corresponding author: M. Moayyed; E-mail: moayyed@tabrizu.ac.ir