

شیمی کانی کلینوپیروکسن، رهیافتی بر پتروژنز کمپلکس آتشفشانی سارای-شمال غرب ایران

مهدی قادری^۱، نصیر عامل^(*) و محسن موبد^۲

۱. دکترای پترولوژی، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۲/۲۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۴/۳۰

چکیده

آتشفشان خاموش سارای که در حاشیه شرقی دریاچه ارومیه واقع شده است شامل تناوبی از روانه‌های لئوئوسیتیتی و فوران‌های پیروکلاستیک وابسته است که دست‌کم بیش از پنج واحد از این سکانس دیده می‌شود. همچنین دایک‌های لئوئوسیت‌فنولیتی، دایک‌ها و روانه‌های لامپروفیری از نوع مونشی‌کیت، مینت و اسپسارتیت، دایک‌ها و دم‌های تراکیتی و دایک‌ها و یک توده کوچک نفوذی سینیتی، سایر ترم‌های سنگی آتشفشان سارای را تشکیل می‌دهند. به دلیل حضور کانی کلینوپیروکسن در تمامی واحدهای سنگی این آتشفشان، از شیمی کانی کلینوپیروکسن برای بررسی ارتباط ژنتیکی واحدهای مختلف سنگی آتشفشان سارای استفاده می‌شود. از لحاظ ترکیب شیمیایی، کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده دیوپسید، سالیته و فاسائیت قرار می‌گیرند و اغلب در محدوده فشاری سه تا چهار کیلو بار و دمای ۱۱۵۰ درجه متبلور شده‌اند. محیط ساختاری تشکیل اکثر این کلینوپیروکسن‌ها در محدوده بازالت‌های درون قاره‌ای تعیین می‌شود. با وجود تفاوت‌های بارز سنگ‌شناسی میان واحدهای مختلف سنگی آتشفشان سارای، ترکیب شیمیایی و شرایط تبلور کانی کلینوپیروکسن در تمامی این واحدهای سنگی بسیار نزدیک به هم می‌باشد که می‌تواند نشان‌دهنده منشأ مشترک برای کلینوپیروکسن‌ها و همچنین منشأ مشترک برای تمامی واحدهای سنگی آتشفشان سارای باشد.

واژه‌های کلیدی: آتشفشان سارای، دیوپسید، سالیته، شیمی کانی.

مقدمه

سیلیس (ماگمای لئوئوسیتیتی) می‌باشد که در نهایت به ماگمای تراکیتی ختم می‌شود. در این میان چند دایک لامپروفیری نیز مشاهده می‌شوند. این تنوع سنگ‌شناسی بعلاوه رخداد مگاکریست‌های بیوتیت و سانیدین، سبب جلب توجه ویژه به این منطقه شده و مطالعات پترولوژیکی متعددی در این منطقه صورت گرفته است

آتشفشان سارای (واقع در شبه‌جزیره اسلامی) بخشی از زون ماگمایی ارومیه-دختر می‌باشد و براساس آفانباتی (۱۳۸۳) در پهنه ایران مرکزی قرار می‌گیرد (شکل ۱). این آتشفشان از لحاظ تنوع سنگ‌شناسی بسیار جالب می‌باشد. شروع فعالیت با ماگماتیسیم اولتراپتاسیک تحت اشباع از

* نویسنده مرتبط: N.amel@tabrizu.ac.ir

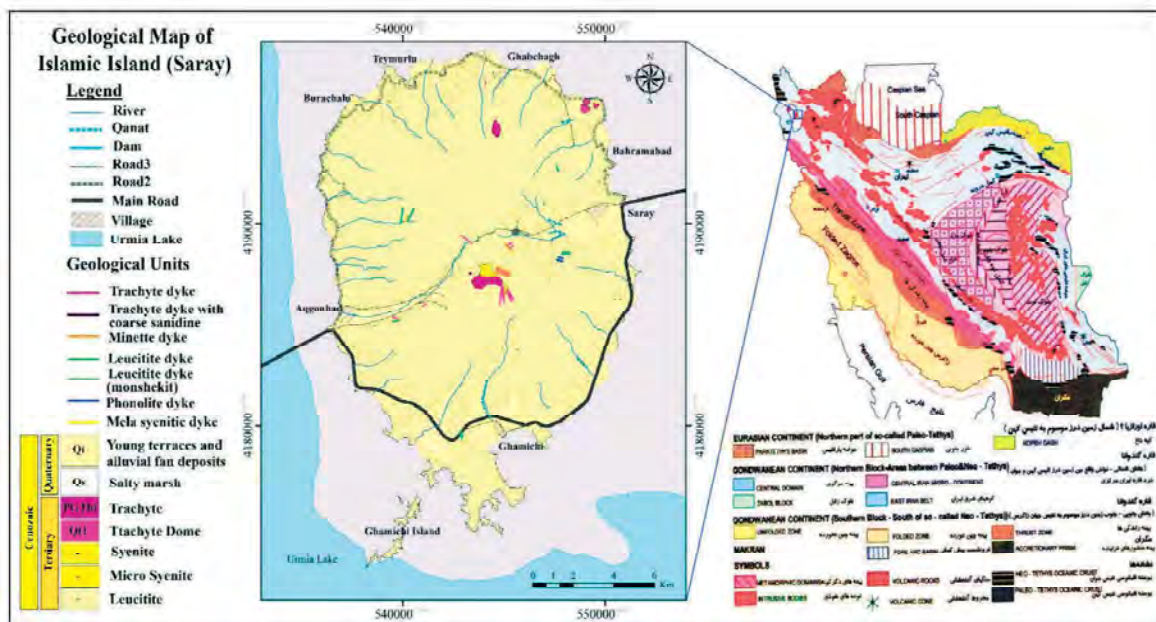
Moine-vaziri et al. (1991) در حاشیه غربی جزیره در شمال روستای آق گنبد و به ویژه در نواحی جنوبی آتشفشان سارای بخش هایی از این آتشفشان به عنوان واحد فانگلو مریتی از بقیه قسمت ها جدا شده است که در بررسی های صحرائی، چنین نتیجه گیری حاصل نشد. بنابراین در نقشه ارائه شده در این مطالعه (شکل ۱) این واحدها حذف شده اند. دو دایک لئوسیت فنولیتی واقع در دره مرکزی سارای، به احتمال زیاد مرتبط با آخرین فاز فعالیت مرحله لئوسیتیتی می باشند. در ادامه، پس از یک دوره احتمالی خاموشی، مرحله دوم فعالیت آتشفشان سارای با خروج ترم های بسیار تفریق یافته تر یعنی تراکیت ها مشخص می شود. از لحاظ حجم، میزان فوران های تراکیتی بسیار کمتر از فوران های لئوسیتیتی می باشد و بیشتر به صورت دایک و تعدادی دم ولکانیکی مشاهده می شوند. تراکیت ها از لحاظ پتروگرافی تفاوت های محسوسی دارند و با وجود رخداد مگاکریست های پنج سانتی متری در تراکیت های نزدیکی روستای آق گنبد، در دایک های تراکیتی جنوب آتشفشان، سانیدین حتی به صورت فنوکریست هم مشاهده نمی شود. برونزد تراکیت ها، در شمال آتشفشان سارای منحصر به دو پلاگ تراکیتی کوچک در نزدیکی روستای بهرام آباد و یک محدوده از گدازه های تراکیتی در غرب روستای بهرام آباد می باشد (شکل ۱). حجم عمده تراکیت ها به صورت چندین دایک و دم در دره مرکزی سارای مشاهده می شوند. در جنوب آتشفشان تنها چهار دایک تراکیتی غیر موازی با ضخامت پنج متر وجود دارند که امتداد همه آنها به توده سینیتی واقع در میانه دره مرکزی سارای می رسد. فراوانی سنگ های پیروکلاستیک تراکیتی بسیار محدود و پراکنده است و بلوک های با ابعاد بزرگتر از نیم متر در برش های پیروکلاستیک تراکیتی دیده نمی شود. در مطالعات پیشین تنها به رخداد لامپروفیرهای مینتی در این آتشفشان اشاره شده است، ولی در مطالعه حاضر یک دایک لامپروفیری از نوع اسپسارتیت و دایک لامپروفیری مونشی کیتی نیز گزارش می شود. دایک های لامپروفیری و تراکیتی هر دو گدازه های لئوسیتیتی را قطع کرده اند ولی عکس آن دیده نمی شود. فوران ماگمای تراکیتی و لامپروفیری به صورت متناوب صورت گرفته است. جایگیری

(Moinevaziri et al., 1991; Moradian-Shahrbabaky, 2007; Moayyed et al., 2008; Moghadam et al., 2014). در مطالعات پیشین سرشت ماگماتیسیم سارای، پتاسیک و اولتراپتاسیک (بر اساس Foley et al., 1987) تعیین شده اند و بر اساس Moine vaziri et al., 1991 تحتانی ترین گدازه این آتشفشان سنی در حدود ۷/۸ میلیون سال دارد. شیمی کانی کلینوپیروکسن ها، علاوه بر بازتاب ماهیت ماگمای مادر، با عمق و دمای تشکیل کانی نیز در ارتباط است (Soesoo, 1997). از این رو مطالعه شیمی کانی کلینوپیروکسن ها، درک قابل قبولی از روند تحول ماگمای والد کلینوپیروکسن ها، به دست می دهد. به طوری که در مطالعات مختلفی از جمله رضایی و همکاران (۱۳۹۴)، امرایی و همکاران (۱۳۹۷) و نعمتی و همکاران (۱۳۹۷)، شیمی کانی کلینوپیروکسن به عنوان رهیافت ویژه برای بررسی ژنز سنگ های بازیک اشباع و تحت اشباع از سیلیس استفاده شده است. با توجه به این که کانی کلینوپیروکسن در تمامی واحدهای سنگی معرفی شده ولکانیسیم سارای مشاهده می شود، مطالعه شیمی کانی کلینوپیروکسن ها و مقایسه ترکیب آنها در واحدهای مختلف سنگی آتشفشان سارای، آگاهی بیشتری از روند تکامل این آتشفشان و ارتباط واحدهای مختلف سنگی آن را مشخص می کند.

زمین شناسی شبه جزیره اسلامی (آتشفشان سارای)

آتشفشان سارای در شرق دریاچه ارومیه قرار دارد. این آتشفشان بیضی شکل با جهت کم و بیش شمالی-جنوبی، دارای طول قطر بزرگ حدود ۲۳ کیلومتر و طول قطر کوچک حدود ۱۵ کیلومتر می باشد.

نخستین بار (Moine-vaziri et al. (1991) منحصراً نقشه زمین شناسی این آتشفشان را رسم کرده است. در مطالعه حاضر جداسازی واحدها تغییر کرده است (شکل ۱). آتشفشان سارای فوران متناوب گدازه های لئوسیتیتی با شیب حدود ۲۰ درجه و فوران پیروکلاست های لئوسیتیتی می باشد. این تناوب فعالیت آتشفشانی در سراسر آتشفشان مشاهده می شود. در نقشه ارائه شده توسط



شکل ۱. موقعیت آتشفشان سارای در پهناوندی زون‌های ساختاری ایران (آقائباتی، ۱۹۸۳) و نقشه زمین‌شناسی آن

لئوسیتیت‌ها

اولین و عمده‌ترین بخش ماگماتیسیم سارای از روانه‌هایی تشکیل می‌شود که از لحاظ کانی‌شناسی از سه فنوکریست عمده کلینوپیروکسن، لئوسیت و اولیوین تشکیل شده‌اند. بعلاوه، میکروفنوکریست‌های لئوسیت، کلینوپیروکسن و آپاتیت و میکروولیت‌های کلینوپیروکسن و کانی‌های کوچک اوپک در زمینه‌ای شیشه‌ای و یا رسی قرار دارند (شکل ۲، الف). در برخی از مقاطع چند فنوکریست کوچک بیوتیت نیز دیده می‌شود. کانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها حضور ندارد. نمونه‌های G41 و G48 معرف این گروه می‌باشند.

لئوسیت‌فنولیت‌ها

در مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های این سنگ‌ها بافت میکروولیتی پورفیریک جریان‌ی نشان می‌دهند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، لئوسیت‌های آنالسیم‌شده، سانیدین و اولیوین ایدینگسته‌شده کانی‌های اصلی را تشکیل داده که در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت سانیدین، بیوتیت و کانی‌های اوپک قرار می‌گیرند (شکل ۲-ب). نمونه K22 معرف این گروه می‌باشند.

لامپروفیرها

در نمونه‌های مینتی فنوکریست‌های بیوتیت و

توده سینیتی در مرکز دره سارای و تزریق دایک‌های سینیتی، شاید آخرین فعالیت‌های ماگمایی این آتشفشان می‌باشد. جایگیری و بالآمدگی توده سینیتی شاید عامل نهایی در تخریب کلی دهانه آتشفشان سارای بوده است.

روش مطالعه

از حدود ۲۰۰ نمونه سنگی برداشت‌شده در مطالعات صحرایی، حدود ۱۲۰ نمونه برای تهیه مقاطع میکروسکوپی برای مطالعات پتروگرافی انتخاب شد. آنالیز نقطه‌ای برای بیش از ۵۰ نقطه از کانی کلینوپیروکسن در مرکز تحقیقات کرج با دستگاه الکترون میکروپروب Cameca Sx 100، برای تعیین اکسیدهای عناصر اصلی بر اساس استاندارد ASTM E1508 و قطر نقاط آنالیز سه میکرون صورت گرفت.

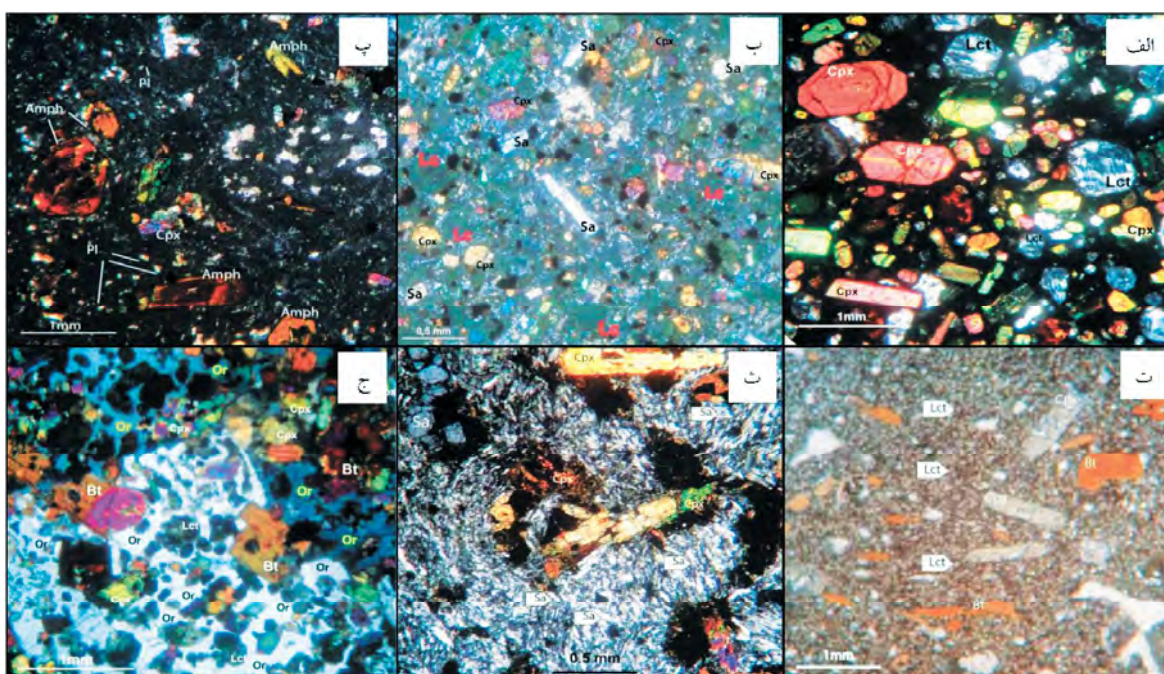
بحث

سنگ‌نگاری

در مطالعات پتروگرافی، طبق روش نام‌گذاری Le Maitre (2002) واحدهای سنگی زیر در آتشفشان سارای تشخیص داده شده‌اند: الف) لئوسیتیت‌ها، ب) لئوسیت‌فنولیت‌ها، پ) لامپروفیرهای مینتی، ت) لامپروفیرهای مونشی‌کیتی، ث) لامپروفیرهای اسپسارتیتی، ج) تراکیت‌ها، چ) سینیت‌ها، ح) نهشته‌های پیروکلاستیک.

می‌دهند. فراوانی آمفیبول‌ها بیش از سایر کانی‌هاست و کلینوپیروکسن‌ها حدود ۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها بیشتر ماکل پلی‌سنتیک داشته و همگی به‌صورت میکروولیت و چند مورد میکروفنوکریست دیده می‌شوند. نمونه G1A معرف این گروه می‌باشد. در مقطع میکروسکوپی موشی‌کیت‌ها کانی‌های اصلی شامل فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و بیوتیت می‌باشند که در زمینه‌ای متشکل از میکروفنوکریست‌های کوچک لئوسیت به‌طور کامل آنالسیم‌شده و میکروولیت‌های کلینوپیروکسن قرار می‌گیرند (شکل ۲-ت) و تشکیل بافت پورفیری با خمیره ریز بلور را می‌دهند. نمونه G24 نمایانگر این گروه می‌باشد.

کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند و در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌هایی از جنس بیوتیت، کلینوپیروکسن، سانیدین، آپاتیت و کانی‌های اوپیک و یا رسی قرار دارند و بافت پورفیریک را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ت). نمونه G2LA معرف مینت‌ها می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های اسپسارتیتی فنوکریست‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلینوپیروکسن، کانی‌های ریز اغلب مربعی شکل اوپیک و شیشه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۲-پ) و بافت پورفیریک را تشکیل



شکل ۲. تصاویر مربوط به، الف) لئوسیتیت (XPL)، ب) لئوسیت‌فنولیت (XPL)، پ) اسپسارتیت (PPL)، ت) موشی‌کیت (XPL)، ث) تراکیت (PPL)، ج) لئوسیت‌آلکالی‌فلدسپارسینیت (XPL). حروف اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans 2010) می‌باشد

می‌باشد. درون این پلاگ دایک ضخیمی با ترکیب سینیتی تزریق شده است. در غرب پلاگ بهرام‌آباد، پلاگ کوچک‌تری نسبت به پلاگ اصلی وجود دارد. براساس مطالعات مقاطع نازک میکروسکوپی جنس این سنگ‌ها تراکیتی و بافت آنها میکروولیتیک پورفیریک جریان می‌باشد. کانی‌های آمفیبول، بیوتیت سوخته و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌های سانیدین و کانی‌های ریز اوپیک قرار گرفته‌اند. در مقاطع میکروسکوپی،

تراکیت‌ها

تراکیت‌های پلاگ اصلی بهرام‌آباد در مقاطع میکروسکوپی، بافت میکروولیتیک پورفیریک جریان دارند. فنوکریست‌ها درصد بسیار کمی از سنگ را تشکیل داده و تنها فنوکریست اصلی در این سنگ کانی کلینوپیروکسن می‌باشد. زمینه از میکروولیت‌های سانیدین، کانی اوپیک و اولیوین ایدینگسیسته تشکیل شده‌اند. نبود کانی بیوتیت مهم‌ترین ویژگی کانی‌شناسی این تراکیت‌هاست. نمونه G38 معرف این گروه

این دایک اطلاق کرد. نمونه K43 به این گروه تعلق دارد. دایک سینیتی دره سارای، در مقاطع بافت پوئی کلیتیک نشان داده و فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و تعداد کمی فنوکریست بیوتیت و آمفیبول در زمینه‌ای از کانی ارتوز قرار گرفته‌اند. آلکالی‌فلدسپار سینیت را می‌توان به دایک‌های سینیتی دره مرکزی سارای اطلاق کرد.

نهمشته‌های پیروکلاستیک

بخش عمده ولکانیزم سارای از سنگ‌های پیروکلاستیک تشکیل شده است. پیروکلاست‌های این آتشفشان از لحاظ جنس قطعات به دو گروه لئوسیتیتی و تراکیتی قابل تقسیم هستند که ناشی از تفاوت مرحله تشکیل آنها می‌باشد. این سنگ‌ها حالت سخت‌شدگی دارند و نمی‌توان آنها را تفرا نامید و با توجه به اندازه اجزای تشکیل دهنده، به دو دسته توف‌ها و برش‌های پیروکلاستیک تقسیم می‌شوند. ویژگی اصلی توف‌های تشکیل شده در مرحله اول فعالیت آتشفشان سارای حضور کانی لئوسیت (آنالسیم شده) همراه با کانی‌هایی مانند پیروکسن، اولیوین، اوپک و آپاتیت در آنها می‌باشند و می‌توان آنها را توف‌های لئوسیتیتی نامید. توف‌های مرحله دوم فعالیت ولکانیزم سارای ترکیب تراکیتی داشته و به‌ویژه با حضور کانی‌های سانیدین و بیوتیت مشخص می‌شوند. به استثناء توف‌ها سنگ‌های پیروکلاستیک سارای بیشتر از قطعات بزرگ‌تر از ۱۰ سانتی‌متر تشکیل شده‌اند و می‌توان گفت که اکثریت جزو برش‌های پیروکلاستیک محسوب می‌شوند.

بررسی شیمی کانی کلینوپیروکسن‌های موجود در

واحدهای مختلف سنگی ولکانیزم سارای

در مطالعه حاضر در ۱۰ مقطع میکروسکوپی ۵۲ مورد آنالیز نقطه‌ای از کلینوپیروکسن‌ها به شرح زیر صورت گرفته است:

لئوسیتیت: پنج نقطه از مقطع G41 و چهار نقطه از مقطع G48 (جدول ۱)، لئوسیت‌فنولیت: پنج نقطه از مقطع K22 (جدول ۱). تراکیت: پنج نقطه از مقطع G5A (تراکیت واجد فنوکریست‌های کلینوپیروکسن بیوتیت و سانیدین) و نه نقطه از مقطع G38 (نمونه‌ای از پلاگ تراکیتی بهرام‌آباد، که دارای میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن و فاقد کانی

روانه‌های تراکیتی غرب بهرام‌آباد، بافت میکروولیتی پورفیریک جریان‌ی داشته و فنوکریست‌های بیوتیت، کلینوپیروکسن و سانیدین به‌عنوان کانی اصلی در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌های سانیدین و کانی‌های اپک قرار دارند (شکل ۲-ث). در تراکیت‌های دره مرکزی سارای فنوکریست‌های سانیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل داده که در زمینه‌ای متشکل از شیشه به اضافه میکروولیت‌های سانیدین قرار دارند و همگی بافت هیالومیکروولیتیک پورفیریک دارند (نمونه G5A). دایک‌های تراکیتی شمال روستای گمیچی بافت هیالومیکروولیتیک پورفیریک جریان‌ی داشته و کانی‌های اصلی شامل فنوکریست‌های بیوتیت و سانیدین می‌باشند که در زمینه‌ای از میکروولیت‌های سانیدین، شیشه و کانی‌های ریز اوپک قرار دارند. کلینوپیروکسن در این دایک‌ها دیده نمی‌شود.

سینیت‌ها

در آتشفشان سارای سنگ‌های سینیتی به دو صورت ملاحظه می‌شود: الف) توده سینیتی دره مرکزی سارای. ب) دایک‌های سینیتی. نمونه‌های توده سینیتی دره مرکزی سارای در مقاطع میکروسکوپی بافت تراکیتوئیدی نشان می‌دهند. فنوکریست‌های سانیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌های سانیدین و کانی‌های مافیک قرار می‌گیرند. میکروولیت‌های سانیدین به‌شدت حالت جریان‌ی نشان می‌دهند. فراوانی سانیدین بیشتر از سایر کانی‌هاست و اغلب بیش از ۵۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. علاوه بر توده سینیتی، دایک تزریق شده درون پلاگ اصلی تراکیتی بهرام‌آباد و یک دایک در دره مرکزی سارای ترکیب سینیتی دارند. در دایک بهرام‌آباد، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن سبزرنگ (با فراوانی حدود ۴۰ درصد)، بیوتیت (با فراوانی حدود ۱۰ درصد) و میکروفنوکریست‌های لئوسیت دگرسان شده (با فراوانی حدود ۱۰-۱۵ درصد)، کانی‌های اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند و کانی‌های آپاتیت، اولیوین‌های ایدینگسیته و بلورهای ریز اوپک در زمینه ارتوزی قرار می‌گیرند و بافت پوئی کلیتیک تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ج). می‌توان نام لئوسیت آلکالی‌فلدسپار سینیت را به

بیوتیت می باشد) (جدول ۲) سینیت: سه نقطه از مقطع K52 (بررسی زونینگ در یک کلینوپیروکسن سبزرنگ)، چهار نقطه از مقطع K43 (دایک سینیتی تزریق شده در پلاگ تراکیتی بهرام آباد). لامپروفیرها: ۱۰ نقطه از مقطع G1A (دایک اسپسارتیتی)، دو نقطه از مقطع G2LA (لامپروفیر مینت) و پنج نقطه از مقطع G24 (بررسی زونینگ در کلینوپیروکسن سنگ مونشی کیتی) (جدول ۳). میزان Fe^{2+} و Fe^{3+} بر اساس روش پیشنهادی Droop (1987) تعیین شده است. همچنین تصاویر BSE برخی کانی های کلینوپیروکسن آنالیز شده و مسیر پیمایش آنها در شکل ۳ نشان داده شده است.

جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه ای کانی کلینوپیروکسن در سنگ های لئوسیتیتی و لئوسیت فنولیتی آتشفشان سارای (بر حسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری آنها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن

K22-28	K22-27	K22-26	K22-22	K22-21	G48-6	G48-5	G48-2	G48-1	G41-5	G41-4	G41-3	G41-2	G41-1	
Rim	Mantle	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Mantle	Mantle	Mantle	Core	
۵۰/۹۵	۴۹/۱۱	۵۲/۸۴	۵۱/۳۶	۴۸/۲۵	۵۲/۰۵	۵۲/۵۶	۵۰/۱۳	۵۲/۸۵	۴۷/۹۱	۴۸/۳۸	۴۹/۷۱	۵۲/۶۴	۵۱/۱۳	SiO ₂
۱/۲۲	۱/۳۹	۰/۶۲	۱/۰۵	۱/۴۶	۰/۰۶	۰/۵۶	۱/۱۴	۰/۴۷	۱/۹۳	۱/۴۷	۱/۲	۰/۳۷	۰/۸۳	TiO ₂
۳/۹۷	۵/۸۴	۲/۶۴	۳/۵۴	۵/۶۳	۱/۶۹	۱/۳۸	۲/۹۷	۱/۱۳	۴/۳۶	۲/۷۲	۳/۳۲	۱/۳۸	۲/۳۱	Al ₂ O ₃
۰/۰۲	۰/۰	۰/۱	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۶	۰/۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۵	Cr ₂ O ₃
۷/۱۸	۷/۳۱	۴/۴۲	۷/۱۲	۷/۲۰	۵/۹۵	۵/۵۹	۸/۰۳	۴/۹۶	۷/۳۶	۷/۰۷	۶/۵۶	۴/۰۶	۶/۱۵	FeO
۰/۲۴	۰/۲	۰/۱۱	۰/۲۸	۰/۲	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱	MnO
۱۳/۶۳	۱۲/۴۳	۱۵/۴۵	۱۳/۳۰	۱۱/۹۳	۱۶/۰۸	۱۶/۶۵	۱۳/۷۳	۱۶/۸۹	۱۳/۳۷	۱۳/۹۰	۱۴/۳۹	۱۶/۶۹	۱۵/۵	MgO
۲۲/۷۸	۲۲/۹۸	۲۴/۰۳	۲۲/۷۸	۲۳/۴۰	۲۳/۵۰	۲۳/۵۰	۲۲/۱۴	۲۳/۱۶	۲۴/۱۱	۲۴/۱۷	۲۴/۲۶	۲۴/۴۶	۲۴/۰۴	CaO
۰/۵۷	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۶۲	۰/۳۷	۰/۳۰	۰/۴۳	۰/۷۵	۰/۲۸	۰/۵۰	۰/۴۲	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۴۰	Na ₂ O
۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۱۸	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	K ₂ O
۱۰۰/۶۳	۹۹/۵۷	۱۰۰/۵۱	۱۰۰/۰۶	۹۹/۳۵	۱۰۰/۴۶	۱۰۰/۸۹	۹۹/۳۷	۱۰۰/۰۲	۹۹/۷۰	۹۹/۳۵	۹۹/۹۰	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۵۳	Total
Formula on the basis of 6 (O)														
۱/۸۸	۱/۸۴	۱/۹۳	۱/۹۰	۱/۸۲	۱/۹۰	۱/۹۱	۱/۸۷	۱/۹۳	۱/۷۸	۱/۸۰	۱/۸۴	۱/۹۲	۱/۸۷	Si
۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	Ti
۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۱۰	Al
۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	Cr
۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۴	Fe ³⁺
۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۵	Fe ²⁺
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	Mn
۰/۷۵	۰/۶۹	۰/۸۴	۰/۷۳	۰/۶۷	۰/۸۸	۰/۹۰	۰/۷۶	۰/۹۲	۰/۷۴	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۹۱	۰/۸۴	Mg
۰/۹۰	۰/۹۲	۰/۹۴	۰/۹۰	۰/۹۵	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۸۸	۰/۹۱	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۹۵	۰/۹۴	Ca
۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	Na
۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	K
۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	Total
۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱	۰/۰۵	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۱	XAl(T)
۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۰	۰/۰	۰/۰۳	۰/۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰	XAl(M1)
۰/۸۱	۰/۷۶	۰/۸۷	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۹۳	۰/۹۶	۰/۸۶	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۵	۰/۹۲	۰/۹۸	۰/۹۵	Mg#
۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۴۴	۰/۴۰	۰/۳۷	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۴۴	۰/۴۸	۰/۴۶	En
۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۳	Fs
۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۵۱	۰/۵۱	Wo
۱/۸۲	۱/۸۳	۱/۹۰	۱/۸۳	۱/۸۰	۱/۸۷	۱/۸۵	۱/۷۷	۱/۹۰	۱/۷۶	۱/۷۸	۱/۸۲	۱/۸۷	۱/۸۳	Q
۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	J
-۲۷/۹۶	-۲۷/۱۲	-۳۰/۵۸	-۲۷/۹۱	-۲۶/۵۶	-۲۹/۷۳	-۳۰/۲۷	-۲۷/۰۸	-۳۰/۶۰	-۲۶/۶۲	-۲۷/۲۱	-۲۸/۱۵	-۳۱/۰۸	-۲۹/۲۲	YPT
۳۷/۶۰	۳۵/۹۴	۳۹/۱۵	۳۷/۷۷	۳۵/۶۱	۳۹/۶۶	۴۰/۰۰	۳۷/۵۹	۳۹/۹۹	۳۶/۸۱	۳۷/۳۲	۳۸/۰۷	۳۹/۹۳	۳۹/۱۲	XPT
-۰/۹۱	-۰/۸۹	-۰/۸۷	-۰/۹۰	-۰/۹۰	-۰/۸۵	-۰/۸۵	-۰/۸۹	-۰/۸۴	-۰/۹۴	-۰/۹۰	-۰/۸۹	-۰/۸۵	-۰/۸۷	F1
-۲/۴۷	-۲/۴۳	-۲/۴۵	-۲/۴۷	-۲/۳۹	-۲/۴۱	-۲/۴۳	-۲/۴۱	-۲/۴۳	-۲/۳۷	-۲/۳۴	-۲/۳۷	-۲/۳۹	-۲/۳۹	F2

جدول ۲. نتایج آنالیز نقطه‌های کانفی کالینوبیرگس در نمونه‌های تراکیتی و سینیتی سارای (بر حسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری آنها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن

	K43-22	K43-21	K43-14	K43-13	K52-22	K52-21	K52-20	G38-23	G38-22	G38-21	G38-20	G38-19	G38-13	G38-12	G38-11	G5A-14	G5A-13	G5A-3	G5A-2
Rim	Core	Rim	Core	Rim	Mantle	Core	Rim	Mantle	Mantle	Mantle	Core	Rim	Mantle	Core	Rim	Mantle	Core	Rim	Core
SiO ₂	۵۷/۱۸	۵۴/۱۶	۵۷/۵۹	۵۷/۴۰	۵۰/۱۳	۵۷/۱۰	۵۷/۴۸	۵۰/۴۳	۵۰/۶۱	۵۰/۳۶	۵۰/۸۷	۵۰/۴	۴۸/۸۱	۴۹/۸۳	۵۰/۴۷	۵۷/۳۱	۵۷/۷۶	۵۷/۱۷	۵۷/۳۸
TiO ₂	/۸۴	/۲۷	/۸۴	/۵۱	/۷۷	/۵۸	/۵۱	/۴۵	/۵۶	/۴۳	/۵۹	/۴۱	/۷۳	/۵۵	/۴۰	/۴۳	/۲۸	/۳۷	/۵۱
Al ₂ O ₃	۷/۷۴	/۶۳	۷/۵۵	۷/۵۹	۴/۱۵	۷/۸۶	۷/۱۰	۷/۲۳	۷/۰۷	۷/۳۵	۷/۸۶	۷/۵۲	۳/۳۴	۷/۶۶	۷/۰۳	۷/۲۷	۷/۰۱	۷/۷۲	۷/۶۱
Cr ₂ O ₃	/۰۱	/۵۵	/۰۰	/۰۸	/۰۰	/۰۰	/۰۶	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۱	/۰۰	/۰۱	/۰۱	/۰۴	/۰۷
FeO	۶/۸۵	۷/۳۶	۶/۵۰	۵/۲۵	۷/۶۵	۸/۹۴	۸/۹۴	۸/۹۴	۸/۹۴	۸/۳۵	۱۰/۳۸	۱۲/۴۷	۱۳/۰۰	۱۳/۰۰	۱۲/۱۴	۱۷/۸۴	۱۷/۵۴	۱۷/۴۸	۱۷/۲۶
MnO	/۲۵	/۶	/۲۲	/۱۵	/۳۴	/۲۳	/۱۲	/۴۹	/۴۵	/۵۳	/۳۹	/۵۸	/۵۵	/۴۲	/۴۹	/۲۹	/۲۸	/۳۱	/۲۶
MgO	۱۵/۴۸	۱۸/۲۶	۱۵/۳۰	۱۶/۱۹	۱۳/۲۹	۱۷/۶۳	۱۶/۶۹	۱۰/۹۸	۱۷/۷۴	۱۰/۴۷	۱۲/۱۹	۱۰/۳۹	۹/۹۹	۱۰/۷۹	۱۷/۰۳	۱۳/۰۸	۱۴/۲۹	۱۴/۴۱	۱۴/۴۱
CaO	۲۷/۷۸	۲۴/۳۶	۲۷/۹۴	۲۳/۹۷	۲۳/۳۷	۲۳/۷۸	۲۴/۱۱	۲۳/۱۴	۲۳/۱۳	۲۷/۶۵	۲۳/۳۸	۲۷/۵۰	۲۲/۵۵	۲۳/۰۸	۲۲/۸۷	۲۲/۰۰	۲۲/۱۵	۲۲/۲۴	۲۷/۷۲
Na ₂ O	/۶۳	/۱۵	/۷۳	/۳۳	/۶۷	/۷۲	/۳۰	/۹۴	/۷۷	/۶۷	/۷۰	/۷۷	/۷۷	۷/۵۰	/۹۹	/۱۱	/۹۸	/۹۳	۷/۵۱
K ₂ O	/۰۱	/۰۰	/۰۳	/۰۱	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۱	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۵	/۰۰	/۰۳	/۰۰	/۰۰	/۰۳	/۰۲
Total	۱۰۰/۷۹	۱۰۰/۸۴	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۴۸	۱۰۰/۳۹	۱۰۰/۸۴	۱۰۰/۷۸	۱۰۰/۲۵	۱۰۰/۵۴	۱۰۰/۸۸	۱۰۰/۳۹	۱۰۰/۷۲	۱۰۰/۰۲	۱۰۰/۹۹	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۵۹	۱۰۰/۳۹	۱۰۰/۸۵	۱۰۰/۷۹
Formula on the basis of 6(O)																			
Si	۷/۹۱	۷/۹۵	۷/۹۰	۷/۹۱	۷/۸۵	۷/۸۹	۷/۹۰	۷/۸۹	۷/۸۹	۷/۸۸	۷/۹۰	۷/۸۷	۷/۸۹	۷/۸۸	۷/۹۰	۷/۸۷	۷/۸۸	۷/۹۳	۷/۹۱
Ti	/۰۲	/۰۱	/۰۲	/۰۱	/۰۲	/۰۲	/۰۱	/۰۱	/۰۲	/۰۱	/۰۲	/۰۲	/۰۲	/۰۱	/۰۱	/۰۲	/۰۱	/۰۱	/۰۱
Al	/۰۷	/۰۳	/۰۸	/۰۷	/۰۸	/۱۲	/۰۹	/۱۰	/۰۹	/۱۰	/۰۸	/۱۱	/۱۵	/۱۲	/۰۹	/۱۰	/۰۸	/۱۲	/۱۱
Cr	/۰۰	/۰۲	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰
Fe ³⁺	/۱۱	/۰۶	/۱۴	/۰۱	/۱۳	/۱۲	/۱۰	/۱۶	/۱۵	/۲۴	/۱۴	/۲۵	/۱۹	/۱۶	/۱۴	/۱۰	/۱۲	/۱۱	/۱۵
Fe ²⁺	/۰۱	/۰۱	/۰۶	/۰۶	/۱۱	/۱۶	/۰۳	/۲۱	/۰۲	/۱۵	/۱۹	/۱۷	/۲۳	/۱۲	/۲۱	/۱۸	/۱۴	/۱۷	/۰۷
Mn	/۰۱	/۰۰	/۰۱	/۰۰	/۰۱	/۰۱	/۰۰	/۰۲	/۰۱	/۰۲	/۰۱	/۰۲	/۰۲	/۰۱	/۰۱	/۰۱	/۰۱	/۰۱	/۰۱
Mg	/۸/۸۴	/۹/۸۴	/۸/۸۸	/۸/۸۸	/۷/۷۳	/۷/۰	/۹/۰	/۶/۱	/۶/۵	/۵/۸	/۶/۸	/۵/۸	/۵/۵	/۵/۵	/۶/۲	/۷/۲	/۷/۸	/۶/۹	/۷/۸
Ca	/۸/۹	/۹/۴	/۹/۰	/۹/۴	/۹/۲	/۹/۴	/۹/۳	/۹/۳	/۹/۳	/۹/۰	/۹/۴	/۹/۳	/۹/۳	/۹/۱	/۹/۲	/۸/۷	/۸/۸	/۸/۸	/۸/۵
Na	/۰/۴	/۰/۱	/۰/۵	/۰/۲	/۰/۵	/۰/۲	/۰/۷	/۰/۷	/۰/۶	/۱/۲	/۰/۵	/۱/۳	/۰/۷	/۰/۱۱	/۰/۷	/۰/۸	/۰/۷	/۰/۹	/۱/۱
K	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰	/۰۰
Total	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰
XA(LT)	/۰/۷	/۰/۳	/۰/۸	/۰/۸	/۰/۳	/۰/۱	/۰/۹	/۰/۱	/۰/۹	/۱/۱	/۰/۸	/۰/۱۱	/۰/۳	/۰/۱۲	/۰/۸	/۰/۲	/۰/۱۲	/۰/۱۲	/۰/۷
XA(MT)	*	*	*	*	/۰/۳	/۰/۳	*	/۰/۱	*	*	*	*	/۰/۲	*	*	*	*	/۰/۳	/۰/۳
Mg#	/۹۰	/۹۹	/۹۳	/۹۴	/۸۷	/۸۲	/۹۷	/۷۷	/۷۷	/۸۰	/۷۸	/۷۸	/۷۱	/۸۳	/۷۵	/۸۸	/۸۸	/۸۰	/۶۲
En	/۴۶	/۵۱	/۴۶	/۴۷	/۴۱	/۳۹	/۴۸	/۳۷	/۳۷	/۳۶	/۳۸	/۳۶	/۳۷	/۳۶	/۳۸	/۳۶	/۳۶	/۴۰	/۴۶
Fs	/۰/۵	/۰/۱	/۰/۴	/۰/۳	/۰/۶	/۰/۲	/۰/۲	/۱/۱	/۰/۹	/۰/۵	/۰/۱۰	/۰/۱۰	/۰/۱۳	/۰/۷	/۰/۱۰	/۰/۱۰	/۰/۱۰	/۰/۴	/۰/۴
Wo	۷/۸۳	۷/۹۳	۷/۸۱	۷/۸۷	۷/۶۶	۷/۷۹	۷/۸۷	۷/۸۸	۷/۸۸	۷/۶۳	۷/۸۰	۷/۸۱	۷/۸۱	۷/۶۴	۷/۸۰	۷/۷۷	۷/۷۵	۷/۷۰	/۰/۵
Q	/۰/۹	/۰/۲	/۰/۱	/۰/۵	/۰/۱	/۰/۱	/۰/۴	/۰/۱۱	/۰/۲۴	/۰/۲۴	/۰/۱۰	/۰/۲۴	/۰/۱۱	/۰/۲۴	/۰/۱۰	/۰/۲۶	/۰/۱۴	/۰/۱۸	/۰/۳۱
J	-۲۸/۹۷	-۳۷/۷۸	-۲۸/۸۶	-۳۰/۲۴	-۳۷/۷۱	-۲۷/۱۱	-۳۰/۹۹	-۲۴/۸۹	-۲۵/۳۶	-۳۴/۴۱	-۲۵/۹۰	-۲۳/۸۸	-۲۳/۴۲	-۲۴/۵۶	-۳۴/۸۰	-۲۳/۳۹	-۲۸/۶۵	-۲۸/۷۷	-۲۸/۷۷
YPT	۳۹/۴۰	۴۰/۸۴	۳۸/۹۵	۳۹/۸۲	۳۷/۳۳	۳۸/۶۶	۳۹/۵۹	۳۸/۶۱	۳۸/۹۴	۳۸/۱۰	۳۹/۱۵	۳۸/۶۹	۳۸/۴۰	۳۸/۵۵	۳۸/۶۶	۳۸/۶۵	۳۸/۹۰	۳۸/۹۶	۳۸/۴
XPT	-۸/۸	-۸/۳	-۸/۸	-۸/۵	-۸/۷	-۸/۹	-۸/۵	-۸/۹	-۸/۹	-۸/۹	-۸/۹	-۸/۹	-۸/۹	-۸/۹	-۸/۹	-۸/۹	-۸/۹	-۸/۹	-۸/۹
F1	-۷/۴۶	-۷/۴۴	-۷/۴۳	-۷/۴۱	-۷/۴۱	-۷/۴۰	-۷/۴۲	-۷/۴۳	-۷/۴۰	-۷/۳۹	-۷/۴۰	-۷/۴۳	-۷/۴۰	-۷/۴۳	-۷/۴۰	-۷/۴۳	-۷/۴۳	-۷/۴۳	-۷/۴۳
F2	-۷/۴۵	-۷/۴۴	-۷/۴۳	-۷/۴۱	-۷/۴۱	-۷/۴۰	-۷/۴۲	-۷/۴۳	-۷/۴۰	-۷/۳۹	-۷/۴۰	-۷/۴۳	-۷/۴۰	-۷/۴۳	-۷/۴۰	-۷/۴۳	-۷/۴۳	-۷/۴۳	-۷/۴۳

جدول ۳. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن در نمونه‌های لامپروفیری آشفشان سارای (بر حسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری آنها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن

G24-5	G24-4	G24-3	G24-2	G24-1	G21A-9	G21A-8	G1A-20	G1A-19	G1A-18	G1A-17	G1A-16	G1A-15	G1A-12	G1A-11	G1A-10	G1A-9
Rim	Mantle	Mantle	Mantle	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core
0.54	0.71	0.74	0.76	0.51	0.25	0.63	0.13	0.31	0.22	0.40	0.94	0.22	0.66	0.27	0.84	0.59
0.11	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.11	0.02	0.02	0.01	0.46	0.17	0.01	0.02	0.02
0.45	0.19	0.10	0.27	0.70	0.77	0.16	0.14	0.94	0.98	0.75	0.40	0.07	0.60	0.98	0.98	0.50
0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.08	0.15	0.12	0.09	0.12	0.10	0.08	0.07	0.11	0.10	0.33	0.14
0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
0.93	0.92	0.92	0.92	0.92	0.94	0.90	0.94	0.93	0.94	0.94	0.95	0.93	0.94	0.97	0.95	0.92
0.01	0.02	0.03	0.07	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.04	0.04	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
0.09	0.11	0.10	0.17	0.07	0.05	0.09	0.15	0.05	0.15	0.14	0.13	0.03	0.11	0.08	0.14	0.04
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
0.05	0.02	0.03	0.00	0.00	0.08	0.12	0.09	0.09	0.12	0.13	0.16	0.09	0.11	0.12	0.14	0.14
0.09	0.14	0.16	0.14	0.15	0.04	0.07	0.09	0.02	0.09	0.07	0.00	0.00	0.09	0.06	0.15	0.06
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
0.87	0.82	0.78	0.84	0.85	0.91	0.88	0.78	0.92	0.77	0.78	0.86	0.99	0.86	0.70	0.83	0.83
0.93	0.94	0.95	0.95	0.95	0.94	0.91	0.99	0.99	0.99	0.97	0.99	0.93	0.93	0.93	0.92	0.92
0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40
0.05	0.07	0.09	0.07	0.08	0.02	0.04	0.05	0.01	0.05	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03
0.49	0.50	0.50	0.49	0.49	0.50	0.50	0.53	0.51	0.53	0.53	0.53	0.49	0.48	0.52	0.51	0.51
0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89
0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
0.30	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29
0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29
0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95

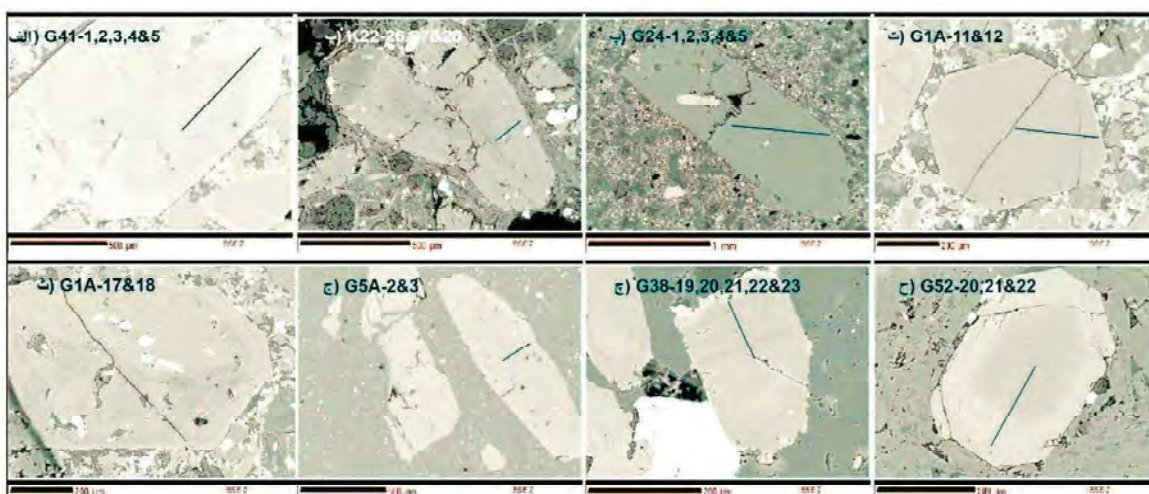
Formula on the basis of 6(O)

نقطه‌ای قرار گرفته‌اند. از مقایسه ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در این دو تراکیت نتایج زیر منتج می‌شود: الف) مقادیر اکسید SiO_2 در نمونه G5A کم‌وبیش ثابت می‌باشد (۵۲/۱۷) الی (۵۲/۷۶) و حدود دو درصد بیش از کلینوپیروکسن‌های نمونه K22 می‌باشد. یعنی کلینوپیروکسن‌ها نمونه G5A در تعادل به نسبت بالایی با محیط اطراف خود متبلور شده است. ضمناً کلینوپیروکسن‌های تراکیت پلاگ بهرام‌آباد نسبت به نمونه G5A حالت تفریق یافته‌تری دارند. ب) روند تغییرات مقادیر اکسید SiO_2 در دو میکروفونوکریست تراکیت پلاگ بهرام‌آباد یکسان نیست. در یکی این مقدار از مرکز به حاشیه کمتر می‌شود (زونینگ معکوس) ولی در دیگری، روند تغییرات (هرچند بسیار کم) حالت نوسانی دارد. این مسئله نشان می‌دهد دستکم در مقطعی، تزریق مجدد ماگما در این حجره در جریان بوده است و برخی میکروفونوکریست‌های کلینوپیروکسن در این مقطع تشکیل شده‌اند. در ادامه با ایجاد ثبات در مخزن ماگمایی زمینه برای تشکیل بلورهای بزرگ‌تر کلینوپیروکسن که ثبات بیشتری در ترکیب شیمیایی خود نشان می‌دهند، فراهم شده است. پ) بررسی روند تغییرات اکسیدهای FeO و MgO در نقاط G38-11, 12 and 13 با روند تغییرات مقادیر اکسید SiO_2 سازگار نیست. در حالی که روند تغییرات اکسیدهای FeO و MgO یک زونینگ عادی را نشان می‌دهند، تغییرات مقادیر اکسید SiO_2 حاکی از یک زونینگ معکوس در همان نقاط است. تزریق ماگمای تهی شده از عناصر مافیک، تنها توجیه منطقی برای چنین رویدادی می‌تواند باشد. چنین ماگمایی (مایع سیلیکاتی) در اثر توقف به نسبت بالای ماگما در مخزن ماگمایی و جدا شدن کانی‌های مافیک از آن می‌تواند حاصل شود. شواهد صحرائی نیز از این نظریه حمایت می‌کند. در شمال روستای بهرام‌آباد یک پلاگ تراکیتی بسیار روشن رنگ دیده می‌شود که حدود ۱۰ درصد آن از میکروفونوکریست کلینوپیروکسن تشکیل شده است و فاقد کانی بیوتیت می‌باشد. در کمتر از نیم کیلومتری غرب این پلاگ تراکیتی، یک دم تراکیتی بسیار کوچک‌تر قرار دارد که ضریب رنگینی بسیار بالاتری دارد و مملو از فنوکریست‌های آمفیبول، بیوتیت و کلینوپیروکسن می‌باشد. یک دایک ضخیم سینیتی

بررسی کلی شیمی کانی کلینوپیروکسن‌ها در گروه‌های اصلی سنگی آتشفشان سارای

نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های لئوسیتیتی و لئوسیت فنولیتی در جدول ۱ آورده شده است. این سنگ‌ها و به‌ویژه لئوسیتیت‌ها سنگ‌های اولیه ماگماتیسیم سارای می‌باشند و تا حدود زیادی منعکس کننده ویژگی‌های گوشته‌ی مولد ماگما هستند. در این مطالعه از سنگ لئوسیتیتی G41 یک فنوکریست کلینوپیروکسن از لحاظ نوسان ترکیب مورد بررسی قرار گرفته است (نقاط G41-1 الی G41-5) (شکل ۴). در کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های لئوسیتیتی (و لئوسیت فنولیتی)، تغییرات SiO_2 مابین ۴۷/۹۱ الی ۵۲/۸۴ می‌باشد و تغییرات Al_2O_3 مابین ۱/۱۳ الی ۵/۶۳ می‌باشد. مقدار و محدوده تغییرات این دو اکسید با داده‌های موجود در مطالعه Gupta (2015) همخوانی دارد. بررسی تغییرات این دو اکسید نسبت به هم، نشان‌دهنده کاهش میزان اکسید Al_2O_3 با افزایش مقدار اکسید SiO_2 می‌باشد. بررسی تغییر ترکیب نقاط در کلینوپیروکسن نمونه G41 روندهای متضادی را نشان می‌دهد. در حالی که با توجه به مقادیر اکسید SiO_2 در ابتدا (نقاط G41-1 to 2) یک روند تبلور تفریقی عادی و زونینگ عادی را نشان می‌دهد (شکل ۴)، در ادامه تا انتها، زونینگ حالت معکوس می‌گیرد که می‌تواند ناشی از تزریق مکرر ماگمای اولیه‌تر باشد (ماگمای لئوسیتیتی که کمتر تبلور تفریقی را تحمل کرده است) ولی تغییرات اکسیدهای FeO و MgO نه با یکدیگر و نه با روند اشاره شده برای تغییر مقادیر اکسید SiO_2 سازگار نیستند. این مسئله در مورد فنوکریست‌های نمونه G48 و حتی تا حدودی K22 نیز صادق است و شاید ناشی از تبلور و تفریق گسترده کانی‌هایی چون اولیوین فورستریتی باشد.

نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های تراکیتی و سینیتی در جدول ۲ قابل ملاحظه است. در این مطالعه کلینوپیروکسن‌های دو نمونه تراکیتی مورد آنالیز نقطه‌ای واقع شده‌اند. از نمونه G38، دو میکروفونوکریست و از نمونه K5A (تراکیت دارای فنوکریست‌های سانیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن) دو فنوکریست کلینوپیروکسن مورد آنالیز



شکل ۳. تصاویر BSE برخی کلینوپیروکسن‌های آتشفشان سارای. خطوط سیاه‌رنگ در هر شکل بیانگر مسیر پیمایش می‌باشد

نمی‌شود که می‌تواند دلیلی بر تبلور این کانی و در نتیجه ماگمای مربوطه در یک حجره ماگمایی به‌نسبت ایزوله، بوده باشد (شکل ۴). نتایج آنالیز نقطه‌ای پنج فنوکریست کلینوپیروکسن (به‌صورت مرکز-حاشیه) دایک اسپسارتیتی در جدول ۴ ملاحظه می‌شود (نقاط G1A). در این نمونه‌ها تغییرات مقادیر اکسید SiO_2 حاکی از یک زونینگ معکوس ولی تغییرات اکسیدهای FeO و MgO یک زونینگ عادی را نشان می‌دهند. مقادیر اکسید CaO در این کلینوپیروکسن‌ها اغلب بالا و دارای دامنه تغییر کمی می‌باشد (۲۲ الی ۲۴ درصد).

طبقه‌بندی کلینوپیروکسن‌های ولکانیسم سارای

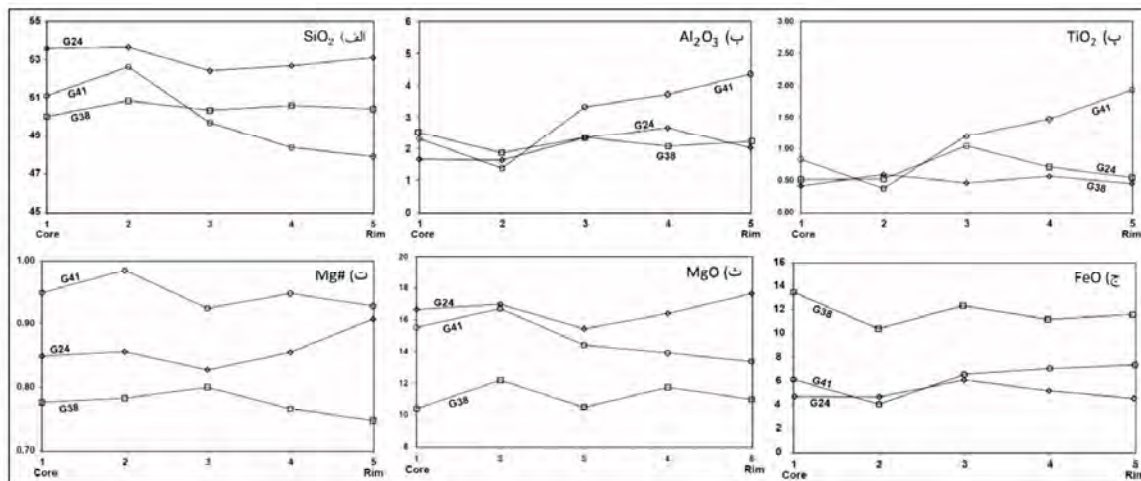
برای نام‌گذاری و طبقه‌بندی کلینوپیروکسن‌ها از نمودار مثلثی En-Wo-Fs و نمودار Q-J که هر دو توسط (Morimoto, 1988) معرفی شده‌اند، استفاده می‌شود. با توجه به تعداد زیاد نقاط آنالیز شده و برای نمایش بهتر گرافیکی، داده‌های هر یک از جدول‌های ۱، ۲ و ۳ در یک نمودار جداگانه رسم شده‌اند. طبق نمودار مثلثی En-Wo-Fs (شکل ۵) کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده اغلب در محدوده فاسائیت و بقیه در محدوده‌های دیوپسید و سالیتم قرار می‌گیرند. در نمودار Q-J (Morimoto, 1988)، کلینوپیروکسن‌های آتشفشان سارای همگی در محدوده Quad قرار می‌گیرند (شکل ۶). این محدوده نشان‌دهنده پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe می‌باشد.

نیز پلاگ بهرام‌آباد را قطع کرده است. بدین صورت که بعد از تزریق ماگمای تراکیتی در پلاگ بهرام‌آباد، در مخزن ماگمایی، ماگمای مملو از فنوکریست‌های مافیک باقی‌مانده و فوران آن پلاگ کوچک‌تر بهرام‌آباد را تشکیل داده است.

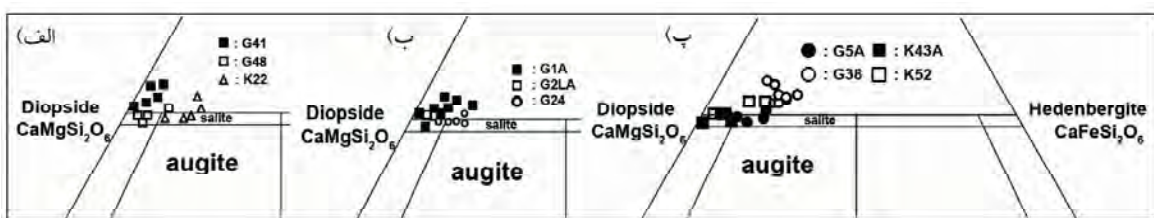
نقاط K52-20, 21, 22 مربوط به کلینوپیروکسن سینیت دره مرکزی سارای می‌باشند و تا حدود زیادی یک تبلور تفریقی معمولی را نشان می‌دهند.

جدول ۳ نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مختلف لامپروفیری را نشان می‌دهد. نقاط G2LA8, 9 مربوط به آنالیز یک فنوکریست کلینوپیروکسن در نمونه مینتی می‌باشند. روند تغییرات اکسیدهای FeO ، SiO_2 ، MgO یک زونینگ معکوس را نشان می‌دهند، هرچند تغییر ترکیب بین دو نقطه مختلف خیلی زیاد نیست. زونینگ معکوس حاصل تزریق مداوم ماگمای مادر می‌باشد. با توجه به نحوه ژنز مینت‌ها (که هترومورف لئوسیتیت‌ها می‌باشند و در اثر تغییر مقدار بخار آب ماگمای لئوسیتیتی تشکیل شده‌اند و این مسئله نمی‌توانسته یک‌باره روی داده باشد)، رخداد زونینگ معکوس و یا نوسانی در فنوکریست‌های به‌ویژه مافیک سنگ‌های مینتی، به‌طور کامل محتمل و حتی ضروری می‌باشد.

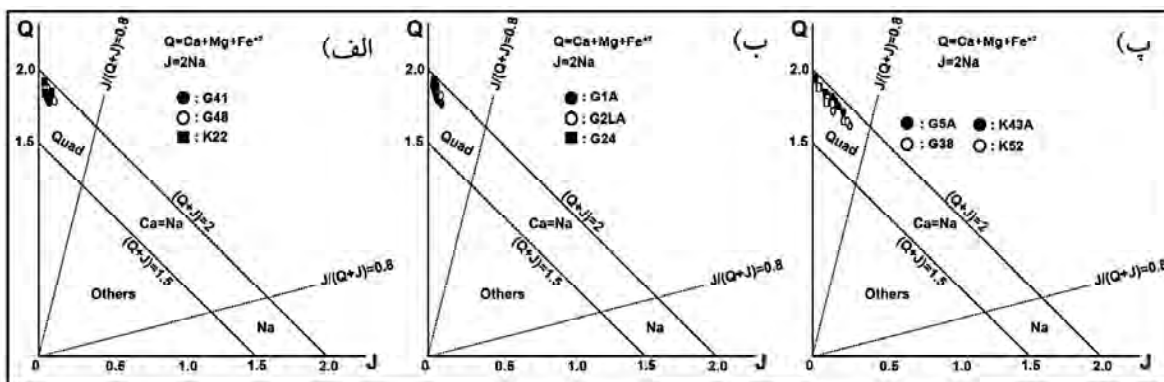
نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به یک فنوکریست کلینوپیروکسن موجود در یک دایک مونشی‌کیتی (نقاط G24-1, 2, 3, 4 and 5) در جدول ۳ ملاحظه می‌شود. مطابق این داده‌ها تغییر ترکیب و روند خاصی در آنها دیده



شکل ۴. بررسی گرافیکی منطقه‌بندی ترکیبی در سه فنوکریست ماگماتیسم سارای



شکل ۵. نمودار مثلثی En-Wo-Fs و پراکنش نمونه‌های مختلف کلینوپیروکسن بر روی آن



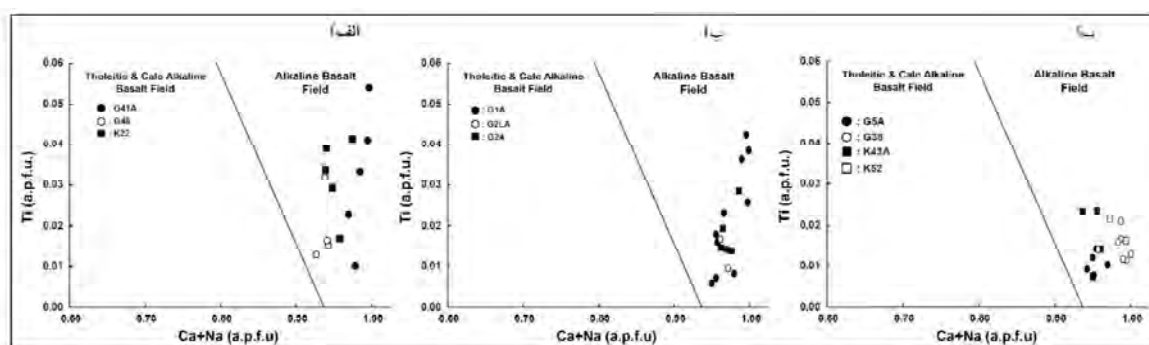
شکل ۶. نمودار Q-J (Morimoto, 1988) و پراکنش کلینوپیروکسن‌های ولکانیسم سارای در آن

آنالیز شده، متعلق به محدوده بازالت‌های آلکان می‌باشند (شکل ۷).

بررسی تغییرات فوگاسیته اکسیژن در کلینوپیروکسن‌های ولکانیسم سارای
از عوامل تعیین‌کننده در روند تحول ماگمایی به‌ویژه تغییر دمای لیکوئیدوس فازهای کانیایی مختلف و در نتیجه تعیین توالی تبلور کانی‌های مختلف در شرایط گوناگون، فوگاسیته اکسیژن ماگما می‌باشد (Moretti,

بررسی سری ماگمایی ولکانیسم سارای بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن‌ها

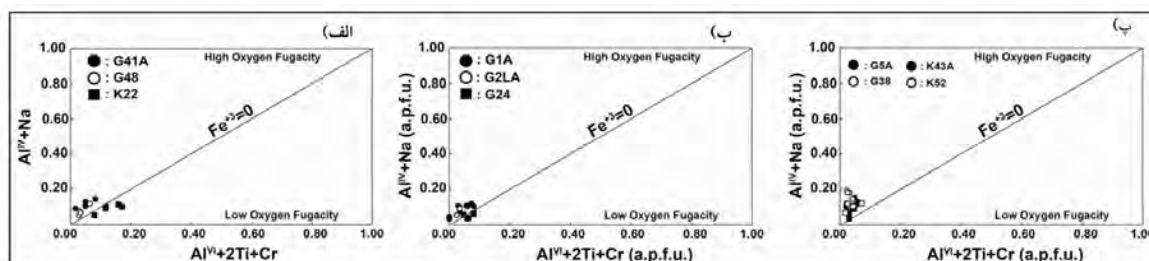
در خصوص تعیین سری ماگمایی با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها، مطالعات مختلفی از جمله Le (1962) صورت گرفته است. می‌توان گفت کامل‌ترین مطالعه در این خصوص، توسط (Leterrier et al., 1982) انجام شده است. مطابق نمودار Ti-Ca+Na ارائه شده توسط Leterrier et al. (1982) تمامی نقاط کلینوپیروکسن



شکل ۷. نمودار Ti-Ca+Na برگرفته از (Leterrier et al., 1982) و پراکنش کلینوپیروکسن‌های سارای در آن

از خط $Fe^{3+}=0$ ، فوگاسیته اکسیژن در این ماگماها بیشتر از بقیه ماگماهاست. می‌توان این‌گونه نتیجه‌گیری کرد که در مقطعی از تکامل ماگماتیسیم سارای، افزایش فوگاسیته اکسیژن سبب رویداد پدیده هترومورفیسیم و تشکیل ماگمای لامپروفیری از ماگمای لئویسیتی شده است. کم بودن حجم لامپروفیرها در آتشفشان سارای می‌تواند دلیلی بر این مسأله باشد که افزایش فوگاسیته اکسیژن هم از لحاظ زمانی در مقطع به نسبت کمی روی داده است و هم افزایش فوگاسیته به میزان به نسبت کمی اتفاق افتاده است. در شکل ۸ نمودارهای الف و ب مشاهده می‌شود که فوگاسیته اکسیژن در کلینوپیروکسن‌های لئویسیتی و مینتی به میزان نسبتاً کمی بالاتر از خط $Fe^{3+}=0$ قرار می‌گیرند.

تغییر فوگاسیته اکسیژن (2010, France et al., 2005). می‌تواند سبب تغییر کانی‌های تبلور یافته از ماگما شود. در واقع تغییر فوگاسیته اکسیژن عامل اصلی رویداد هترومورفیسیم می‌باشد (Rittman, 1973) که در تحول ولکانیسم سارای نیز بسیار موثر بوده است. برای بررسی و تعیین فوگاسیته اکسیژن در کانی کلینوپیروکسن از نمودار معرفی شده توسط (Schweitzer et al., 1979) استفاده می‌شود. مطابق شکل ۸، کلینوپیروکسن‌های دایک مونشی‌کیتی و دایک فنولیتی در پایین خط $Fe^{3+}=0$ قرار می‌گیرند ولی در مقطع تشکیل کلینوپیروکسن‌های سایر ترم‌های سنگی، فوگاسیته اکسیژن بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار می‌گیرند. همچنین با توجه به فاصله بیشتر کلینوپیروکسن‌های تراکیت‌ها و سینیت‌ها



شکل ۸. نمودار مثلثی $Al^{VI}+2Ti+Cr-Al^{IV}+Na$ (Schweitzer et al., 1979) و پراکنش کلینوپیروکسن‌های سارای در آن

ارتباط ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها با دما و فشار تبلور آنها فرمول‌های تجربی و نمودارهای گرافیکی چندی توسط زمین‌شناسان ارائه شده است (Lindsley, 1983; Kretz, 1994). به مرور روش‌های مبتنی بر تلفیق آمار چندمتغیره و یافته‌های تجربی در زمینه ترموبارومتري کانی‌های مختلف جایگزین روش‌های قبلی می‌شود، اگرچه توسعه فرمول‌های

بررسی دما و فشار (ترموبارومتري) تشکیل

کلینوپیروکسن‌های ولکانیسم سارای علاوه بر ترکیب شیمیایی ماگما و فوگاسیته اکسیژن، دمای ماگما و فشار حاکم بر حجره ماگمایی، از عوامل اصلی و تعیین‌کننده‌ای است که تعادل فازهای کانیایی را در ماگما کنترل می‌کند (Neave and Putrika, 2017). برای بیان

به صورت روابط ۳ و ۴ تعریف می‌شوند.

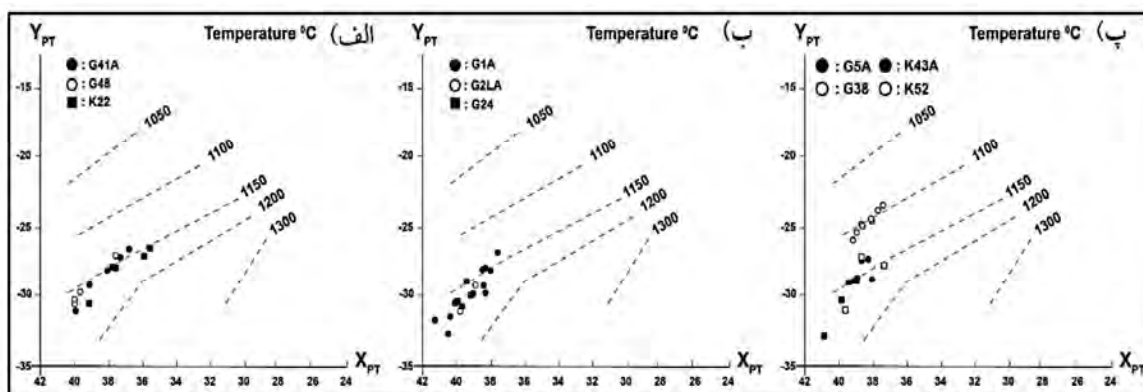
رابطه (۳)

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

رابطه (۴)

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

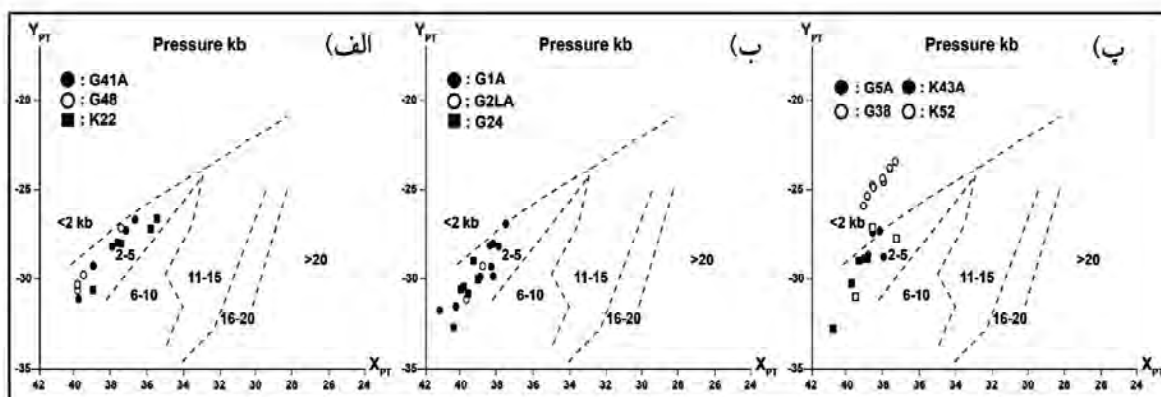
تجربی برای برخی کانی‌ها هنوز هم کاربرد دارد. یکی از دقیق‌ترین و پرکاربردترین روش‌های ترموبارومتري کالینوپيروکسن‌ها که براساس تلفیق روش‌های آمار چندگانه و روابط گرافیکی تجربی می‌باشد، روش (Soesoo, 1997) می‌باشد. وی در مطالعه خود دو تابع XPT و YPT را تعریف کرده و با استفاده از آنها نمودارهای جداگانه‌ای را برای دماسنجی (شکل ۹) و فشارسنجی (شکل ۱۰) طراحی کرده است. دو تابع اشاره شده



شکل ۹. نمودار XPT-YPT به روش Soesoo, (1997) برای دماسنجی کالینوپيروکسن‌ها و پراکنش کالینوپيروکسن‌های سارای در آن

قرار می‌گیرند. یعنی فشار تبلور تمامی کالینوپيروکسن‌ها حدود دو تا پنج کیلو بار (با توجه به محل قرارگیری نمونه‌ها مابین خطوط، محدوده دقیق‌تر دو تا چهار کیلو بار است) می‌باشد و کالینوپيروکسن‌های تراکیت‌های پلاگ بهرام‌آباد، در فشار کمتر از دو کیلو بار (شاید بسیار کمتر از دو کیلو بار) متبلور شده‌اند.

همان‌طور که در شکل ۹ دیده می‌شود، دمای تبلور کم‌وبیش تمامی کالینوپيروکسن‌ها (به‌جز کالینوپيروکسن‌های نمونه G38) حدود ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد و دمای تشکیل کالینوپيروکسن‌های پلاگ بهرام‌آباد (نمونه G38)، ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. مطابق شکل ۱۰ کم‌وبیش تمامی کالینوپيروکسن‌ها (به‌جز کالینوپيروکسن‌های پلاگ بهرام‌آباد، نمونه G38) در محدوده فشار دو تا پنج کیلو بار



شکل ۱۰. نمودار XPT-YPT به روش Soesoo, (1997) برای فشارسنجی کالینوپيروکسن‌ها و پراکنش کالینوپيروکسن‌های سارای در آن

رابطه ۲)

$$F2 = -0.04692SiO_2 - 0.0818TiO_2 - 0.0212Al_2O_3 - 0.0041FeO^* - 0.1435MnO - 0.0029MgO + 0.0085CaO + 0.0160Na_2O$$

در نمودار (Nisbet and Pearce (1977) چهار محدوده ذیل تعریف می‌شوند: OFB: بازالت‌های کف اقیانوس. VAB: بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی فرورانشی اعم از اقیانوسی و یا حاشیه فعال قاره‌ها. WPT: بازالت‌های تولییتی درون قاره‌ای شامل جزایر اقیانوسی (OI) و یا ریف‌های درون قاره‌ای. WPA: بازالت‌های آلکان درون قاره‌ای.

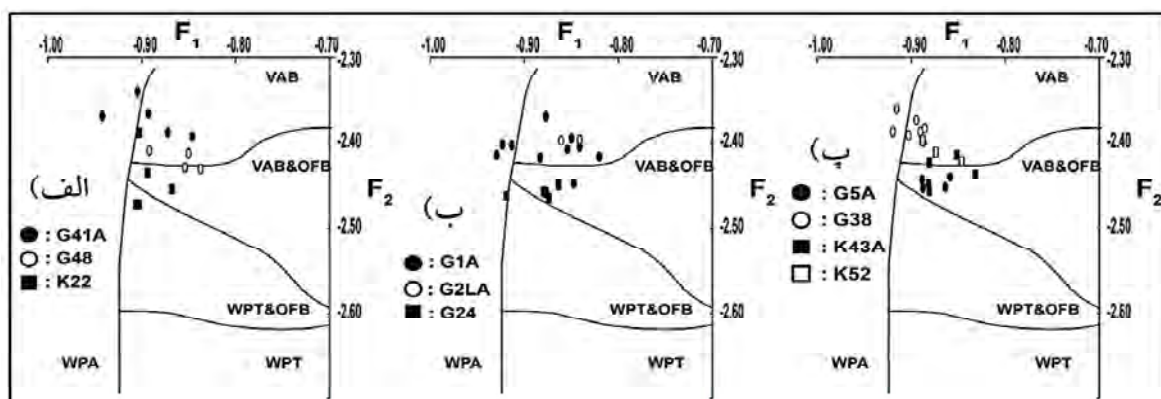
مطابق شکل ۱۱، اغلب کلینوپیروکسن‌های ولکانیسم سارای در محدوده‌های بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی و بازالت‌های کف اقیانوس قرار می‌گیرند. این یافته با نتایج مطالعات پیشین مانند (Moayyed et al. (2008 سازگار است. طبق این مطالعه و سایر مطالعات صورت گرفته، گوشته مولد ماگماتیسم سارای، یک گوشته متاسوماتیزه در اثر فرورانش می‌باشد که یکی از عوامل اصلی در متاسوماتیزه کردن گوشته، صفحه اقیانوسی فرورو (OFB) می‌باشد که در نتیجه اثر آن بایستی در محصولات ماگما (کانی‌های تبلور یافته از آن) نیز مشاهده شود. از طرفی برخی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های آلکان درون صفحه‌ای (WPA) قرار می‌گیرند که ممکن است نتیجه اضافه شدن عناصر آلکان موجود در رسوبات واقع بر پوسته اقیانوسی فرورو، بر ترکیب گوشته لیتوسفریک باشد.

بررسی محیط زمین‌ساختی ولکانیسم سارای بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن‌ها

ارتباط ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها با محیط تکتونیکی تشکیل آنها در مطالعات مختلفی مورد بررسی قرار گرفته است. اولین مطالعات سیستماتیک در این زمینه توسط زمین‌شناسانی چون (Kushiro (1960 و (Le Base (1962 صورت گرفته است. دو مطالعه اخیر به‌طور جداگانه نشان دادند که مقدار عناصر Al و Ti در کلینوپیروکسن‌ها با مقدار سیلیس موجود در ماگما در ارتباط است، به طوری که مقدار این دو عنصر در ماگمای آلکان بیش از ماگمای تولییتی و در ماگمای پیرآلکان بیش از ماگمای آلکان می‌باشد. (Verhoogen (1962 نشان داد مقادیر بالای Ti در کلینوپیروکسن‌هایی دیده می‌شود که یا از یک ماگمای تحت اشباع از سیلیس و یا از ماگمای فقیر از آهن متبلور شده باشند. (Nisbet and Pearce (1977 با جمع‌آوری و بررسی داده‌های منتشر شده از مینرال شیمی کلینوپیروکسن‌ها، با کمک از اصول علم آمار چند متغیره، دو تابع F1 و F2 تعریف کرده و نموداری طراحی کرده که در آن ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها براساس محیط‌های تکتونیکی گوناگون، قابل تفکیک هستند (شکل ۱۱). دو تابع F1 و F2 به صورت رابطه ۱ و ۲ تعریف می‌شوند.

رابطه ۱)

$$F1 = -0.012SiO_2 - 0.0807TiO_2 + 0.0026Al_2O_3 - 0.0012FeO^* - 0.0026MnO + 0.0087MgO - 0.0128CaO - 0.0419Na_2O$$



شکل ۱۱. نمودار F1-F2 برگرفته از (Nisbet and Pearce (1977 و پراکنش کلینوپیروکسن‌های آتشفشان سارای در آن

نتیجه‌گیری

سنگی آتشفشان سارای، در شرایط یکسان از لحاظ ژئوشیمیایی، دمایی و فشاری تشکیل شده‌اند. در صورتی که کلینوپیروکسن‌ها در حجره‌های ماگمایی متفاوت با ترکیب لئوسیتیتی، لامپروفیری و سینیتی متبلور شده باشند، بسیار بعید به نظر می‌رسد تا به این اندازه از لحاظ ویژگی‌های گوناگون شبیه به یکدیگر باشند. ضمن این که امکان وقوع یک مخزن ماگمایی با ترکیب سینیتی با دمای بالای ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود سه یا چهار کیلوبار، غیرممکن می‌باشد. توجیه منطقی این‌طور می‌تواند بیان شود که کلیه کلینوپیروکسن‌ها (حتی نمونه‌های G38) در درون ماگمای لئوسیتیتی تشکیل شده‌اند. اکثریت آنها در شرایط فشاری دو الی پنج کیلوبار متبلور شده‌اند و معدودی از آنها در شرایط فشاری حدود دو کیلوبار و حتی کمی کمتر، تشکیل شده‌اند. در واقع در حجره‌های ماگمایی با ترکیب تفریق‌یافته‌تر، کانی کلینوپیروکسن تشکیل نشده است. البته احتمال تشکیل کانی کلینوپیروکسن در حجره ماگمایی مینتی حداقل به صورت تئوریک هم وجود دارد ولی چون حجم لامپروفیرها در آتشفشان سارای بسیار کم می‌باشد، در اصل باید حجم مخزن ماگمای مینتی نیز کوچک باشد و در چنین شرایطی امکان تشکیل کلینوپیروکسن بعید است.

منابع

- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۶.
- زمانی، ر.، امامی، م. ه.، و ثوقی عابدینی، م. و کریم‌زاده ثمرین، ع.، ۱۳۹۴. مطالعه شیمی بلور و منطقه‌بندی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی آلکالن شمال غرب مشگین‌شهر، ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۹(۳۳)، ۳۱-۴۴.
- امرایی، ع.، زارعی سهامیه، ر.، موید، م.، احمدی خلجی، ا. و عظیم‌زاده، ا. م.، ۱۳۹۷. بررسی شیمی کانی کلینوپیروکسن در بازالت‌های پشتاسر حوضه رسوبی مغان (شمال غرب ایران). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲(۴۸)، ۲۵-۳۷.
- نعمتی، ر.، کنعانیان، ع.، مکی‌زاده، م. ع. و تقی‌پور، ص.، ۱۳۹۷. شیمی کانی کلینوپیروکس در ارزیابی دما-فشار و ژنز بازالت‌های متاسوماتیسمی سازند هرمز

در مجموع مشاهده می‌شود دمای تبلور کم‌وبیش تمامی کلینوپیروکسن‌ها (به‌جز کلینوپیروکسن‌های نمونه G38) کم‌وبیش یکسان (حدود ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) می‌باشد. در رابطه با فشار تبلور به‌جز فشار تبلور نمونه‌های G38، فشار تبلور بقیه نمونه‌ها کم‌ابیش یکسان می‌باشد (دو الی پنج کیلوبار) و فشار تبلور نمونه‌های G38 کمتر از بقیه نمونه‌هاست. به بیان دیگر دما و فشار تبلور کم‌وبیش تمامی نمونه‌های کلینوپیروکسن (به‌جز کلینوپیروکسن‌های پلاگ تراکیتی بهرام‌آباد، نمونه G38) کم‌ابیش یکسان می‌باشد. دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های پلاگ تراکیتی بهرام‌آباد تفاوت چندانی با دمای تبلور بقیه کلینوپیروکسن‌ها ندارد (حدود ۵۰ درجه سانتی‌گراد) ولی فشار تبلور آنها تفاوت به نسبت قابل توجهی (حدود سه کیلوبار) با سایر کلینوپیروکسن‌ها دارد. از طرفی بازه تغییرات شیمیایی کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده، به نسبت کوچک می‌باشد و همگی کلینوپیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید، سالییت و فاسائیت (گستره مجاور دیوپسید-سالییت) قرار می‌گیرند. البته ملاحظه می‌شود که کلینوپیروکسن‌های نمونه G38 بیشترین عضو انتهایی ولاستونیتی را نسبت به بقیه کلینوپیروکسن‌ها دارند و ترکیب یکنواخت‌تری دارند. بنابراین شاید بتوان با کمی آسان‌گیری از این لحاظ کلینوپیروکسن‌های نمونه G38 بقیه کلینوپیروکسن‌ها هم جدا کرد.

کلینوپیروکسن‌های موجود در این تراکیت‌ها، حدود ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند در حالی که در سنگ‌های لئوسیتیتی یا لامپروفیرها، حجم کلینوپیروکسن در آنها تا ۵۰ درصد نیز می‌رسد و یا سایر سنگ‌های تراکیتی و سینیتی که کلینوپیروکسن‌ها حدود ۲۵ درصد حجم آنها را تشکیل می‌دهد. همچنین کلینوپیروکسن‌ها در تراکیت پلاگ بهرام‌آباد، اغلب حدود نیم میلی‌متر طول دارند، یعنی در مخزن ماگمایی زمان و شرایط لازم برای تشکیل فنوکریست‌های بزرگ کلینوپیروکسن مهیا نشده است. از مجموع موارد اشاره شده می‌توان نتیجه گرفت به استثناء کلینوپیروکسن‌های تراکیت پلاگ بهرام‌آباد، بقیه کلینوپیروکسن‌های موجود در گروه‌های مختلف

- Lindsley, I., 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68, 477-493.
- 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, 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., Gourgaud, 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.
- Moine vaziri, H., Khalili-marandi, S.H. and Brousse, R., 1991. Importance d'un Volcanisme potassique, au Miocene Superier en Azerbaidjan (Iran); C.R. Academy of Sciences, Paris, 313, 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, 6-24.
- Moretti, R., 2005. Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modeling of silicate melts. *Annals of Geophysics*, 48, 583-603.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39, 55-76.
- Neave, D.A. and Putirka, K.D., 2017. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist*, 102, 777-794.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 61, 1-12.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H. and Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics classification, constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, 24, 81-134.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F., 2010. A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189, 340-346.
- Gupta, A.K., 2015. Origin of Potassium-rich Silica-deficient Igneous Rocks. Springer, 536.
- Kretz, R., 1994. *Metamorphic Crystallization*. John Wiley and Sons. Chichester and New York, 530.
- Kushiro, I., 1960. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *American Journal of Science*, 258, 548-554.
- Le Base, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their Parentage. *American Journal of Science*, 260, 267-288.
- Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press. 256 p.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154.

alogy and Petrology, 63, 149-160.

- Rittman, A., 1973. Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks, a Method of Calculation. Springer, Mineralogy, 262.

- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deepsea basalts. American Mineralogist, 64, 501-513.

- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical

coordinates for the crystallisation PT-estimations. Geological Society of Sweden (Geologiska Foreningen), 119, 55-60.

- Verhoogen, J., 1962. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. American Journal of Science, 260, 211-220.

- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.