

سنگ‌نگاری و شیمی کانی دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌های همراه، شمال خاور مشکین شهر (شمال باختر ایران)

محمد فدائیان^{۱*}، امین‌اله کمالی^۲ و کوروش محمدیها^۳

^۱دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۲گروه باستان‌سنجی و علوم طبیعی، پژوهشکده حفاظت و مرمت آثار تاریخی- فرهنگی، پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، تهران، ایران

^۳گروه سنگ‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

چکیده

منطقه مورد مطالعه در استان اردبیل و شمال خاور شهرستان مشکین شهر و از نظر ساختاری در زون البرز باختری-آذربایجان واقع شده است. دایک‌های تفریتی دارای بیگانه‌سنگ‌های (زینولیت‌ها) پیروکسنیتی و گابرویی هستند. کانی‌شناسی دایک تفریتی و بیگانه‌سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آنالسیم، آمفیبول، الیون، فلوگوپیت بوده و بافت میکروولیتیک پورفیریک، میکروکریستالین، گرانولار و کومولایی عمده‌ترین بافت آنها است. با توجه به داده‌های کانی شیمی و همچنین وجود بلورهای شکل دار، همگن و درشت آنالسیم می‌توان نتیجه گرفت که بلورهای آنالسیم ثانویه هستند و در نتیجه واکنش‌های ماگمایی تأخیری در شرایط گرمایی (هیدروترمالی) بر روی بلورهای لوسیت اولیه تشکیل شده‌اند. ترکیب الیون در بیگانه‌سنگ‌های گابرویی کریزولیتی است. ترکیب شیمی کانی پیروکسن در دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ گابرویی دیوپسید می‌باشد. کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه با ترکیب آلکالین انطباق خوبی با محیط زمین‌ساختی کمان ماگمایی از خود نشان می‌دهند. همچنین کلینوپیروکسن‌ها در فشارهای کم تا متوسط تشکیل شده‌اند که بیانگر تبلور آنها طی صعود ماگما و در اعماق متفاوت است. میزان آهن فریک در کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن ماگماست. کلینوپیروکسن‌های دایک‌های تفریتی و گابرویی در فشار ۱۰ و ۱۲ کیلو بار، دمای بین ۹۵۰ و ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و ژرفای بین ۴۵-۳۵ و ۵۰-۴۰ کیلومتر تشکیل شده‌اند. ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مربوط به بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی از نوع آمفیبول‌های کلسیک و مگنزیوهایستگسیت می‌باشد. میانگین زمین‌فشارسنجی بر اساس مقدار آلومینیم، برای بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی ۷-۹ کیلو بار می‌باشد. دماسنجی آمفیبول‌ها، دمای تشکیل آنها را ۹۵۰-۹۰۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد. ترکیب شیمیایی میکاها از نوع فلوگوپیت بوده و عدد منیزیم در میکاها ۰/۷۷ است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۸/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۲۴

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

دما- فشارسنجی

دایک تفریتی

بیگانه‌سنگ

شیمی کانی

گابرو

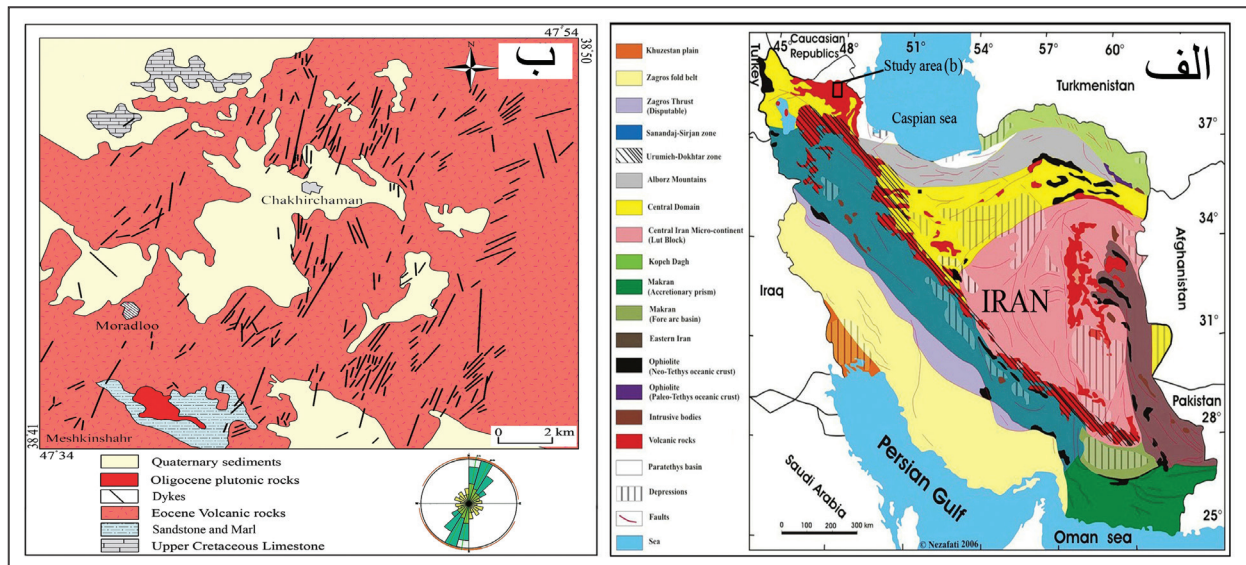
پیروکسنیت

مشکین شهر

۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد مطالعه در شمال باختر ایران و شمال خاور مشکین شهر در استان اردبیل واقع شده است. این ناحیه در زون البرز باختری و آذربایجان و زون ماگمایی ترشیری قرار گرفته است (Nezafati, 2006; Stocklin, 1968). بخش عمده‌ای از منطقه را سنگ‌های ماگمایی ترشیر می‌پوشاند. ولی سنگ‌های قدیمی تر به سن کرتاسه نیز به طور محدود در این منطقه برونزد دارند. سنگ‌های این دوره غالباً در شمال منطقه برونزد دارند (شکل ۱). آهک‌های پلاژیک صورتی و قرمز همراه با چرت‌های رادیولاریتی متناوب با شیل و مارن قرمز رنگ با سن سنونین زیرین و ستبرای متغیر در ناحیه ارسباران همراه با سنگ‌های آتشفشانی اسپیلیتی زیردریایی بر روی نهشته‌های کامپانین - ماستریشین رورانه شده‌اند. آهک‌های خاکستری متبلور نازک لایه متناوب با مارن، آهک فورشی و مارنی با چین‌خوردگی‌های فراوان به صورت هم‌شیب واحد را زیر پوشش خود دارد. سن این واحد سنگی، کامپانین - ماستریشین بوده و در زیر سنگ‌های آتشفشانی ائوسن قرار می‌گیرد (باباخانی و خان‌نظر، ۱۳۷۱).

فعالیت آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه از اواخر کرتاسه شروع و تا اواخر ائوسن ادامه داشته است. این فعالیت آتشفشانی در اواسط ائوسن به اوج خود رسیده و به تدریج تا آخرین مراحل ائوسن از فعالیت آن کاسته شده است. برش‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت بازالتی با سیمان توفی و هیالوکلاستی نخستین نشان از فعالیت آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه داشته و نیز کهن‌ترین سنگ‌های آتشفشانی منطقه را شامل می‌شوند. این واحد در برخی نقاط، ویژگی آتشفشان‌های زیردریایی را نیز از خود نشان داده و قطر قطعات آن از ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر متغیر است (باباخانی و خان‌نظر، ۱۳۷۱). فعالیت آتشفشانی به صورت جریان‌های گدازه‌ای با ساخت منشوری و با ترکیب بازالتی، تراکیتی و تراکی آندزیتی ادامه یافته است. در این ناحیه، بیش از ۲۰۰ دایک در گستره‌ای حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع برونزد دارند و در بیشتر موارد برش‌های آتشفشانی را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها ترکیب بازالتی، آندزیتی، تراکی آندزیتی و تفریتی دارند و احتمالاً دایک‌های تغذیه‌کننده فعالیت‌های بعدی هستند (فدائیان و همکاران، ۱۳۹۵ الف).



شکل ۱-الف) نقشه زمین ساختمانی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن (Nezafati, 2006; Stocklin, 1968). ب) نقشه زمین‌شناسی مورد مطالعه و موقعیت مجموعه دایک‌ها (فدائیان و همکاران، ۱۳۹۵).

۲- روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی گسترده، از دایک‌های تفریتی، بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی و گابرویی موجود در منطقه، به تعداد ۲۵ نمونه جهت تهیه مقاطع میکروسکوپی انتخاب گردید. پس از مطالعات سنگ‌نگاری (پتروگرافی) دقیق و مشخص نمودن روابط بافتی بین کانی‌ها، تعداد ۹ نمونه جهت آنالیز نقطه‌ای به آزمایشگاه پژوهشکده زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین ارسال گردید. آنالیز نقطه‌ای توسط دستگاه میکروپروپ JEOL, JXA-8100، با ولتاژ ۲۰ kV، شدت جریان ۲۰ nA و قطر نقطه آنالیز ۳ μm، انجام گرفت. کانی‌های آنالسیم (۱۹ نقطه)، پیروکسن (۵۰ نقطه)، آمفیبول (۴۲ نقطه)، الیون (۱۰ نقطه)، مگنتیت (۱۶ نقطه)، آپاتیت (۵ نقطه) و میکا (۱۵ نقطه) آنالیز شدند.

۳- بحث و بررسی

۳-۱- سنگ‌نگاری

سنگ‌نگاری دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌های گابرویی و پیروکسنیتی به شرح ذیل آمده است.

دایک‌های تفریتی: سنگ‌های تفریتی در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره بوده و بلورهای پیروکسن، فلدسپار پلاژیوکلاز و آنالسیم درشت‌بلور در آن به خوبی قابل تشخیص می‌باشند. رنگ بلورهای آنالسیم در نمونه‌های ماکروسکوپی، سفید، کرم، زرد کم رنگ و قرمز گوشتی است. کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و آنالسیم سه فنوکریست عمده هستند که در تمام نمونه‌های این گروه تشکیل شده‌اند. کانی آنالسیم به دو صورت مختلف در این سنگ‌ها ظاهر می‌شوند: فنوکریست‌های کاملاً اتومورف با هایت ایزومتری و حاشیه مشخص که ابعاد آنها گاهی تا ۳ سانتی‌متر هم می‌رسد. بلورهای اینتراستیشیال که تا حدودی هایت ایزومتری از خود نشان می‌دهند اما اندازه آنها کوچک ۲ تا ۳ میلی‌متر بوده و دارای حاشیه واکنشی هستند. فنوکریست‌های اتومورف آنالسیم اغلب حاوی اذخال‌هایی از پلاژیوکلاز، پیروکسن و باقیمانده لوسیت هستند که به‌ویژه پلاژیوکلازهای آن به موازات حاشیه بلور دارای جهت یافتگی هستند. آنالسیم در نور ساده پلاریزه بی‌رنگ و گاهی کدر هستند و در نور XPL یا پلاریزه متقاطع خاموش و تاریک و ایزوتروپ دیده می‌شوند (شکل ۲-الف و ب).

در بخش‌های مرکزی و جنوبی منطقه مورد مطالعه، دایک‌های تراکی آندزیتی اکثراً به ستبرای ۲/۵ تا ۶/۵ متر برونزد دارند. از ویژگی‌های آشکار آنها نسبت به سایر دایک‌ها، رنگ روشن و دگرسانی بیشتر می‌باشد که از فواصل دور قابل تشخیص است. دایک‌های آندزیتی به ستبراهای متغیر ۱/۵ تا ۴/۵ متر در منطقه حضور دارند. پراکندگی این دایک‌ها در مقایسه با سایر دایک‌ها بیشتر بوده و در بیشتر مناطق مورد مطالعه برونزد دارند. ضمناً برونزد این نوع دایک‌ها از لحاظ طولی از ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ متر می‌رسد که نسبت به سایر دایک‌ها برتری دارند. دایک‌های بازالتی به ستبراهای متغیر ۲ تا ۴/۵ متر در بخش‌های شمالی منطقه مورد مطالعه برونزد دارند. از ویژگی‌های آشکار آنها، رنگ تیره‌تر و مقاومت بالای آنها در مقابل فرسایش می‌باشد که از فواصل دور قابل تشخیص می‌باشند. دایک‌های تفریتی به ستبراهای متغیر ۱/۵ تا ۴ متر در بیشتر نقاط مورد مطالعه برونزد دارند. برخی از این دایک‌ها یکدیگر را قطع کرده‌اند و برخی از این دایک‌ها ریخت‌شناسی تاج خروسی از خود نشان می‌دهند که می‌تواند از ویژگی‌های آشکار آنها باشد (شکل ۲-الف و ب). روند تمام این دایک‌ها شمال‌خاور-جنوب باختر می‌باشد (شکل ۱-ب). از ویژگی‌های دایک‌های تفریتی داشتن دو گونه انکلاو است. نوع اول از نظر سنگ‌نگاری اولترابازیک (پیروکسنیت) بوده و نوع دوم گابرویی است. انکلاوها دارای اشکال کروی و بیضوی و ... دارای مرز مشخص هستند و حاشیه واکنشی تدریجی ندارند.

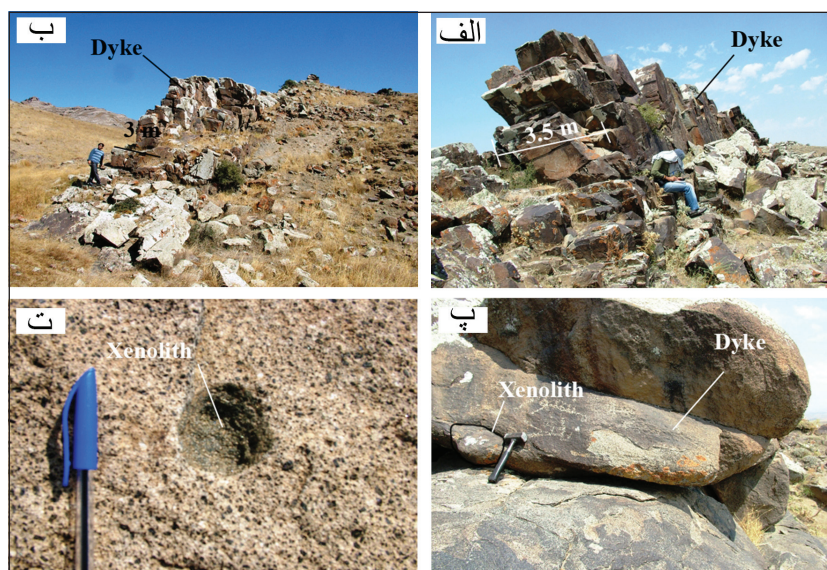
بخش‌هایی از برش‌های آتشفشانی که قطعات متشکله آن سنگ‌های آنالسیم‌دار-تفریتی هستند در نقشه زمین‌شناسی به‌عنوان واحد مستقل تفکیک شده‌اند. تداوم فعالیت آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه با پیدایش سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی آندزیت بازالتی با ریخت بالشی ادامه می‌یابد که قطر آنها تا ۵ متر می‌رسد. پس از ائوسن، سنگ‌های نسبت داده شده به الیگوسن، توسط توده‌های نیمه‌ژرف قطع گردیده‌اند. توده‌های نفوذی کوچک به شکل گنبد با ترکیب دیوریت مونزونیت در بخش جنوب باختری منطقه برونزد دارند (بابا خانی و خان نظر، ۱۳۷۱). تخریب و فرسایش سنگ‌های آذرین ائوسن و ته‌نشست آبرفت‌های قدیمی‌تر، سبب ایجاد آبرفت‌های کوآترنری گردیده است که از نظر دانه‌بندی در حد ماسه، سیلت و رس می‌باشند.

می‌تواند نشانگر تبلور اولیه پلاژیوکلازها و تبلور بعدی پیروکسن باشد. پیروکسن‌ها گاهی بافت غربالی از خود نشان می‌دهند (شکل ۳-ب)، پس از پلاژیوکلازها دومین کانی اصلی سنگ به‌شمار می‌آیند و حدود ۲۵-۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. کانی الیون فراوانی حدود ۱۵ درصد را در این سنگ‌ها دارا می‌باشد. به‌علت واکنش بین بلورهای الیون و مذاب باقیمانده، بلورهای بی‌شکل آنهدرال آن در سنگ‌های گابرویی دیده می‌شوند. تعداد اندکی از بلورهای بی‌شکل الیون در بردارنده ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز شکل‌دار هستند که تقدم تبلور این کانی را نشان می‌دهد (شکل ۳-ت). کانی‌های فرعی شامل کانی اوپک موجود در این سنگ‌ها از نوع مگنتیت هستند که حاصل دگرسانی الیون به سرپانتین در نتیجه تأثیر سیالات دوتریک می‌باشد. سرسیت حاصل از تجزیه پلاژیوکلازها و کانی‌های کدر ناشی از دگرسانی پیروکسن از مهم‌ترین کانی‌های ثانویه هستند. بافت گرانولار، کومولایی و پویی‌کیلیتیک عمده‌ترین بافت این گروه سنگی هستند.

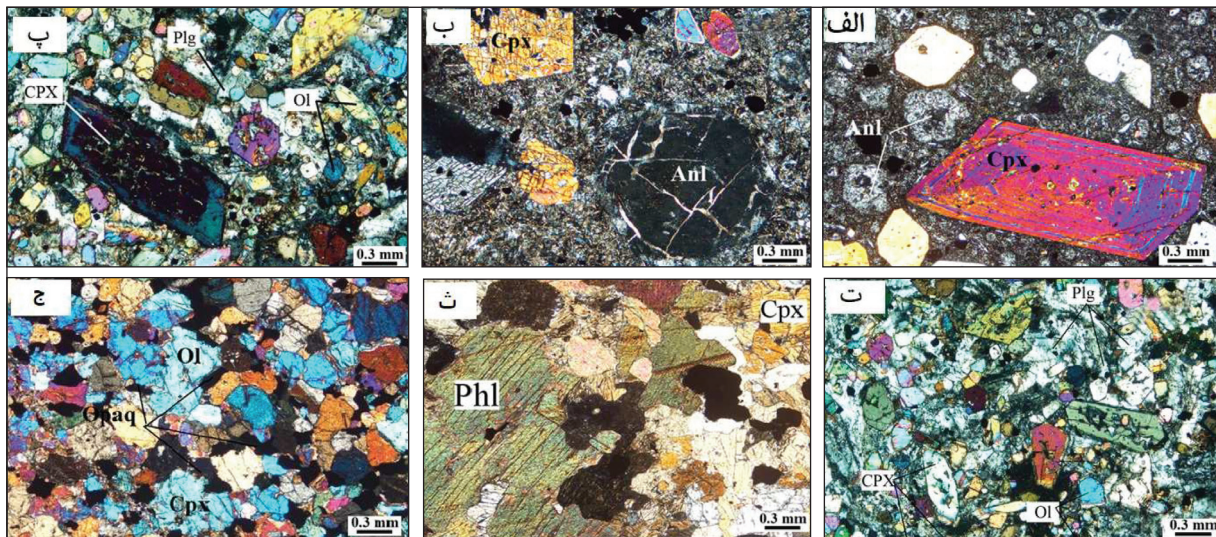
– **بیگانه‌سنگ‌های اولترابازیک (پیروکسنیتی):** بیگانه‌سنگ‌های اولترابازیک (پیروکسنیتی) موجود در دایک‌های تفریتی مورد بررسی عمدتاً متوسط‌دانه و به‌رنگ خاکستری تیره تا سیاه و فاقد هوازدگی‌اند و دارای اندازه‌های متفاوتی از چند سانتی‌متر تا کمتر از ۳۰ سانتی‌متر هستند (شکل ۲-ت). کانی‌های تشکیل‌دهنده این بیگانه‌سنگ‌ها، کلینوپیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز، مگنتیت و مقداری بیوتیت است. کلینوپیروکسن به‌صورت بلورهای متوسط، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. پیروکسن‌ها حدود ۷۰-۶۰ درصد سنگ را تشکیل داده و گاه بافت غربالی از خود نشان می‌دهند (شکل ۳-ث). در بخش‌های حاشیه‌ای بیگانه‌سنگ پیروکسنیتی، کانی‌های درشت و نیمه‌شکل‌دار فلوگوپیت قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳-ث). فلوگوپیت به رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز و زاویه خاموشی اندک دیده می‌شود. این درشت بلورها در مرکز کمرنگ و در حاشیه پررنگ‌تر هستند. فراوانی کانی الیون در این سنگ‌ها، حدود ۲۵-۳۰ درصد است. تعداد اندکی از بلورهای بی‌شکل الیون در بردارنده ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز هستند (شکل ۳-ج). کانی‌های فرعی و کانی اوپک موجود در این سنگ‌ها از نوع مگنتیت بوده و بافت گرانولار، کومولایی و اینترگرانولار عمده‌ترین بافت این گروه سنگی هستند.

فراوانی کانی‌های فوئیدی در این گروه از ۶۰٪ در آنالسیمیت تا حدود ۱۰٪ در تفریت‌ها متغیر است. پلاژیوکلازها اغلب به صورت میکروولیت در زمینه سنگ حضور دارند و فراوانی آنها به مراتب کمتر از پیروکسن‌ها و حدود ۲۰٪ می‌باشد. ریزبلورهای (میکروکریستال) پلاژیوکلاز گاهی به صورت ادخال در داخل بلورهای آنالسیم حضور دارند. کانی کلینوپیروکسن نیمه شکل‌دار هم به‌صورت فنوکریست و هم به صورت ریزبلور در زمینه سنگ حضور دارد (شکل ۳-الف و ب). فراوانی این کانی گاهی تا ۳۰ درصد نیز می‌رسد. برخی از پیروکسن‌ها ساخت ساعت شنی از خود نشان می‌دهند (شکل ۳-الف). کانی فرعی آپاتیت فراوان‌ترین کانی کیمباب است که به‌صورت میانبار (انگلوژیون) و یا به‌صورت بلورهای ریز در داخل زمینه سنگ حضور دارند. سرسیت حاصل از تجزیه پلاژیوکلازها و کانی‌های کدر ناشی از دگرسانی پیروکسن بوده و از مهم‌ترین کانی‌های ثانویه به‌شمار می‌رود. بافت میکروولیتیک پورفیریک و ریزبلورین عمده‌ترین بافت این گروه سنگی هستند. برخی از تفریت‌ها ساخت ساعت شنی از خود نشان می‌دهند.

– **بیگانه‌سنگ‌های گابرویی:** سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه در نمونه دستی عمدتاً متوسط‌دانه و به رنگ خاکستری تیره تا سیاه و فاقد هوازدگی هستند (شکل ۲-پ). بیگانه‌سنگ‌های گابرویی معمولاً اندازه‌ای ۱۰ تا ۳۰ سانتی‌متری دارند و بیشترشان عدسی شکل، کروی و... هستند. بافت غالب این سنگ‌ها، گرانولار و اینترگرانولار است، ولی بافت‌های پویی‌کیلیتیک و تجمعی نیز در آنها دیده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی غالب این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون است. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی اصلی موجود در این بیگانه‌سنگ بوده و به‌لحاظ فراوانی، ۵۵-۵۰ درصد سنگ را شامل می‌شود. این بلورها در مقاطع نازک عمدتاً نیمه‌شکل‌دار بوده و ماکل پلی‌سنتتیک و نبود دگرسانی را به نمایش می‌گذارند. بلورهای پلاژیوکلاز فاقد جهت‌گیری خاصی هستند و غالباً به‌صورت تصادفی در سنگ قرار گرفته‌اند. گاهی در اثر قرارگیری بلورهای اوژیت در بین آنها، بافت اینترگرانولار در سنگ پدید آمده‌است. همچنین گاهی بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز به‌صورت ادخال در داخل پیروکسن دیده می‌شوند (شکل ۳-پ). کلینوپیروکسن به‌صورت بلورهای ریز تا متوسط، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود و در برخی قسمت‌ها در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته که این امر



شکل ۲- تصاویر صحرایی دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌های (زینولیت) گابرویی و پیروکسنیتی. الف و ب) دایک تفریتی به سبزی ۳/۵ متر با ریخت‌شناسی تاج خروسی (دید به سمت شمال خاور). پ) موقعیت بیگانه‌سنگ گابرویی در یک دایک تفریتی به ابعاد ۲۵×۲۰ سانتی‌متر (دید به سمت شمال خاور)، حوالی روستای خافانلو. ت) موقعیت بیگانه‌سنگ پیروکسنیتی در یک دایک تفریتی به ابعاد ۲۵×۳۰ سانتی‌متر (دید به سمت شمال)، حوالی روستای چاخیرچمن.



شکل ۳- مقاطع میکروسکوپی دایک تفریتی و بیگانه‌سنگ‌های همراه. الف) تصویر میکروسکوپی دایک تفریتی؛ بلورهای کلینوپروکسن‌های شکل‌دار با ماکل ساعت شنی و آنالسیم در نور XPL. ب) بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار آنالسیم و کلینوپروکسن در دایک تفریتی. پ) تصویر میکروسکوپی بیگانه‌سنگ گابرویی با بافت پویی کیلیتیک در نور XPL. بلورهای الیون نیمه‌شکل‌دار و بلورهای فنوکریست کلینوپروکسن که دارای ساخت منطقه بندی بلورین هستند در خمیره‌ای از کانی‌های پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند. ت) بلورهای الیون نیمه شکل‌دار و بلورهای کلینوپروکسن که دارای بافت غربالی هستند در خمیره‌ای از کانی‌های پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند. ث) بخشی از بیگانه‌سنگ پیروکسنیتی که کانی فنوکریست فلوگویت و کلینوپروکسن از نوع اوژیت فراوانی بیشتری دارند، ج) بلورهای الیون نیمه شکل‌دار و بلورهای فنوکریست کلینوپروکسن به همراه کانی‌های کدر تیتانومگنتیت در بخش مرکزی بیگانه‌سنگ پیروکسنیتی.

۳-۲- شیمی کانی

— **آنالسیم:** فرمول ساختمانی کانی آنالسیم بر اساس توصیه دبیر و همکاران (Deer et al., 1992)، بر مبنای ۹۶ اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۱). ترکیب شیمیایی آنالسیم‌های مورد مطالعه در محدوده $\text{SiO}_2(44.61-56.05)$, $\text{TiO}_2(0.00-0.93)$, $\text{Al}_2\text{O}_3(23.29-31.04)$, $\text{Cr}_2\text{O}_3(0.00-0.04)$, $\text{FeO}^{(II)}(0.07-9.28)$, $\text{MnO}(0.00-0.07)$, $\text{MgO}(0.00-0.65)$, $\text{CaO}(0.15-3.630)$, $\text{Na}_2\text{O}(5.68-12.32)$, $\text{K}_2\text{O}(0.09-4.070)$ تغییر می‌کند. در نمودار مثلثی $10(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)-(\text{CaO}+\text{MgO})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (Fuentes et al., 2004) ارائه شده است (شکل ۴)، که توسط فونتس و همکاران (2004) ارائه شده است (شکل ۴)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده Anl (آنالسیم) قرار می‌گیرند. فرمول عمومی آنالسیم‌های مورد مطالعه به صورت زیر می‌باشد:

$(\text{K}_{0.07-3.15}, \text{Na}_{6.68-14.37}, \text{Ca}_{0.10-2.36}, \text{Al}_{16.55-22.19}, \text{Si}_{27.08-32.92}, \text{O}_{96}, \text{nH}_2\text{O})$
نسبت‌های $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$ بین ۰.۵۵-۰.۹۸، $\text{K}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$ بین ۰.۰۰-۰.۲۶ و نسبت $\text{Ca}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$ بین ۰.۰۱-۰.۱۹ درصد در نمونه‌های مورد مطالعه تغییر می‌کند. بر اساس داده‌های شیمی کانی و پراش پرتو ایکس (فدائیان و همکاران، ۱۳۹۵ الف) و همچنین وجود بلورهای شکل‌دار، همگن و درشت آنالسیم، می‌توان نتیجه گرفت که بلورهای آنالسیم ثانویه در نتیجه واکنش‌های ماگمایی تأخیری در شرایط گرمایی بر روی بلورهای لوسیت اولیه تشکیل شده‌اند. کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های این منطقه غنی از Ca هستند و با آنالسیم‌های غنی از Na منطبق نیستند، که تأیید می‌کند که تشکیل آنالسیم می‌تواند ناشی از جانشینی پتاسیم موجود در سنگ اولیه توسط سدیم باشد. عدم وجود کانی‌های آب‌دار اولیه مانند آمفیبول و میکا در سنگ‌های غنی از کانی آنالسیم، می‌تواند ثانویه بودن خاستگاه آنها را تقویت نماید که مقدار آب موجود در گدازه‌ها پیش از خروج آنها نسبتاً پایین بوده و به احتمال قوی برای کاهش دمای لیکیدوس به حدی که بتواند برای تبلور آنالسیم به‌عنوان یک فاز اولیه در سیستم باقیمانده مناسب گردد، کافی نبوده است.

— **مگنتیت:** از مهم‌ترین کانی‌های فرعی و کدر موجود در دایک‌های تفریتی مورد مطالعه، کانی مگنتیت می‌باشد. تعداد ۱۶ نمونه از کانی مگنتیت که نتایج آن و نیز

محاسبات فرمول ساختاری مگنتیت بر اساس ۱۳۲ اکسیژن و ۲۴ کاتیون محاسبه شده، در جدول ۲ آورده شده است. محدوده ترکیب شیمیایی مگنتیت در نمونه‌های مورد مطالعه به صورت زیر تغییر می‌کند:

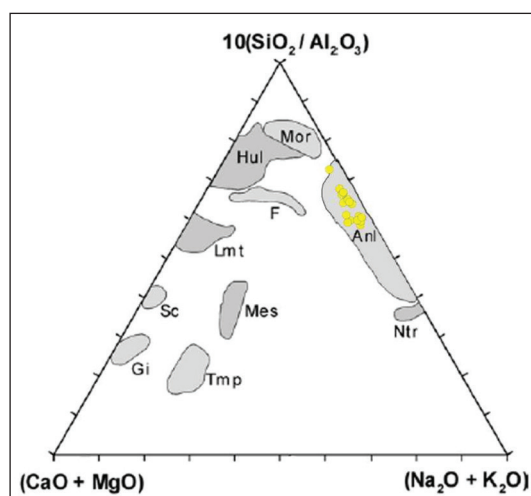
$\text{SiO}_2(0.093-13.40)$, $\text{TiO}_2(1.46-16.01)$, $\text{Al}_2\text{O}_3(1.22-10.04)$, $\text{Cr}_2\text{O}_3(0.00-1.174)$, $\text{FeO}(60.32-81.57)$, $\text{Fe}_2\text{O}_3(19.99-55.11)$, $\text{MnO}(0.36-1.40)$, $\text{MgO}(0.05-5.90)$, $\text{CaO}(0.00-5.11)$, $\text{Na}_2\text{O}(0.00-2.32)$, $\text{K}_2\text{O}(0.00-1.79)$, $\text{NiO}(0.00-0.060)$

مقادیر $\text{Fe}\# = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در مگنتیت‌های مربوط به سنگ‌های تفریتی مورد مطالعه، بین ۰.۸۷-۰.۹۹ تغییر می‌کند. برای بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی مگنتیت از نمودار تغییرات $\text{Fe}\#$ در برابر سایر عناصر بر مبنای (apfu) استفاده می‌شود (شکل ۵). بر اساس این نمودارها مشخص می‌شود که همبستگی خوبی بین برخی از عناصر و مقادیر $\text{Fe}\#$ وجود دارد. به‌طوری که همبستگی مثبت بین $\text{Fe}\#$ و عناصر Ti و Mn؛ و همبستگی منفی با عناصر Al و Cr وجود دارد. همبستگی مثبت $\text{Fe}\#$ نسبت به Mn می‌تواند نشان‌دهنده جانشینی Mn^{2+} به جای Fe^{2+} در شبکه کانی مگنتیت باشد چون هر دو انرژی پیوندی مشابه داشته و شعاع یونی تقریباً مشابه دارند. از سوی دیگر، همبستگی منفی $\text{Fe}\#$ با Al می‌تواند نتیجه تمرکز Al در کانی‌های پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار باشد. همچنین همبستگی کم منفی نسبت به Ca نشان دهنده تمرکز آن در پلاژیوکلاز می‌باشد. همبستگی منفی با عنصر Cr می‌تواند به علت الکترون‌گاتیویته کمتر Cr نسبت به Fe^{3+} باشد که باعث انرژی پیوندی و پایداری بیشتر Cr می‌شود و در مراحل اولیه تفریق از سیستم جدا می‌شود (Frietsch, 1984).

مقادیر الکترون‌گاتیویته و انرژی پیوندی Ti نشان می‌دهد که در مراحل اولیه تبلور، مگنتیت نسبت به Ti غنی‌شدگی پیدا می‌کند و همان‌گونه که فریش (Frietsch, 1984) نشان داد، میزان Ti در مگنتیت‌های موجود در سنگ‌های باز یک بیشتر می‌باشد. جهت طبقه‌بندی مگنتیت‌ها از نمودار مثلثی $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ استفاده شده است (شکل ۶). همان‌طور که در شکل ۶ مشخص است، بیشتر نمونه‌ها در محدوده مگنتیت تا تیتانو مگنتیت قرار می‌گیرند.

جدول ۱- ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری آنالسیم‌های مورد مطالعه.

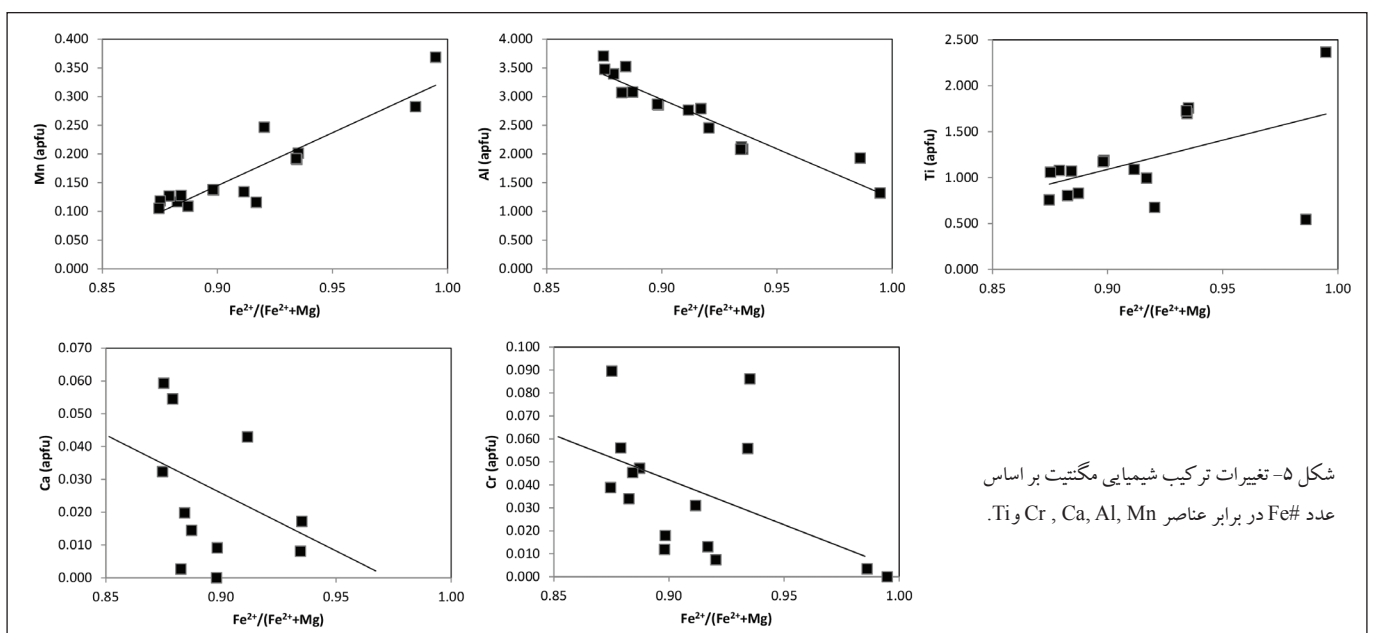
Rock Type	Tephrite																		
Sample No	9	10	11	13	81	83	84	89	90	170	171	172	173	174	175	176	188	189	191
SiO ₂	52.30	51.77	44.61	44.65	53.50	51.65	52.47	55.43	48.01	54.48	54.54	54.09	54.28	54.68	52.97	56.05	51.80	48.87	53.48
TiO ₂	0.00	0.02	0.93	0.04	0.07	0.00	0.00	0.07	0.02	0.03	0.03	0.04	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	25.05	24.60	23.29	31.04	25.57	27.29	26.41	24.33	28.34	25.12	24.81	24.59	24.62	24.56	25.62	24.66	25.19	25.73	24.91
Cr ₂ O ₃	0.04	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00
FeO	0.12	0.07	9.28	1.25	0.42	0.09	0.20	1.51	0.29	0.34	0.26	0.33	0.39	0.44	0.36	0.38	0.42	0.21	0.20
MnO	0.00	0.00	0.07	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01
MgO	0.02	0.11	0.39	0.65	0.00	0.02	0.09	0.20	0.08	0.00	0.02	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.05	0.01
CaO	0.63	0.28	0.76	3.63	0.58	0.59	0.35	0.80	1.17	0.48	0.35	0.51	0.68	0.48	1.24	0.50	0.66	0.15	0.45
Na ₂ O	11.44	12.32	9.35	5.68	8.41	10.50	10.96	9.06	8.10	9.54	10.44	8.72	8.54	8.85	10.26	6.44	11.94	10.46	10.21
K ₂ O	0.78	0.09	1.70	4.07	0.26	1.54	1.36	1.83	1.69	0.88	0.82	1.07	1.20	0.94	0.89	0.90	0.46	1.03	0.44
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.01	1.72	0.03	0.03	0.00	0.03	0.13	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.00	0.12	0.00
NiO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Total	90.41	89.28	90.44	92.78	88.86	91.70	91.88	93.28	87.86	90.91	91.35	89.40	89.77	90.04	91.43	89.05	90.52	86.66	89.72
Formula	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)	96(O)
Si	31.12	31.14	28.33	27.08	31.78	30.34	30.75	31.99	29.41	31.88	31.87	32.11	32.11	32.22	31.11	32.92	30.86	30.37	31.72
Ti	0.00	0.01	0.45	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
Al	17.57	17.44	17.43	22.19	17.90	18.89	18.24	16.55	20.46	17.33	17.09	17.21	17.17	17.06	17.73	17.07	17.69	18.85	17.42
Cr	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe ⁺⁺	0.06	0.03	4.93	0.63	0.21	0.04	0.10	0.73	0.15	0.17	0.13	0.16	0.19	0.22	0.18	0.19	0.21	0.11	0.10
Mn	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.02	0.10	0.37	0.59	0.00	0.01	0.08	0.17	0.07	0.00	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.05	0.01
Ca	0.40	0.18	0.52	2.36	0.37	0.37	0.22	0.50	0.77	0.30	0.22	0.32	0.43	0.30	0.78	0.31	0.42	0.10	0.29
Na	13.20	14.37	11.51	6.68	9.69	11.96	12.46	10.14	9.61	10.82	11.83	10.03	9.80	10.11	11.69	7.34	13.79	12.61	11.74
K	0.59	0.07	1.38	3.15	0.20	1.15	1.02	1.35	1.32	0.66	0.61	0.81	0.91	0.70	0.66	0.67	0.35	0.82	0.33
Total	62.98	63.35	64.95	62.72	60.18	62.77	62.86	61.45	61.82	61.18	61.79	60.70	60.65	60.65	62.19	58.54	63.35	62.91	61.60
Na/(Na+K+Ca)	0.930	0.983	0.859	0.548	0.944	0.887	0.910	0.846	0.821	0.919	0.935	0.898	0.880	0.910	0.890	0.881	0.947	0.932	0.950
K/(Na+K+Ca)	0.042	0.005	0.103	0.258	0.019	0.086	0.074	0.112	0.113	0.056	0.048	0.072	0.082	0.063	0.051	0.081	0.024	0.060	0.027
Ca/(Na+K+Ca)	0.028	0.012	0.039	0.194	0.036	0.028	0.016	0.041	0.066	0.026	0.017	0.029	0.039	0.027	0.060	0.038	0.029	0.008	0.023



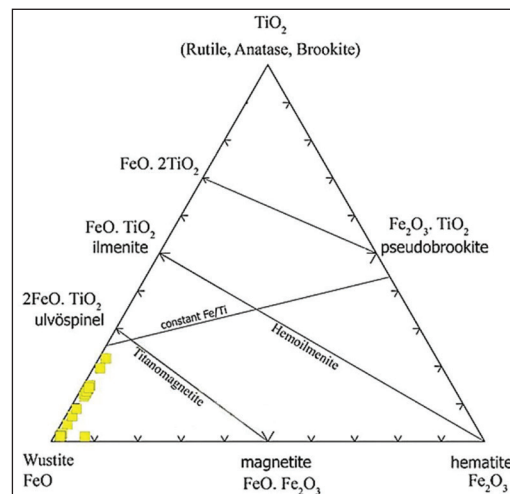
شکل ۴- موقعیت نمونه‌های آنالسیم بر روی نمودار مثلثی $10(\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3)$ - $(\text{CaO} + \text{MgO})$ - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ که در محدوده آنالسیم قرار می‌گیرند. محدوده کانی‌های زئولیتی از فونتنس و همکاران (Fuentes et al., 2004) می‌باشد.

جدول ۲- ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری کانی‌های مگنتیت در سنگ‌های مورد مطالعه.

Rock type	Tephrite															
Sample no	54	131	132	98	50	57	58	96	79	33	31	130	32	34	97	77
SiO ₂	7.64	0.27	0.15	0.09	0.93	0.12	0.14	1.11	0.41	0.25	1.32	0.66	0.34	0.37	0.45	5.50
TiO ₂	2.99	8.02	7.78	3.83	10.15	5.57	5.49	4.56	3.84	5.08	4.91	7.59	5.01	4.95	3.51	2.32
Al ₂ O ₃	6.94	6.07	6.21	9.33	3.62	8.54	8.57	8.17	9.11	10.68	7.95	5.84	10.08	10.39	10.95	5.25
Cr ₂ O ₃	0.03	0.37	1.17	0.15	0.00	0.08	0.05	0.06	0.21	0.21	0.13	0.23	0.25	0.40	0.17	0.01
FeO	60.82	75.87	75.76	75.42	74.78	74.75	74.69	73.31	72.86	72.13	72.13	71.02	70.39	70.06	69.54	69.12
MnO	0.97	0.82	0.78	0.50	1.41	0.57	0.57	0.47	0.45	0.54	0.54	0.75	0.52	0.49	0.43	1.07
MgO	2.95	2.95	2.98	5.63	0.22	4.74	4.75	3.73	5.19	5.30	3.93	2.81	5.43	5.61	5.59	0.55
CaO	5.11	0.06	0.03	0.01	0.46	0.03	0.00	1.16	0.05	0.07	0.14	0.54	0.18	0.20	0.11	3.15
Na ₂ O	0.22	0.06	0.05	0.04	0.12	0.04	0.00	0.16	0.60	0.17	0.13	2.33	0.28	0.53	0.73	1.05
K ₂ O	0.66	0.01	0.02	0.01	0.16	0.00	0.00	0.05	0.05	0.04	0.15	0.27	0.04	0.05	0.10	0.16
NiO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.05	0.00
TOTAL	88.33	94.51	94.91	95.02	91.88	94.48	94.30	92.81	92.79	94.49	91.33	92.05	92.55	93.05	91.62	88.18
No Oxygen	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32
Si	2.29	0.08	0.04	0.03	0.29	0.03	0.04	0.32	0.12	0.07	0.39	0.20	0.10	0.10	0.13	1.72
Ti	0.67	1.76	1.70	0.80	2.36	1.19	1.17	0.99	0.83	1.07	1.09	1.73	1.08	1.06	0.76	0.54
Al	2.45	2.08	2.12	3.07	1.32	2.86	2.87	2.79	3.08	3.52	2.76	2.08	3.39	3.48	3.71	1.93
Cr	0.01	0.09	0.27	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.05	0.05	0.03	0.06	0.06	0.09	0.04	0.00
Fe ²⁺	7.85	8.34	8.26	6.37	10.05	7.07	7.05	7.25	6.68	6.80	7.61	8.66	6.72	6.68	6.45	8.85
Fe ³⁺	7.41	10.14	10.11	11.22	9.31	10.67	10.69	10.51	10.80	10.10	10.18	9.28	10.11	9.96	10.26	9.19
Mn	0.25	0.20	0.19	0.12	0.37	0.14	0.14	0.12	0.11	0.13	0.13	0.19	0.13	0.12	0.11	0.28
Mg	1.32	1.28	1.29	2.34	0.10	2.01	2.01	1.61	2.22	2.21	1.73	1.26	2.32	2.37	2.40	0.25
Ca	1.64	0.02	0.01	0.00	0.15	0.01	0.00	0.36	0.01	0.02	0.04	0.17	0.05	0.06	0.03	1.05
Na	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.08	0.02	0.02	0.34	0.04	0.07	0.10	0.16
K	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe/Fe+Mg	0.92	0.94	0.93	0.88	0.99	0.90	0.90	0.92	0.89	0.88	0.91	0.93	0.88	0.88	0.87	0.99
Cr/Cr+Al	0.00	0.04	0.11	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.00
Fe _(ii)	7.85	8.34	8.26	6.37	10.05	7.07	7.05	7.25	6.68	6.80	7.61	8.66	6.72	6.68	6.45	8.85
Fe _(iii)	7.41	10.14	10.11	11.22	9.31	10.67	10.69	10.51	10.80	10.10	10.18	9.28	10.11	9.96	10.26	9.19
Fe2/(Fe2+Fe3)	0.51	0.45	0.45	0.36	0.52	0.40	0.40	0.41	0.38	0.40	0.43	0.48	0.40	0.40	0.39	0.49
Fe3/(Fe3+Fe2)	0.49	0.55	0.55	0.64	0.48	0.60	0.60	0.59	0.62	0.60	0.57	0.52	0.60	0.60	0.61	0.51



اکسید می‌باشد که مقادیر هر عنصر (pfu) بر اساس ۴ کاتیون و ۶ اتم اکسیژن $[(M_1M_2T(2)]$ طبق روش دروپ (Droop, 1987) محاسبه شده است. محاسبه هر کدام از مقادیر Fe^{3+} , Fe^{2+} توسط برنامه‌های کامپیوتری، بر اساس روش پاپایک (Papike, 1974) انجام گرفته است (جدول ۴). به طور معمول، کانی پروکسن غنی از منیزیم و فقیر از آهن می‌باشد. مقدار عددی منیزیم ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) به عنوان یک شاخص مهم در بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی پروکسن‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ گابرویی دارای $Mg\#$ در محدوده 0.76-0.98 می‌باشند. اکسیدهای CaO (19.48-23.44Wt%), SiO_2 (45.03-52.73Wt%), MgO (11.54-17.25Wt%), Al_2O_3 (1.30-9.63), FeO (3.67-9.46Wt%), TiO_2 (0.17-1.03Wt%), و اکسیدهای MnO (0.00-0.47Wt%), Na_2O (0.14-1.09Wt%), K_2O (0.00-0.05Wt%), Cr_2O_3 (0.00-0.30Wt%), NiO (0.00-0.04Wt%) به مقادیر کمتری در ترکیب پروکسن‌ها حضور دارند. ترکیب شیمیایی پروکسن‌ها نشان می‌دهد که بیشتر آنها ترکیب مشابهی دارند. به طوری که در نمودار Q در برابر J (Morimoto, 1989) پروکسن‌ها در محدوده Ca-Mg-Fe قرار می‌گیرند و در نمودار Al در برابر Fe^{3+} (Morimoto et al., 1988) پروکسن‌ها در محدوده غنی از آلومینیم قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف و ب). ترکیب کلینوپروکسن در دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه در نمودار En-Fs-Wo (Deer et al., 1992) در محدوده دیوپسید واقع می‌شوند (شکل ۷-پ). فوگاسیته اکسیژن تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب دارد (France et al., 2010) و عامل مؤثری در کنترل فرایندهای ماگمایی و توالی تبلور و نوع کانی‌های یافته در ماگما دارد (Botcharnikov et al., 2005; Kilinc et al., 1983; Kress and Carmichael, 1991; Moretti, 2005). برای تعیین فوگاسیته اکسیژن از نمودار $Al^{IV}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ که توسط شوابتز و همکاران (Schweitzer et al., 1979) ارائه شده، استفاده می‌شود (شکل ۸). در ترکیب پروکسن‌ها عنصر Fe می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Ti, Cr, Al در موقعیت‌های هشت‌وجهی شود. بنابراین، فراوانی Fe در پروکسن‌ها بستگی به موازنه Al در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی ساختمان پروکسن دارد.



شکل ۶- موقعیت کانی‌های اکسید آهن در نمودار مثلثی TiO_2 -FeO- Fe_2O_3 .

– **آپاتیت:** ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری محاسبه شده برای آپاتیت‌های مورد مطالعه در دایک‌های منطقه، در جدول ۳ آورده شده است؛ که فرمول ساختاری آپاتیت‌های مورد مطالعه به صورت: $(Ca_{3.37-9.49}P_{1.86-6.15}O_4)(F,Cl,OH)$ خواهد بود. برای تعیین نوع دقیق آپاتیت باید آنالیز F, Cl, OH و عناصر کیمیا و Sr, Rb از کانی‌های آپاتیت انجام بگیرد. کانی آپاتیت بیشتر به صورت سوزنی شکل و کشیده در زمینه سنگ‌های مورد مطالعه وجود دارد.

– **کلینوپروکسن:** آنالیز بلورهای پروکسن در دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌های گابرویی توسط دستگاه میکروپروب انجام گرفت. پروکسن‌ها عمدتاً از نوع کلینوپروکسن بوده و در دایک‌ها و بیگانه‌سنگ‌های گابرویی به صورت فنوکریست و در زمینه به صورت ریز بلور حضور دارند. مقادیر به دست آمده از آنالیز به صورت

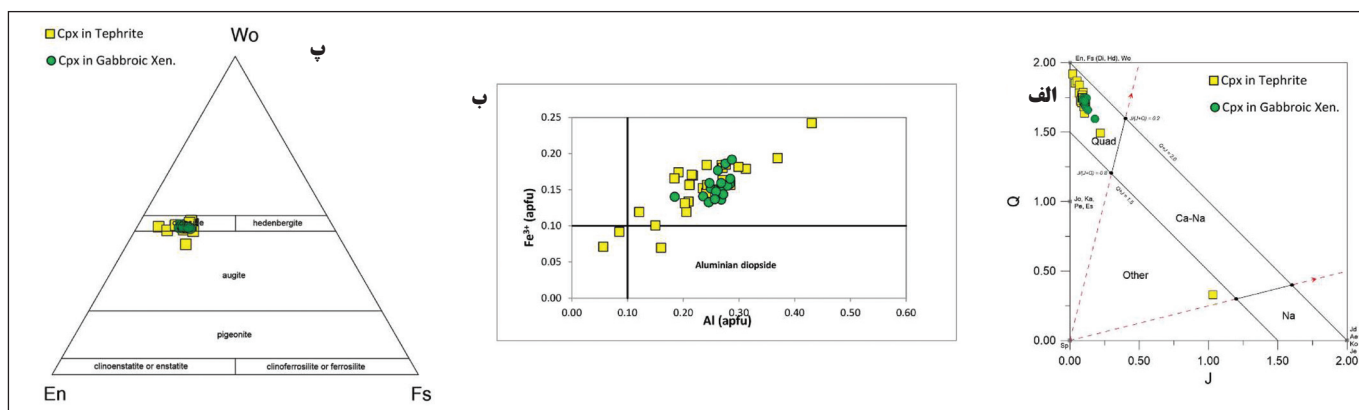
جدول ۳- ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری کانی‌های آپاتیت مورد مطالعه.

Sample No.	55	50	24	39	50
CaO	53.05	53.01	52.04	45.94	16.09
Na ₂ O	0.05	0.08	0.12	1.28	4.96
FeO	0.67	0.41	0.32	0.23	0.35
P ₂ O ₅	44.20	43.13	42.96	38.30	11.22
SiO ₂	0.51	0.61	1.19	8.47	40.94
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.48	97.23	96.64	94.22	73.56
O=F,Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.48	97.23	96.64	94.22	73.56
Ca	9.35	9.49	9.33	8.28	3.37
Na	0.02	0.02	0.04	0.42	1.88
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.09	0.06	0.04	0.03	0.06
P	6.15	6.10	6.08	5.45	1.86
Si	0.08	0.10	0.20	1.42	8.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Total	16.69	16.76	16.69	16.61	16.16

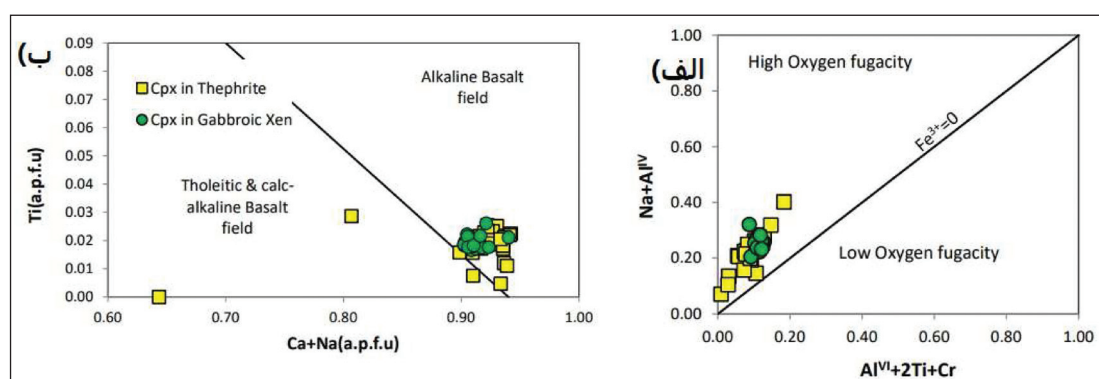
جدول ۴- داده‌های تجزیه میکروپروب کانی کلینوپیروکسن در دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه.

Rock type	Tephrite																									
Point	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	
SiO ₂	47.43	47.56	47.38	48.26	49.04	47.19	50.68	52.73	51.80	46.27	45.34	48.52	45.03	48.21	51.02	48.51	49.18	47.86	49.98	50.44	48.40	49.41	47.16	48.78	47.36	
TiO ₂	0.89	0.90	0.89	0.77	0.69	0.82	0.43	0.17	0.27	0.78	0.75	0.39	0.77	0.55	1.03	0.67	0.61	0.81	0.65	0.56	0.75	0.75	0.83	0.66	0.71	
Al ₂ O ₃	6.07	6.42	6.10	5.30	4.75	6.26	2.76	1.30	1.95	6.93	8.19	4.30	9.63	5.42	3.67	5.51	4.17	5.91	4.71	3.39	4.91	4.61	6.21	4.79	6.06	
FeO	8.49	8.52	8.59	8.08	7.86	8.29	6.30	3.67	5.33	7.78	7.74	6.05	7.29	7.96	9.46	7.57	7.85	8.39	8.02	9.15	8.07	8.08	8.43	8.23	8.08	
MnO	0.27	0.27	0.24	0.25	0.25	0.23	0.19	0.10	0.20	0.22	0.18	0.15	0.17	0.23	0.32	0.20	0.23	0.23	0.25	0.47	0.36	0.36	0.22	0.26	0.21	
MgO	12.84	12.55	12.69	13.10	13.52	12.61	15.24	17.25	16.22	12.17	12.27	14.54	11.54	13.34	14.74	13.65	14.14	12.84	13.52	13.20	13.22	13.42	12.89	13.40	12.90	
CaO	22.04	21.85	22.02	22.10	22.27	21.93	23.05	23.44	22.28	21.69	21.06	22.17	20.47	21.37	19.48	21.90	21.74	21.80	22.12	21.18	22.10	21.94	21.77	21.93	21.88	
Na ₂ O	0.57	0.58	0.58	0.55	0.46	0.51	0.26	0.14	0.35	0.72	0.71	0.57	1.49	0.61	0.48	0.60	0.63	0.55	0.60	0.66	0.64	0.61	0.58	0.61	0.53	
K ₂ O	0.02	0.01	0.02	0.00	0.03	0.07	0.00	0.03	0.03	0.06	0.13	0.06	0.18	0.04	0.01	0.04	0.03	0.02	0.08	0.12	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	
Cr ₂ O3	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.14	0.27	0.02	0.02	0.30	0.05	0.03	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	
Total	98.64	98.67	98.51	98.42	98.87	97.91	98.97	98.97	98.70	96.64	96.39	97.05	96.62	97.76	100.23	98.68	98.59	98.41	99.95	99.17	98.45	99.18	98.12	98.70	97.75	
Si	1.78	1.79	1.78	1.82	1.84	1.79	1.88	1.94	1.92	1.77	1.73	1.83	1.71	1.82	1.89	1.81	1.84	1.80	1.85	1.89	1.82	1.84	1.78	1.83	1.79	
Al	0.22	0.21	0.22	0.18	0.16	0.21	0.12	0.06	0.08	0.23	0.27	0.17	0.29	0.18	0.11	0.19	0.16	0.20	0.15	0.11	0.18	0.16	0.22	0.17	0.21	
Sum	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
Al	0.05	0.07	0.05	0.05	0.04	0.07	0.00	0.00	0.01	0.08	0.10	0.02	0.14	0.06	0.05	0.06	0.02	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04	0.06	
Fe ³⁺	0.16	0.13	0.15	0.13	0.12	0.14	0.11	0.06	0.08	0.16	0.18	0.16	0.22	0.13	0.04	0.14	0.15	0.13	0.10	0.09	0.15	0.11	0.16	0.14	0.14	
Ti	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	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	
Mg	0.72	0.70	0.71	0.73	0.75	0.71	0.84	0.93	0.90	0.69	0.70	0.80	0.62	0.75	0.81	0.76	0.79	0.72	0.75	0.74	0.74	0.75	0.72	0.75	0.73	
Fe ²⁺	0.05	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.03	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.03	0.02	0.06	0.08	0.12	0.05	0.08	0.04	0.05	0.05	
Sum	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.08	0.05	0.07	0.04	0.01	0.08	0.18	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.05	0.07	0.07	0.07	0.07	
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	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	
Ca	0.89	0.88	0.89	0.89	0.89	0.89	0.92	0.92	0.88	0.89	0.86	0.90	0.83	0.86	0.77	0.88	0.87	0.88	0.88	0.85	0.89	0.88	0.88	0.88	0.89	
Na	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.01	0.03	0.05	0.05	0.04	0.11	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	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	0.00	
Sum	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	

Rock type	Tephrite					Gabbroic																			
Point	67	68	69	70	71	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	
SiO ₂	48.23	47.94	47.90	46.87	49.45	47.97	48.95	47.77	48.66	48.53	48.27	48.36	48.61	48.41	48.33	47.78	47.43	48.61	48.14	47.19	49.14	48.36	48.58	48.62	47.47
TiO ₂	0.67	0.60	0.63	0.72	0.00	0.79	0.59	0.67	0.67	0.65	0.69	0.66	0.69	0.61	0.64	0.76	0.65	0.63	0.64	0.75	0.92	0.62	0.63	0.65	0.77
Al ₂ O ₃	4.84	5.45	4.68	6.70	24.31	6.43	5.36	6.29	5.55	6.11	6.03	6.06	6.19	6.10	5.74	6.43	6.20	5.66	5.95	6.11	4.15	5.86	5.61	5.81	6.49
FeO	7.98	7.82	7.86	7.80	1.43	7.65	6.72	7.34	7.07	7.64	7.51	7.63	7.70	7.20	7.04	8.01	7.53	7.34	7.54	7.48	8.37	7.00	6.91	7.21	7.95
MnO	0.22	0.25	0.24	0.22	0.03	0.24	0.21	0.22	0.20	0.24	0.24	0.24	0.25	0.24	0.19	0.23	0.22	0.24	0.23	0.22	0.39	0.19	0.18	0.22	0.26
MgO	13.56	13.21	13.08	12.66	0.52	13.30	14.16	13.42	13.67	13.57	13.50	13.32	13.33	13.58	13.62	13.15	13.37	13.79	13.53	13.35	13.06	13.61	13.69	13.49	12.98
CaO	21.77	21.78	21.75	21.78	2.57	21.30	21.59	21.25	21.34	21.39	21.18	21.12	21.51	21.48	21.29	21.22	21.29	21.41	21.60	21.17	21.30	21.69	21.73	21.35	21.17
Na ₂ O	0.59	0.77	0.61	0.68	7.14	0.71	0.63	0.69	0.69	0.67	0.72	0.73	0.72	0.75	0.74	0.73	0.75	0.68	0.74	1.24	0.82	0.65	0.74	0.74	0.89
K ₂ O	0.05	0.06	0.05	0.09	5.09	0.04	0.02	0.03	0.04	0.01	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.06	0.02	0.03	0.14	0.05	0.03	0.04	0.03	0.09
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.18	0.29	0.12	0.19	0.08	0.12	0.08	0.12	0.32	0.34	0.12	0.21	0.23	0.21	0.20	0.00	0.26	0.39	0.22	0.15
Total	97.93	97.88	96.80	97.53	90.55	98.61	98.52	97.80	98.08	98.89	98.30	98.23	99.14	98.73	97.97	98.46	97.71	98.61	98.61	97.85	98.20	98.27	98.50	98.34	98.22
Si	1.82	1.81	1.83	1.77	1.84	1.79	1.83	1.80	1.83	1.81	1.81	1.81	1.81	1.80	1.82	1.79	1.79	1.82	1.80	1.77	1.85	1.81	1.81	1.82	1.78
Al	0.18	0.19	0.17	0.23	0.16	0.21	0.17	0.20	0.17	0.19	0.19	0.19	0.19	0.20	0.18	0.21	0.21	0.18	0.20	0.23	0.15	0.19	0.19	0.18	0.22
Sum	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al	0.03	0.05	0.04	0.07	0.91	0.08	0.06	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.07	0.06	0.08	0.07
Fe ³⁺	0.15	0.17	0.14	0.16	0.00	0.13	0.12	0.13	0.11	0.12	0.13	0.12	0.12	0.13	0.12	0.14	0.16	0.13	0.15	0.24	0.12	0.12	0.13	0.11	0.17
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	0.76	0.74	0.74	0.71	0.03	0.74	0.79	0.75	0.76	0.75	0.75	0.75	0.74	0.75	0.76	0.73	0.75	0.77	0.75	0.70	0.73	0.76	0.76	0.75	0.73
Fe ²⁺	0.03	0.02	0.06	0.03	0.06	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.08	0.02	0.02	0.03	0.01
Sum	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mg	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	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.07	0.05	0.05	0.06	0.14	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.09	0.07	0.00	0.06	0.07	0.07	0.08	0.07
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	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	0.01	0.01	0.01
Ca	0.88	0.88	0.89	0.88	0.10	0.85	0.86	0.86	0.86	0.85	0.85	0.85	0.86	0.86	0.86	0.85	0.86	0.86	0.86	0.85	0.86	0.87	0.87	0.86	0.85
Na	0.04	0.06	0.05	0.05	0.52	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	0.09	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	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	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00



شکل ۷- ترکیب کلینوپروکسن‌های منطقه مورد مطالعه (الف) در نمودار $Q (Ca+Mg+Fe)$ در برابر $J (2Na)$ (Morimoto et al., 1988)، (ب) نمودار $Al (a.p.f.u)$ در برابر $Fe^{3+}(a.p.f.u)$ (Deer, et al., 1982) En-Fs-Wo در نمودار (پ) (Morimoto et al., 1988).



شکل ۸- (الف) نمودار تغییرات $Al^{IV}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ برای تعیین وضعیت فوگاسیته اکسیژن در نمونه‌های مورد مطالعه، (ب) موقعیت پروکسن‌ها در نمودار $Na+Ca$ در برابر Ti (Leterrier et al., 1982).

(Conticelli, 1998). از سوی دیگر، ممکن است ویژگی آلکالن در پروکسن‌ها در نتیجه پدیده متاسوماتیسم در ماگما باشد.

الوین: تعداد ۱۰ نقطه توسط دستگاه EPMA از الوین در بیگانه‌سنگ‌های گابرویی آنالیز نقطه‌ای انجام گرفته است. بیشتر الوین‌ها سالم بوده و آثار دگرسانی در آنها بسیار کم می‌باشد. محاسبه فرمول الوین‌ها بر اساس ۴ اتم اکسیژن و ۳ کاتیون محاسبه می‌شود که در جدول ۵ نشان داده شده است ($FO_{72.36-77.44}$, $Fa_{21.85-26.59}$, $Tp_{0.26-1.29}$). در بیگانه‌سنگ‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه، ترکیب الوین‌ها متفاوت بوده و بیگانه‌سنگ گابرویی دارای ترکیبی در محدوده $SiO_2(37.57-38.63)$, $TiO_2(0.00-0.09)$, $Al_2O_3(0.01-0.16)$, و $(FeO(20.34-24.56)$, $MgO(37.49-40.66)$, $MnO(0.64-0.95)$, $NiO(0.04-0.10)$, $Cr_2O_3(0.00-0.11)$ است. همچنین مقادیر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ جهت طبقه‌بندی الوین‌ها از نمودار $CaO(0.27-0.32)$ در برابر $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Howie et al., 1992) استفاده شده است (شکل ۹). همان‌طور که در این نمودار مشخص است، بیگانه‌سنگ گابرویی در محدوده کریزولیت قرار می‌گیرد. نمودارهای تغییرات ترکیب شیمیایی الوین‌ها بر اساس $Fo\%$ در برابر Al_2O_3 , MnO , NiO در شکل ۱۰ آورده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، با افزایش درصد Fo (یا افزایش Mg)، مقادیر MnO و Al_2O_3 کاهش و در مقابل، مقادیر NiO افزایش می‌یابد. سیمکین و اسمیت (Simkin and Smith, 1970) تغییرات عناصر مختلف را در محیط‌های گوناگون در تبلور الوین مورد بررسی قرار دادند و نشان دادند که توزیع عنصر Mn در الوین‌ها

هر قدر میزان Al^{IV} بیشتر باشد، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به جز Al مانند Fe به موقعیت هشت‌وجهی سیستم بیشتر فراهم می‌شود. بنابراین، نمونه‌هایی که بالای خط $Fe = 0$ قرار می‌گیرند، پروکسن‌هایی در محیطی با فوگاسیته اکسیژن بالا و نمونه‌هایی پایین خط با فوگاسیته اکسیژن کمتری تشکیل شده‌اند (شکل ۸-الف) (Cameron and Papike, 1981). همان‌گونه که در شکل ۸-الف نشان داده شده است، کلینوپروکسن‌های دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه در محدوده با فوگاسیته اکسیژن بالا قرار دارند.

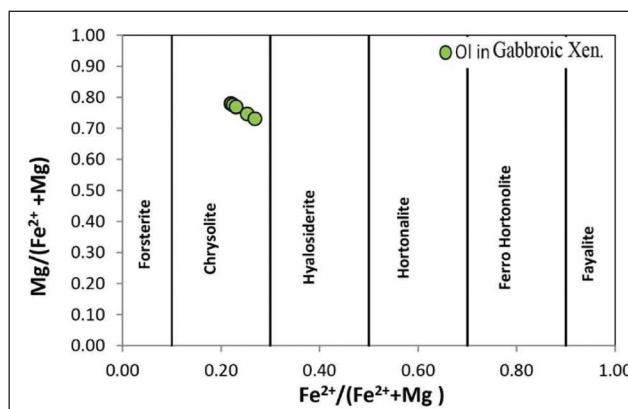
مشارکت عناصر Na , Si , Al , Ti , Ca در شبکه کلینوپروکسن‌ها وابستگی شدیدی به درجه آلکالینیته ماگمای والد سنگ‌های آذرین دارد (Bas, 1962; Leterrier et al., 1982). بدین منظور، موقعیت پروکسن‌ها در نمودار $Ca+Na$ در برابر Ti (Leterrier et al., 1982) در شکل ۸-ب نشان داده شده است. در نمودار $Ca+Na$ در برابر Ti ، پروکسن‌های دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ گابرویی در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده غنی‌شدگی Ca در آنها می‌باشد. سایت هشت‌وجهی پروکسن اغلب توسط Si به طور کامل پر می‌شود. پروکسن‌ها مقادیر Al بیش از نیاز برای پر کردن سایت چهاروجهی از خود نشان می‌دهند. این موضوع به خاطر مقدار زیاد Si می‌باشد که سایت چهاروجهی یا تراهدر پروکسن‌ها را پر می‌کند و هیچ‌گونه نقص بلوری در سایت چهار وجهی پروکسن‌ها وجود ندارد. بنابراین ممکن است پروکسن‌ها از ماگمای آلکالن سرچشمه گرفته باشند، چرا که کمبود در سایت تراهدری از ویژگی‌های آشکار کلینوپروکسن‌های آلکالن می‌باشد

جانشینی با Mg شباهت دارد. مقادیر $Cr_2O_3(0.04-0.12)$ تغییر می‌کند که مقدار آن در بیگانه‌سنگ‌ها نسبت به سایر سنگ‌ها بیشتر می‌باشد. بالا بودن مقادیر Cr در بیگانه‌سنگ‌ها می‌تواند به علت وجود فازهای دیگری مثل کروم-اسپینل در ماگما باشد.

به ترکیب شیمیایی سنگ میزبان بستگی داشته و ارتباطی با جانشینی در اکسیدهای Fe-Ti ندارد. NiO نسبت به Mg# شیب مثبت قوی نشان می‌دهد. عنصر Ni در الیون‌هایی با ترکیب فورستريت یک عنصر بسیار سازگار تلقی می‌شود. رفتار آن مشابه Mn بستگی به ترکیب شیمیایی سنگ میزبان داشته و از نظر شعاع و شرایط

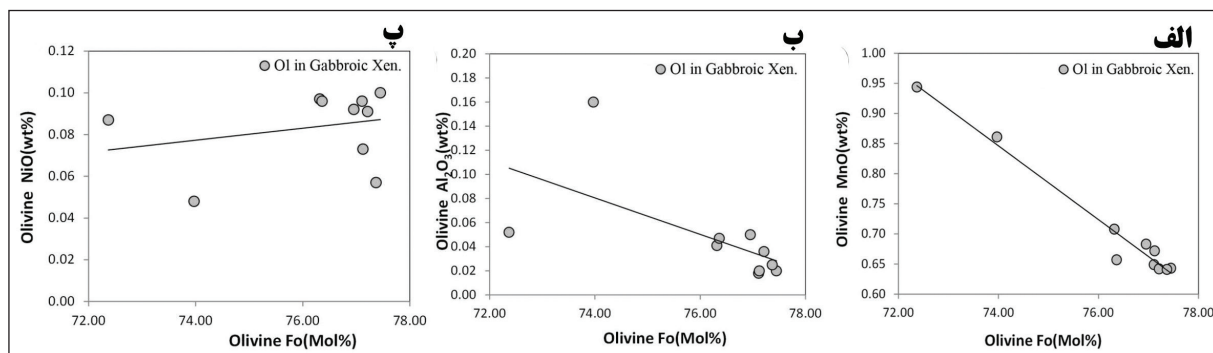
جدول ۵- ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری بلورهای الیون در بیگانه‌سنگ گابروی مورد مطالعه.

Rock Type	Gabbroic Xenolith									
Sample name	16	18	15	13	14	17	12	19	11	20
SiO ₂	38.63	38.62	38.34	38.53	38.19	38.01	38.16	37.60	37.76	37.58
TiO ₂	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.10
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.05	0.04	0.05	0.16	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.03	0.12	0.03	0.03	0.05	0.06	0.05
FeO	20.46	20.83	20.62	20.67	20.34	20.48	21.08	20.77	23.28	24.57
MnO	0.64	0.65	0.64	0.67	0.64	0.68	0.71	0.66	0.86	0.94
MgO	40.66	40.59	40.42	40.38	40.25	39.64	39.39	38.84	38.49	37.49
NiO	0.10	0.10	0.09	0.07	0.06	0.09	0.10	0.10	0.05	0.09
CaO	0.30	0.30	0.30	0.31	0.29	0.32	0.30	0.32	0.29	0.27
TOTAL	100.82	101.13	100.46	100.68	99.91	99.31	99.82	98.38	100.99	101.13
No (O)	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	0.9778	0.9774	0.9704	0.9752	0.9667	0.9622	0.9659	0.9517	0.9559	0.9511
Ti	0.0003	0.0006	0.0001	0.0000	0.0000	0.0002	0.0004	0.0000	0.0006	0.0018
Al	0.0006	0.0005	0.0011	0.0006	0.0007	0.0015	0.0012	0.0014	0.0048	0.0016
Cr	0.0000	0.0002	0.0000	0.0005	0.0023	0.0006	0.0006	0.0010	0.0012	0.0009
Fe(ii)	0.4330	0.4408	0.4365	0.4375	0.4305	0.4334	0.4461	0.4396	0.4927	0.5199
Mn	0.0138	0.0139	0.0138	0.0144	0.0137	0.0146	0.0152	0.0141	0.0185	0.0202
Mg	1.5343	1.5317	1.5253	1.5236	1.5187	1.4959	1.4864	1.4655	1.4525	1.4148
Ni	0.0020	0.0020	0.0019	0.0015	0.0012	0.0019	0.0020	0.0020	0.0010	0.0018
Ca	0.0080	0.0080	0.0081	0.0085	0.0079	0.0086	0.0081	0.0087	0.0079	0.0074
TOTAL	2.9698	2.9751	2.9571	2.9618	2.9417	2.9188	2.9258	2.8839	2.9350	2.9195
Fo	77.45	77.11	77.21	77.12	77.37	76.95	76.32	76.36	73.97	72.37
Fa	21.86	22.19	22.09	22.15	21.93	22.29	22.90	22.90	25.09	26.60
Tp	0.70	0.70	0.70	0.73	0.70	0.75	0.78	0.73	0.94	1.04
Mg/Fe ²⁺ +Mg	0.78	0.78	0.78	0.78	0.78	0.78	0.77	0.77	0.75	0.73



شکل ۹- نمودار تغییرات Fe# در برابر Mg# جهت تقسیم‌بندی انواع الیون‌های مورد مطالعه (Howie et al., 1992).

(Fo): forsterite (Fo100-90), chrysolite (Fo90-70), hyalosiderite (Fo70-50), hortnolite (Fo50-30), ferrohortonolite (Fo30-10), and fayalite (Fo10-0).



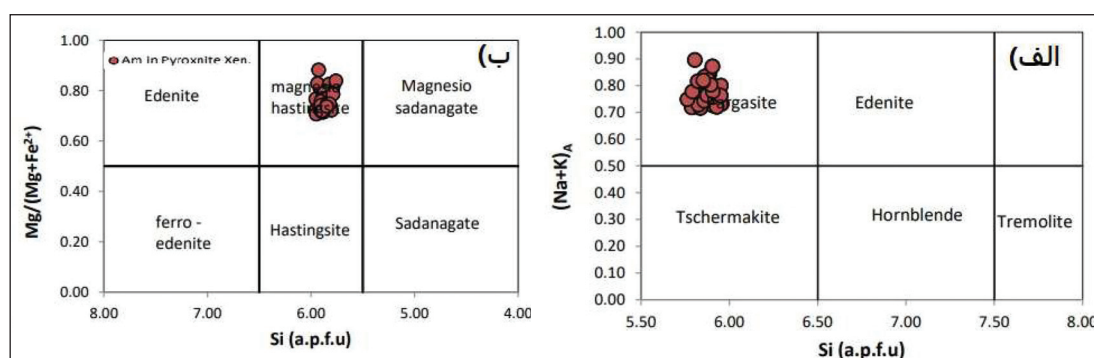
شکل ۱۰- تغییرات ترکیب شیمیایی الوین‌ها در نمودار Fo در برابر MnO , Al_2O_3 , NiO .

– **آمفیبول:** فرمول ساختمانی آمفیبول به ازای ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون به استثنای کاتیون‌های Na, Ca, K طبق توصیه انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی در سال ۲۰۱۲ (International Mineralogical Association: IMA) که توسط اوبرتی و همکاران (Oberti et al., 2012) ارائه شده، محاسبه شده است (جدول ۶). مقادیر اکسیدهای تشکیل دهنده آمفیبول‌ها متغیر می‌باشد به طوری که مقدار SiO_2 بین 38.03-41.19Wt%، مقدار TiO_2 بین 1.79-2.59Wt%، مقدار Al_2O_3 بین 13.86-15.35Wt%، مقدار $\text{FeO}^{(0)}$ بین 10.29-14.50Wt%، مقدار MgO بین 12.05-15.2Wt%، مقدار CaO بین 1.59-2.17Wt%، مقدار Na_2O بین 1.72-2.37Wt% و مقدار K_2O بین 1.59-2.17Wt% می‌باشد. مقادیر بالای CaO و MgO از ویژگی‌های مهم این آمفیبول‌ها است که سبب می‌شود جزو آمفیبول‌های کلسیم‌دار طبقه‌بندی شوند. مقدار عددی منیزیم ($\text{Mg}^\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) به عنوان یک شاخص مهم در بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها قابل استفاده می‌باشد. مقدار عدد منیزیم مربوط به بیگانه‌سنگ پیروکسیتی 0.70-0.88 می‌باشد. انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی پیشنهاد می‌کند که زیر مجموعه کاتیون‌ها ممکن است مناسب‌ترین راه را برای برآورد Fe^{2+} و Fe^{3+} بسته به نوع آمفیبول کلسیک، سدیک، منیزیک، فربیک و منگنزدار فراهم نماید. ارزش محاسبه میزان عناصر از طریق برآورد حداقل و حداکثر Fe^{3+} انجام می‌گیرد. از این رو، با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری و تعیین کلسیک بودن آمفیبول‌های مورد مطالعه، برای محاسبه فرمول آمفیبول‌ها از مجموع ۱۳ کاتیون و سپس مقادیر Fe^{3+} توسط روش ارائه شده توسط دروپ (Droop, 1987) استفاده شده است. با توجه به محاسبات انجام شده فرمول کاتیونی آمفیبول‌ها به صورت زیر می‌باشد:

$$(\text{Na}_{0.13-0.92} \text{Ca}_{0.00-1.43} \text{K}_{0.00-0.38})^A (\text{Na}_{0.00-0.27} \text{Ca}_{1.05-2.00} \text{Fe}^{2+}_{0.00-0.88} \text{Mn}^{2+}_{0.00-0.07})^B (\text{Mg}_{2.53-3.78} \text{Ti}_{0.07-0.23} \text{Ni}_{0.00-0.01} \text{Fe}^{2+}_{0.82-1.70} \text{Mn}_{0.00-0.05} \text{Cr}_{0.00-0.05})^C (\text{Si}_{5.50-7.28} \text{Al}_{0.72-2.50})^T \text{O}_{22}(\text{OH})^2$$

بر اساس طبقه‌بندی لیک و همکاران (Leake et al., 1997) ترکیب شیمیایی

آمفیبول‌های تجزیه شده با انواع آمفیبول‌های کلسیم‌دار مطابقت دارد (شکل ۱۱)، به طوری که آمفیبول‌های مربوط به بیگانه‌سنگ پیروکسیتی در محدوده مگنزیک هاستنگسیت و پارگازیت قرار می‌گیرند. هاستنگسیت در واقع نوعی هورنبلند سدیم‌دار می‌باشد که مقداری از آهن توسط منیزیم در آنها جانشین شده است. پارگازیت نیز جزو کانی‌های مشابه هورنبلند بوده و در مقاطع نازک از هورنبلند قابل تفکیک نیستند. در شکل ۱۲ نمودارهای مقایسه بین آمفیبول‌های مورد مطالعه با اعضای انتهایی آمفیبول‌ها که موقعیت هر کدام در نمودارها جهت مقایسه آورده شده، نشان داده شده‌اند (موقعیت آمفیبول‌ها و روندهای رسم شده در نمودار الف و ب) از هم‌استروم و زن (Hammarstrom and Zen, 1986)، (پ) از فلیت و همکاران (Fleet et al., 1978)، (ت) از لیوگر و جنکینز (Liogys and Jenkins, 2000)، (ث) از بلاندی و هالند (Blundy and Holland, 1990)، اقتباس شده است. جانشینی K, Na در سایت A و جانشینی Fe^{3+} , $\text{Al}^{(C)}$, Ti در سایت‌های اکتاهدری توسط مکانیسم و رابطه $\text{Al}^{(T)} \leftrightarrow (\text{Na} + \text{K})^{(A)} + (\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})^{(C)}$ کنترل می‌شود که توسط رایبسون و همکاران (Robinson et al., 1971) ارائه شده است (شکل ۱۲-الف). نتایج ارتباط ۱:۱ خوبی را نشان می‌دهد و آمفیبول‌های مورد مطالعه جانشینی را در بین سری‌های انتهایی hb, parg, ed از خود نشان می‌دهند، افزون بر این، این همبستگی قوی جانشینی Fe^{3+} , $\text{Al}^{(C)}$ را با $\text{Na}^{(B)}$ را تأیید می‌کند (Blundy and Holland, 1990) (شکل ۱۲-الف و ث). ترسیم موقعیت آمفیبول‌های مورد مطالعه در نمودار $\text{Al}^{(T)}$ در برابر $\text{Al}^{(C)}$ محدوده جانشینی و تغییرات ترکیب آمفیبول‌ها را در محدوده parg, Hs نشان می‌دهد (شکل ۱۲-ب). در نمودار $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})^{(C)}$ در برابر $\text{Al}^{(T)}$ محدوده آمفیبول‌ها را در ناحیه parg (پارگازیت) و چرمایت نشان می‌دهد (شکل ۱۲-پ). ارتباط بین جانشینی Fe^{2+} در سایت اکتاهدری با $\text{Al}^{(C)}$ در سایت تتراهدری نسبت به ترکیب آمفیبول‌های parg, hs, ed در شکل ۱۲-ت نشان داده شده است. نمودار $\text{Al}^{(T)}$ vs $(\text{Na} + \text{K})^{(A)}$ تغییرات ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها را در ناحیه مثلثی parg, Al, Ts نشان می‌دهد (شکل ۱۲-ث).

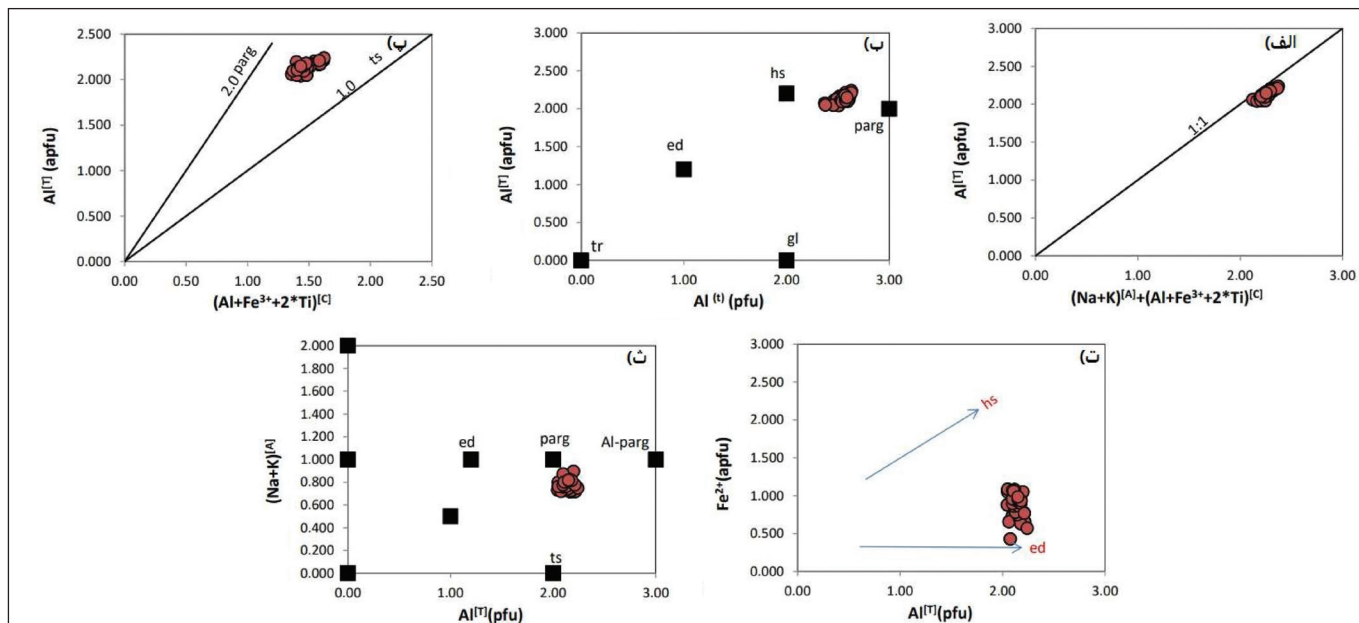


شکل ۱۱- طبقه‌بندی آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه (Yavuz, 2013). الف) نمودار طبقه‌بندی Si در برابر (Na+K)، ب) نمودار طبقه‌بندی Si در برابر Mg#.

جدول ۶- داده‌های تجزیه میکروپروب کانی آمفیبول در بیگانه‌سنگ‌های پیروکسینیتی مورد مطالعه.

Rock type	Am in Pyroxenite Xen																				
Point	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	40.41	40.41	39.67	40.07	39.96	40.43	40.35	40.20	40.08	40.12	40.98	40.13	40.98	40.14	40.68	40.34	40.41	39.75	41.19	40.59	40.28
TiO ₂	2.01	1.79	2.03	2.20	2.33	2.27	2.56	2.51	2.56	2.53	2.58	2.59	2.47	2.28	2.15	2.32	2.20	1.91	1.69	1.91	1.85
Al ₂ O ₃	14.49	13.86	14.95	15.08	15.34	14.87	15.23	15.36	14.91	14.76	15.35	14.68	15.22	14.63	14.53	14.33	14.51	15.40	13.99	14.98	14.89
FeO	11.20	10.40	11.55	11.51	11.54	11.24	11.39	11.30	11.22	11.13	11.00	11.16	11.12	11.35	11.22	11.44	11.51	11.43	10.29	12.01	11.77
MnO	0.12	0.10	0.13	0.12	0.10	0.12	0.12	0.11	0.15	0.12	0.12	0.12	0.14	0.14	0.12	0.15	0.12	0.13	0.11	0.15	0.18
MgO	13.74	14.46	13.20	13.51	13.49	13.56	13.95	13.49	13.62	13.59	14.05	13.81	14.27	13.68	13.33	13.70	13.75	13.86	15.20	13.22	13.14
CaO	12.08	12.29	12.12	11.96	12.29	12.27	12.21	12.08	12.22	12.20	12.20	12.11	12.19	12.11	11.99	12.15	12.17	12.01	12.16	12.07	12.06
Na ₂ O	1.88	1.72	1.78	1.80	1.92	1.87	1.98	2.10	1.95	1.90	1.96	2.03	2.01	1.77	1.78	1.86	1.85	1.92	1.81	1.89	1.95
K ₂ O	1.62	1.81	1.90	1.87	1.63	1.65	1.60	1.60	1.59	1.69	1.73	1.65	1.76	1.88	1.85	1.82	1.88	1.86	1.86	1.93	1.93
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.05	0.05	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	0.05	0.04	0.00
Sum	98.56	98.88	98.35	98.12	98.60	98.27	99.43	98.74	98.34	98.07	100.02	98.30	100.15	98.98	99.65	98.13	98.43	98.29	98.35	۹۸,۸۱	۹۸,۰۸
Si	5.91	5.94	5.84	5.83	5.80	5.88	5.79	5.82	5.83	5.85	5.84	5.83	5.82	5.86	5.96	5.89	5.88	5.76	5.93	5.89	5.90
Ti	0.22	0.20	0.23	0.24	0.25	0.25	0.28	0.27	0.28	0.28	0.28	0.28	0.26	0.25	0.24	0.26	0.24	0.21	0.18	0.21	0.20
Al	2.50	2.40	2.59	2.59	2.62	2.55	2.57	2.62	2.56	2.54	2.58	2.52	2.55	2.52	2.51	2.46	2.49	2.63	2.37	2.56	2.57
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Fe ³⁺	0.63	0.62	0.58	0.69	0.62	0.54	0.71	0.57	0.58	0.53	0.62	0.60	0.69	0.64	0.49	0.59	0.62	0.81	0.81	0.60	0.53
Fe ²⁺	0.74	0.66	0.84	0.71	0.78	0.83	0.66	0.80	0.79	0.82	0.69	0.76	0.63	0.75	0.88	0.81	0.78	0.57	0.43	0.86	0.91
Mn ²⁺	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Mg	2.99	3.17	2.90	2.93	2.92	2.94	2.98	2.91	2.95	2.96	2.98	2.99	3.02	2.98	2.91	2.98	2.98	3.00	3.26	2.86	2.87
Ca	1.89	1.94	1.91	1.86	1.91	1.91	1.88	1.87	1.90	1.91	1.86	1.89	1.86	1.89	1.88	1.90	1.90	1.87	1.88	1.88	1.89
Na	0.53	0.49	0.51	0.51	0.54	0.53	0.55	0.59	0.55	0.54	0.54	0.57	0.55	0.50	0.51	0.53	0.52	0.54	0.51	0.53	0.55
K	0.30	0.34	0.36	0.35	0.30	0.31	0.29	0.30	0.30	0.31	0.31	0.31	0.32	0.35	0.35	0.34	0.35	0.34	0.34	0.36	0.36
Tot. Cat.	15.73	15.76	15.78	15.72	15.75	15.75	15.72	15.76	15.75	15.76	15.72	15.76	15.73	15.74	15.73	15.76	15.77	15.75	15.72	15.77	15.81

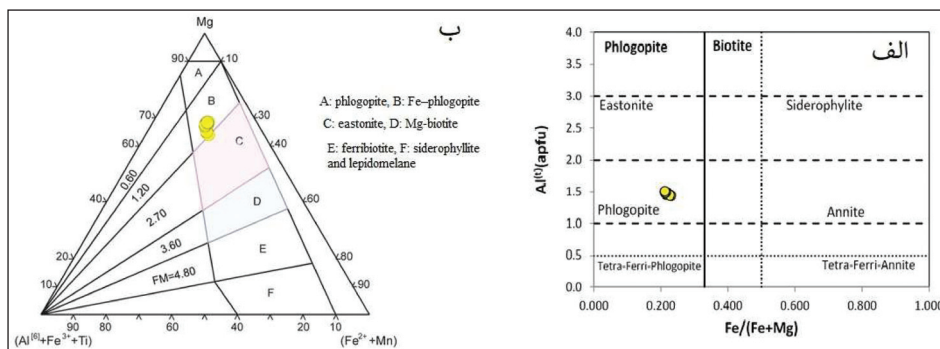
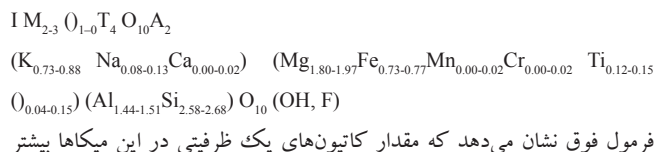
Rock type	Am in Pyroxenite Xen																				
Point	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO ₂	40.01	40.61	38.03	39.88	40.81	40.01	39.10	39.61	39.96	39.87	40.18	40.12	40.57	40.22	40.26	40.19	40.61	39.91	39.74	39.32	39.74
TiO ₂	1.92	2.01	1.90	1.99	2.15	2.05	1.91	1.88	1.83	1.89	1.90	1.99	2.00	1.93	1.97	2.01	1.95	1.89	1.96	1.97	1.98
Al ₂ O ₃	14.81	14.80	14.45	13.95	13.84	14.57	14.56	14.92	15.02	14.77	15.03	14.75	15.17	14.71	14.70	15.49	15.13	14.80	14.84	14.73	14.91
FeO	12.13	12.22	12.61	12.80	14.50	13.46	12.46	12.71	12.57	12.50	12.74	12.45	12.64	12.74	12.52	12.44	12.51	12.74	12.58	12.79	12.52
MnO	0.15	0.15	0.20	0.19	0.25	0.22	0.18	0.16	0.17	0.15	0.16	0.20	0.16	0.19	0.17	0.17	0.18	0.15	0.16	0.17	0.16
MgO	13.22	13.05	12.05	12.36	12.09	12.22	12.11	12.71	12.50	12.70	12.77	12.77	12.83	12.82	12.71	13.23	12.69	12.39	12.71	12.63	12.67
CaO	12.09	11.96	11.62	11.55	11.50	11.68	11.63	11.86	11.85	11.98	12.06	12.05	12.08	12.11	11.83	11.96	11.91	12.00	11.91	11.89	12.02
Na ₂ O	2.08	2.08	2.14	2.18	2.37	2.21	2.01	1.90	1.97	1.85	1.98	1.83	1.81	1.89	1.92	2.01	2.20	1.85	1.94	1.89	1.89
K ₂ O	1.75	1.66	1.87	1.70	1.60	1.83	1.99	2.09	2.17	2.08	2.10	2.13	2.08	2.09	1.99	2.02	2.15	1.99	2.04	2.06	2.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.07	0.02	0.01	0.09	0.01	0.06	0.10	0.01	0.02	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Sum	98.17	98.63	94.89	96.61	99.2	98.28	96.01	97.94	98.08	97.81	98.96	98.29	99.42	98.71	98.07	99.58	99.33	97.72	97.9	97.45	97.95
Si	5.85	5.90	5.80	5.95	5.95	5.88	5.89	5.83	5.88	5.88	5.86	5.89	5.87	5.88	5.91	5.79	5.90	5.89	5.85	5.82	5.85
Ti	0.21	0.22	0.22	0.22	0.24	0.23	0.22	0.21	0.20	0.21	0.21	0.22	0.22	0.21	0.22	0.22	0.21	0.21	0.22	0.22	0.22
Al	2.55	2.54	2.60	2.45	2.38	2.53	2.58	2.59	2.61	2.57	2.58	2.55	2.59	2.53	2.54	2.63	2.59	2.58	2.57	2.57	2.59
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.62	0.59	0.56	0.55	0.68	0.60	0.49	0.67	0.52	0.56	0.57	0.53	0.59	0.57	0.58	0.73	0.45	0.51	0.60	0.65	0.56
Fe ²⁺	0.87	0.90	1.05	1.05	1.09	1.06	1.08	0.90	1.03	0.98	0.99	0.99	0.94	0.99	0.96	0.77	1.07	1.06	0.95	0.93	0.99
Mn ²⁺	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	2.88	2.83	2.74	2.75	2.63	2.68	2.72	2.79	2.74	2.79	2.78	2.79	2.77	2.79	2.78	2.84	2.75	2.73	2.79	2.79	2.78
Ca	1.89	1.86	1.90	1.85	1.80	1.84	1.88	1.87	1.87	1.89	1.88	1.89	1.87	1.90	1.86	1.85	1.86	1.90	1.88	1.89	1.90
Na	0.59	0.59	0.63	0.63	0.67	0.63	0.59	0.54	0.56	0.53	0.56	0.52	0.51	0.54	0.55	0.56	0.62	0.53	0.55	0.54	0.54
K	0.33	0.31	0.36	0.32	0.30	0.34	0.38	0.39	0.41	0.39	0.39	0.40	0.38	0.39	0.37	0.37	0.40	0.38	0.38	0.39	0.39
Tot. Cat.	15.81	15.76	15.90	15.80	15.76	15.81	15.84	15.80	15.84	15.81	15.83	15.81	15.77	15.82	15.78	15.78	15.87	15.80	15.82	15.82	15.82



شکل ۱۲- نمودارهای ارتباط و مقایسه بین آمفیبول‌های مورد مطالعه با اعضای انتهایی آمفیبول‌ها. (موقعیت آمفیبول‌ها و روندهای رسم شده در نمودار الف و ب از همارستروم و زین (Hammarstrom and Zen, 1986)، (پ) از فلیت و همکاران (Fleet et al., 1978)، (ت) از لیوگیز و جنکینز (Liogys and Jenkins, 2000)، (ث) از بلاندی و هالند (Blundy and Holland, 1990)، اقتباس شده‌اند).

از ۸۰٪ سایر کاتیون‌ها است که با تعریف IMA که توسط رایدر و همکاران (Rieder et al., 1998) ارائه شده همخوانی دارد. در این فرمول، بیش از ۵۰٪ کاتیون‌های بین‌لایه‌ای یک ظرفیتی هستند مقادیر بالاتر از ۰.۸۵ کاتیون‌های بین‌لایه‌ای در میکاها باعث می‌شود که دچار کمبود کاتیون‌های بین‌لایه‌ای نباشند و آنها را پر کنند. فرمول یاد شده نشان می‌دهد که بیشتر کاتیون‌های سه ظرفیتی (Fe^{3+} , Al, Ti) به‌عنوان کاتیون‌های دو ظرفیتی (Mg , Fe^{2+}) در سایت اکتاهدرال حضور دارند. فضای خالی محاسبه شده برای میکاها بین ۰.۰۴-۰.۱۵ تغییر می‌کند. ترکیب شیمیایی میکاها موجود در بیگانه‌سنگ‌های دایک‌های منطقه در نمودار دیبر و همکاران (Deer et al., 1992) در محدوده فلوگوپیت قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-الف). همچنین در نمودار مثلثی $(Fe^{2+}+Mn)-(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)-Mg$ ارائه شده توسط جیانگ و همکاران (Jiang et al., 2002) در محدوده فلوگوپیت‌های آهن‌دار قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-ب). برای محاسبه فوگاسیته اکسیژن از نمودار سیستم سه‌تایی $Ni-NiO(NNO)-Fe_2SiO_4-SiO_2-Fe_3O_4$ (فابالیت-کوارتز-مگنتیت (QFM)، نمودار (Eugster and Wones, 1962) استفاده شده است.

میکاها: فرمول ساختاری میکا با در نظر گرفتن ۱۱ اتم اکسیژن، و تعداد ۱۵ نقطه از این کانی در بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی مورد آنالیز در جدول ۷ آورده شده است. ترکیب شیمیایی کانی‌های ورقه‌ای در بیگانه‌سنگ‌های مورد مطالعه $SiO_2(35.67-37.20wt\%)$, $Al_2O_3(16.35-17.90wt\%)$, $FeO^{II}(11.91-12.61wt\%)$, $MgO(16.26-18.35wt\%)$, $K_2O(7.82-9.23wt\%)$, $TiO_2(2.10-2.80wt\%)$, $Cr_2O_3(0.00-0.37wt\%)$, $MnO(0.08-0.33 wt\%)$, $CaO(0.02-0.33wt\%)$, $Na_2O(0.28-0.95 wt\%)$ و مقادیر بالای پتاسیم و منیزیم گویای ماهیت فلوگوپیتی میکاها را نشان می‌دهد. فرمول عمومی میکاها طبق IMA (International Mineral Association) توسط رایدر و همکاران (Rieder et al., 1998) ارائه شده است. فرمول عمومی میکاها مورد مطالعه به صورت زیر می‌باشد:



شکل ۱۳- نمایش ترکیب شیمیایی میکاها در بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی، الف) نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ برابر $Al_{(IV)}$ براساس دیبر و همکاران (Deer et al., 1992) و رایدر و همکاران (Rieder et al., 1998)، ب) نمودار مثلثی طبقه‌بندی $(Fe^{2+}+Mn)-(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)-Mg$ (Jiang et al., 2002).

جدول ۷- ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری محاسبه شده بلور های میکا، مربوط به بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی مورد مطالعه.

Rock type	Pyroxenite Xenolith														
Sample No.	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	37.00	35.82	36.67	36.54	35.98	37.20	36.02	36.87	36.74	36.18	36.85	35.67	36.52	36.39	37.83
TiO ₂	2.60	2.54	2.53	2.43	2.40	2.80	2.74	2.73	2.63	2.60	2.45	2.39	2.38	2.28	2.25
Al ₂ O ₃	17.26	16.50	17.54	17.38	17.70	17.46	16.70	17.74	17.58	17.90	17.11	17.35	17.39	17.23	17.55
Cr ₂ O ₃	0.03	0.17	0.00	0.02	0.02	0.23	0.37	0.20	0.22	0.03	0.02	0.02	0.05	0.00	0.03
FeO	12.25	12.34	12.24	12.06	12.41	12.45	12.54	12.44	12.26	12.61	12.10	12.19	12.09	12.91	12.26
MnO	0.11	0.12	0.11	0.13	0.13	0.31	0.32	0.31	0.33	0.33	0.12	0.09	0.08	0.13	0.22
MgO	17.54	16.41	17.55	17.65	18.15	17.33	16.45	17.43	17.68	18.56	17.28	16.29	17.25	17.29	17.89
CaO	0.13	0.08	0.05	0.02	0.08	0.33	0.28	0.25	0.22	0.28	0.02	0.07	0.21	0.11	0.03
Na ₂ O	0.62	0.67	0.68	0.75	0.76	0.82	0.87	0.88	0.95	0.78	0.86	0.75	0.68	0.60	0.89
K ₂ O	8.92	8.98	9.03	8.92	8.12	9.12	9.18	9.23	9.12	8.32	8.77	8.83	8.88	8.77	8.97
Total	96.46	93.63	96.40	95.91	95.73	98.05	95.47	98.08	97.74	97.58	95.57	92.65	98.54	97.71	98.90
Formula	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)
Si	2.66	2.67	2.64	2.65	2.60	2.64	2.64	2.62	2.62	2.58	2.67	2.68	2.65	2.66	2.62
Ti	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.13	0.14	0.13	0.13	0.12
Al	1.46	1.45	1.49	1.48	1.51	1.46	1.44	1.49	1.48	1.50	1.46	1.45	1.49	1.49	1.51
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.22	0.23	0.22	0.22	0.23	0.22	0.23	0.22	0.22	0.23	0.22	0.23	0.22	0.22	0.22
Fe ²⁺	0.52	0.54	0.52	0.51	0.53	0.52	0.54	0.52	0.51	0.53	0.51	0.54	0.51	0.51	0.52
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Mg	1.88	1.82	1.89	1.90	1.96	1.84	1.80	1.85	1.88	1.97	1.87	1.82	1.87	1.89	1.95
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
Na	0.09	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.11	0.12	0.11	0.10	0.08	0.13
K	0.82	0.85	0.83	0.82	0.75	0.83	0.86	0.84	0.83	0.76	0.81	0.85	0.82	0.82	0.74
Total	7.81	7.82	7.83	7.84	7.82	7.83	7.85	7.85	7.86	7.85	7.82	7.82	7.82	7.81	7.83
Mole fractions															
X _{Si} (T2)	0.33	0.33	0.32	0.32	0.30	0.32	0.32	0.31	0.31	0.29	0.34	0.34	0.33	0.33	0.31
X _{Al} (T2)	0.67	0.67	0.68	0.68	0.70	0.68	0.68	0.69	0.69	0.71	0.66	0.66	0.67	0.67	0.69
X _{Al} (M2)	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06
X _{Fe2} (M2)	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16
X _{Mg} (M2)	0.59	0.58	0.59	0.60	0.60	0.58	0.58	0.59	0.60	0.61	0.59	0.58	0.59	0.59	0.60
X _{Fe2} (M1)	0.19	0.20	0.19	0.19	0.20	0.19	0.19	0.19	0.19	0.20	0.19	0.20	0.19	0.19	0.20
X _{Mg} (M1)	0.70	0.67	0.70	0.71	0.76	0.67	0.65	0.68	0.69	0.76	0.69	0.66	0.69	0.70	0.75
X _{vac} (M1)	0.11	0.13	0.10	0.10	0.04	0.14	0.15	0.13	0.11	0.04	0.12	0.14	0.12	0.10	0.04
X _{Ca} (A)	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
X _{Na} (A)	0.09	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.11	0.12	0.11	0.10	0.08	0.13
X _K (A)	0.82	0.85	0.83	0.82	0.75	0.83	0.86	0.84	0.83	0.76	0.81	0.85	0.82	0.82	0.74
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.78	0.77	0.78	0.79	0.79	0.78	0.77	0.78	0.79	0.79	0.78	0.77	0.78	0.79	0.79
Fe ₂ /(Fe ₂ +Fe ₃)	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70
Al/(Al+Fe ₃ +Cr)	0.87	0.86	0.87	0.87	0.87	0.86	0.85	0.86	0.86	0.87	0.87	0.86	0.87	0.87	0.87
Na/(Na+K)	0.10	0.10	0.10	0.11	0.12	0.12	0.13	0.13	0.14	0.12	0.13	0.11	0.10	0.09	0.15
Fe/(Fe+Mg)	0.28	0.30	0.28	0.28	0.28	0.29	0.30	0.29	0.28	0.28	0.28	0.30	0.28	0.28	0.28
K _D (Amph-Mica)	0.54	0.59	0.53	0.51	0.46	0.49	0.45	0.45	0.47	0.48	0.49	0.56	0.50	0.48	0.49
K _D (cp-Mica)	0.60	0.73	0.56	0.56	0.56	0.61	0.65	0.60	0.59	0.58	0.63	0.65	0.63	0.58	0.57

در آمفیبول‌های گوشته زمین، بیشتر از ۱۰ درصد وزنی است، در حالی که مقدار این اکسید در آمفیبول‌های پوسته زمین غالباً کمتر از ۱۰ درصد وزنی می‌باشد. با افزایش دما و فشار ماگما، میزان Si آمفیبول کاهش یافته در حالی که میزان Na+K و TiAl افزایش می‌یابد (Changyi and Sanyuan, 1984). به طور کلی، بر اساس نمودار TiO₂ در برابر Al₂O₃ می‌توان پیشنهاد نمود که آمفیبول‌های بیگانه‌سنگ پیروکسنیتی منشأ گوشته‌ای دارند (شکل ۱۵- الف). آمفیبول در شرایط ماگمایی و یا دگرگونی‌های مرتبط با توده‌های آذرین، حاوی Si و Al^{VI} کمتری هستند (Leake et al., 1997). با افزایش دمای محیط، میزان Ti موجود در آمفیبول نیز افزایش می‌یابد (Raase, 1974). در نمودار دماسنجی آمفیبول‌ها که بر اساس تغییرات Ti در برابر Al^{IV} ترسیم شده (Ernst, 1998)، آمفیبول‌های موجود در بیگانه‌سنگ پیروکسنیتی در دمای ۹۵۰-۹۰۰

همان‌طور که در شکل ۱۴ نشان داده شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بافرهای بین NNO و HM قرار می‌گیرند. کارمایکل (Carmichael, 1991) نشان داد که فوگاسیته اکسیژن در مذاب حاصل از جبهه بالایی می‌تواند به‌عنوان محدوده HM تلقی شود. تفریق ماگمایی سبب افزایش Fe³⁺ در میکاها می‌شود. ولی کاهش Fe³⁺ می‌تواند ناشی از وجود فازهای دیگر در سیستم مانند افزایش فوگاسیته اکسیژن در محیط باشد (Bachinski and Simpson, 1984; Guidotti, 1984).

۴-۲- حرارت سنجی و فشار سنجی

– آمفیبول: به باور برخی از پژوهشگران (Changyi and Sanyuan, 1984) با استفاده از شیمی کانی آمفیبول، می‌توان ماهیت محل منشأ سنگ را حدس زد. میزان Al₂O₃

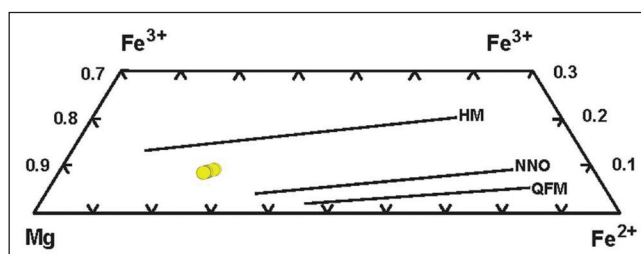
نتایج فشارسنجی (بارومتري) به روش اشمیت (Schmidt, 1992) استفاده شده است. نتایج حاصل از این محاسبه نیز به همراه حداقل، حداکثر و متوسط در جدول ۸ آورده شده است. مقایسه دمای محاسبه شده برای سنگ‌های مورد مطالعه به روش هامفریز و همکاران (Humphreys et al., 2009) دمای بالاتری را نشان می‌دهد. مقدار بلورشدگی ماگمای سنگ‌های مورد مطالعه در زمان تبلور آمفیبول‌ها، بر اساس معادله پیشنهادی بلاندی و کاشمن (Blundy and Cashman, 2008) به‌عنوان تابعی از دما و فشار در ماگمای با ترکیب حد واسطه برآورد شده است:

$$\text{Crystal Fraction} = (325 - P) / 1000 + (900 - T) / 300$$

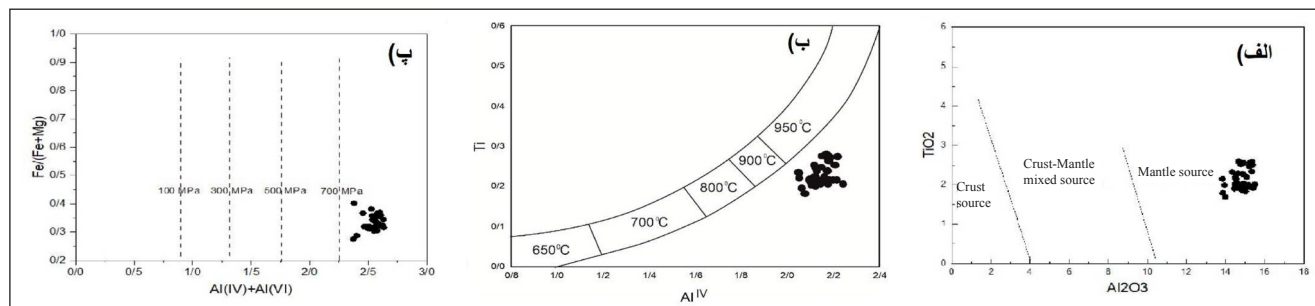
نتایج حاصل از این محاسبات نیز در جدول ۸ آمده است. مقدار Crystal Fraction در بیگانه‌سنگ پیروکسینی ۷.۷۲٪ به‌دست آمده است. تغییرات فشار - دمای ثبت شده مطابق با افزایش درصد بلورشدگی احتمالاً نشانگر ثبت شرایط آغازین تبلور آمفیبول در مسیر صعود ماگما و ادامه آن طی توقف ماگما در اتاقک اصلی می‌باشد.

شکل گرفته‌اند (شکل ۱۵-ب). رفتار ژئوشیمیایی عنصر Al در آمفیبول‌های کلسیک به‌گونه‌ای است که با افزایش دما، جانشین Si (جایگاه تتراندرو) و با افزایش فشار، جانشین Mg+Fe (جایگاه اکتاهدرو) می‌شود. در نتیجه، مقدار Al_2O_3 با افزایش دما و فشار افزایش می‌یابد. محتوای منیزیم آمفیبول‌ها با افزایش دما و فشار ماگما افزایش می‌یابد، در حالی که مقدار آهن آمفیبول روند کاهشی نشان می‌دهد (Changyi and Sanyuan, 1984). میزان کل Al آمفیبول‌های ماگمایی می‌تواند به‌عنوان یک شاخص تعیین‌کننده برای ژرفای توده نفوذی و فشار حاکم بر تبلور آن در دامنه ۲ تا ۱۳ کیلوپا باشد. بر این اساس، نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در برابر $\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Al}^{\text{VI}}$ (Schmidt, 1992)، می‌تواند در تعیین فشار تبلور آمفیبول‌ها مفید واقع گردد (شکل ۱۵-پ). آمفیبول‌های بیگانه‌سنگ پیروکسینی در فشار ۷۰۰ تا ۹۰۰ مگاپاسکال (معادل ۷ تا ۹ کیلوپا) تبلور یافته‌اند.

برای محاسبه دمای سنگ‌های مورد مطالعه به علت خطای کمتر محاسبات از



شکل ۱۴- برآورد شرایط اکسیداسیون احیا بلورهای میکا در نمودار Fe^{3+} -Mg- Fe^{2+} که در آن محدوده QFM: شامل سیستم فایالت - کوارتز - مگنتیت و NNO: اکسید نیکل و نیکل، HM: هماتیت- مگنتیت است. که به‌صورت تجربی توسط یوگستر و وونز (Eugster and Wones, 1962) برای محدوده فوگاسیته اکسیژن به‌دست آمده است.



شکل ۱۵- دما-فشارسنجی (ترموبارومتري) آمفیبول برای بیگانه‌سنگ‌های پیروکسینی مورد مطالعه. الف) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (Changyi and Sanyuan, 1984)، ب) نمودار Ti در برابر Al^{IV} (Schmidt, 1992)، برای تعیین دمای تبلور آمفیبول‌ها و پ) نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در برابر $\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Al}^{\text{VI}}$ ، برای تعیین فشار تبلور آمفیبول‌ها (Ernst, 1998).

جدول ۸- نتایج محاسبات دماسنجی به روش هامفریز و همکاران (Humphreys et al., 2009) و همچنین به روش محاسبه دماسنجی واینال (Vyhna et al., 1991)، درصد بلورشدگی در زمان تبلور آمفیبول‌ها طبق روش بلاندی و کاشمن (Blundy and Cashman, 2008) و فوگاسیته اکسیژن در ماگمای متبلور کننده آمفیبول بر اساس معادله وانز (Wones, 1989).

Rock Type	Sample No.	T ^o C(Humphreys et al., 2009)	T ^o C(Vyhna et al., 1991)	Crystal Fraction %	Log fO2
	Min.	987.50	855.34	-26.50	-8.58
	Max.	1073.10	886.50	2.14	-6.99
	Average	1017.94	876.50	-7.37	-7.97

۳-۴- فوگاسیته اکسیژن ماگما

فوگاسیته اکسیژن اولیه یک ماگما به ماهیت مواد منشأ آن بستگی دارد که خود تابعی از جایگاه زمین‌ساختی آن می‌باشد (Helmy et al., 2004). ماگماهای با درجه اکسیدان بالاتر معمولاً با مرزهای صفحات همگرا همراه هستند (Ewart, 1979). آمفیبول‌ها کانی‌های مهمی برای شناسایی شرایط فوگاسیته اکسیژن در ماگما هستند (Scaillet and Evans, 1999). وانز (Wones, 1989) معادله کمی‌زی را برای محاسبه فوگاسیته اکسیژن پیشنهاد نمود:

$$\text{Log } f_{\text{O}_2} = -30930/T + 14.98 + 0.142 * 9P - 1/T$$

T= Temperature (Kelvin); P= pressure (Bar)

محاسبات مربوط به فوگاسیته اکسیژن در جدول ۸ آورده شده است. مقادیر فوگاسیته اکسیژن در بیگانه‌سنگ پیروکسنیتی (8.57- to 6.99) و به طور متوسط 7.97- می‌باشد.

۴-۴- کلینوپیروکسن‌ها

برای بررسی‌های دما - فشارسنجی نمونه‌های مورد مطالعه از روش‌های ارائه‌شده بر مبنای تعادل بین کلینوپیروکسن - مذاب و یا ترکیب تک بلور کلینوپیروکسن

استفاده شده است. در این روش‌ها، ترکیبات مذاب بر مبنای کسر کاتیونی ترکیبات بدون آب بوده و کاتیون‌های تشکیل‌دهنده کلینوپیروکسن نیز بر مبنای ۶ اتم اکسیژن محاسبه می‌شود. با توجه به طولانی بودن فرمول‌های محاسبه دما و فشار، تنها به روش‌های موجود اشاره می‌شود (جدول‌های ۹ و ۱۰). دما - فشارسنجی به روش پاتریکا و همکاران (Putirka et al., 2003) براساس تبلور کانی ژادئیت و تعادل در سیستم Jd-Di+Hd (Normative) و روش پاتریکا (Putirka, 2008) بر میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن‌ها (Nimis and Taylor, 2000) و نیز توزیع Al بین کلینوپیروکسن - مذاب استوار هستند که در این روش دمای کلینوپیروکسن بدون تأثیر ترکیب فاز مذاب محاسبه می‌گردد. مطالعات جدید نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در شرایط دما و فشار مختلف، دچار تغییر می‌شود، بنابراین شرایط P-T ماگما نقش مهمی در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها دارد (Aydin et al., 2009; Bindu et al., 1999). کلینوپیروکسن‌های موجود در ماگماهای بازیک، به علت شرایط پایداری در فشارهای مختلف مناسب هستند. مدل‌سازی ساختار بلوری، روش مهمی برای برآورد تغییرات ساختمانی در کلینوپیروکسن‌ها است. نگرو و همکاران (Negro et al., 1985) نشان دادند که فاکتورهای ساختاری پیروکسن‌ها می‌توانند در مشخص کردن شرایط پتروژنتیکی آنها استفاده شوند.

جدول ۹- نتایج محاسبه فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه به روش‌های مختلف.

Rock type	Sample No.	(Nimis, 1995)	(Nimis & Ulmer, 1998) Anhydrous	(Nimis & Ulmer, 1998) Hydrous	(Nimis, 1999) (Th)	(Nimis, 1999) (MA)	(Nimis & Taylor, 2000)	(Putirka, 2008)
Error	Kbar	± 1.75	± 1.70	± 1.70	± 1.00	± 1.00	± 2.30	± 2.80
Tephrite	Te	1.55	1.21	6.90	5.63	6.09		9.01
	Te	2.30	2.03	11.04	8.61	9.92		10.21
	Te	1.56	1.22	12.45	9.27	11.00		9.26
	Te	0.98	0.65	12.66	9.23	11.27		8.51
	Te	0.37	0.03	12.24	8.85	11.05		7.38
	Te	2.04	1.74	13.44	9.69	11.94		9.39
	Te			10.73	7.49	9.50	8.97	
	Te			9.74	6.81	8.46	25.46	
	Te			9.80	7.07	8.74	23.81	0.05
	Te	3.84	3.63	13.77	10.04	11.83		11.41
	Te	6.18	6.10	17.72	12.72	14.73		12.47
	Te	1.45	1.16	15.61	10.68	12.58	12.13	6.09
	Te	10.85	11.04	22.64	15.86	17.75		18.15
	Te	2.36	2.15	18.79	12.88	15.50		9.79
	Te	0.83	0.72	16.02	11.42	14.91		9.22
	Te	2.24	2.00	15.49	10.88	13.81		9.16
	Te	0.49	0.16	13.80	9.57	12.13		6.92
	Te	1.84	1.56	14.06	9.95	12.51		9.57
	Te	1.10	0.84	13.60	9.73	12.39		8.90
	Te			12.13	8.90	11.88		8.68
	Te	0.62	0.26	12.22	8.81	11.32		8.12
	Te	0.63	0.33	12.30	8.95	11.48		8.56
	Te	2.09	1.78	13.54	9.73	12.03		9.44
	Te	0.73	0.40	13.02	9.29	11.60		8.23
	Te	2.08	1.79	13.85	9.89	12.17		9.31
	Te	0.92	0.59	13.33	9.40	11.59		7.78
	Te	2.32	2.06	14.27	10.04	12.11		9.87
	Te	0.72	0.39	13.35	9.37	11.55		8.14
	Te	3.60	3.39	15.32	10.82	12.94		10.79
Minimum		0.37	0.03	6.90	5.63	6.09	8.97	0.05
Maximum		10.85	11.04	22.64	15.86	17.75	25.46	18.15
Average		2.15	1.89	13.58	9.71	11.89	17.59	9.05

ادامه جدول ۹

Rock type	Sample No.	(Nimis, 1995)	(Nimis & Ulmer, 1998) Anhydrous	(Nimis & Ulmer, 1998) Hydrous	(Nimis, 1999) (Th)	(Nimis, 1999) (MA)	(Nimis & Taylor, 2000)	(Putirka, 2008)
Error	Kbar	± 1.75	± 1.70	± 1.70	± 1.00	± 1.00	± 2.30	± 2.80
Gabbro	Gb	4.04	3.92	16.34	11.72	14.13	2.88	11.27
	Gb	3.15	3.01	16.45	11.65	14.15	8.48	9.65
	Gb	4.11	4	17.31	12.23	14.81	0.71	11.05
	Gb	3.45	3.33	17.18	12.12	14.86	5.6	10.59
	Gb	3.71	3.59	17.33	12.23	15.05		10.88
	Gb	3.9	3.78	17.58	12.4	15.24	1.55	11.15
	Gb	4.01	3.92	17.79	12.59	15.56		11.51
	Gb	3.78	3.65	17.68	12.48	15.46	1.14	11.27
	Gb	4.08	3.97	17.88	12.54	15.38	7.22	11.12
	Gb	3.79	3.68	17.74	12.41	15.21	8.49	10.89
	Gb	3.86	3.72	17.73	12.42	15.24	0.47	11.38
	Gb	3.82	3.65	17.68	12.26	14.86	4.45	10.86
	Gb	3.28	3.13	17.21	11.98	14.65	6.37	10.31
	Gb	3.34	3.16	17.02	11.8	14.34	5.16	10.5
	Gb			1.12			5.86	12.69
	Gb	0.54	0.25	6.7	10.21	13	5.86	9.63
	Gb	3.46	3.31	11.96	11.2	13.78	6.41	10.24
	Gb	3.36	3.2	14.49	11.51	14	9.68	10.34
	Gb	3.82	3.72	16.13	12.07	14.75	5.81	11.18
	Gb	4.31	4.17	17.36	12.48	15.08	2.08	12.12
Minimum		0.54	0.25	1.12	10.21	13.00	0.47	9.63
Maximum		4.31	4.17	17.88	12.59	15.56	9.68	12.69
Average		3.57	3.43	15.53	12.02	14.71	4.90	10.93

جدول ۱۰- نتایج محاسبه دماسنجی کالینوپروکسن‌های مورد مطالعه (°C).

Rock type	Sample No.	Bertrand & Mercier(1985/1986)	Nimis & Taylor(2000)	Putirka(2008)	Dal Negro et al. (1982)	Molin & Zanazzi(1991)
Error	Kbar	± 1.75	± 1.70	± 1.70	± 1.00	± 1.00
Tephrite	Te	1041	768	1176	939	917
	Te	1061	790	1173	936	916
	Te	1039	760	1173	939	917
	Te	1033	771	1174	933	915
	Te	1024	789	1177	927	913
	Te	1029	767	1174	938	917
	Te	950	782	1188	915	909
	Te	925	818	1206	900	905
	Te	1046	884	1208	900	905
	Te	1031	702	1168	948	921
	Te	1089	789	1191	949	921
	Te	1008	748	1196	934	915
	Te	1151	657	1178	969	930
	Te	1094	841	1191	928	913
	Te	1251	1034	1179	864	898
	Te	1066	807	1188	932	915
	Te	1080	823	1192	926	913
	Te	1061	802	1177	932	915
	Te	1060	801	1177	925	912
	Te	1118	858	1176	912	909
	Te	1036	749	1174	936	916
	Te	1068	807	1176	926	912
	Te	1059	789	1182	938	917
	Te	1057	790	1181	930	914
	Te	1042	785	1181	936	916
	Te	1057	795	1186	931	914
	Te	1057	741	1182	941	918
	Te	1029	747	1175	933	915
	Te	1043	738	1178	945	919
Minimum		925	657	1168	864	898
Maximum		1251	1034	1208	969	930
Average		1055	791	1182	930	914

ادامه جدول ۱۰

Rock type	Sample No.	Bertrand & Mercier(1985/1986)	Nimis & Taylor(2000)	Putrika(2008)	Dal Negro et al. (1982)	Molin & Zanazzi(1991)
Error	Kbar	± 1.75	± 1.70	± 1.70	± 1.00	± 1.00
Gabbro	Gb		847	1191		
	Gb	1100	856	1198	926	913
	Gb	1112	846	1195	933	915
	Gb	1109	846	1191	927	913
	Gb	1120	864	1194	929	914
	Gb	1125	858	1194	930	914
	Gb	1128	860	1191	928	914
	Gb	1112	840	1189	931	915
	Gb	1109	832	1195	934	916
	Gb	1112	838	1194	931	914
	Gb	1122	845	1191	934	915
	Gb	1104	817	1196	938	917
	Gb	1114	857	1196	929	914
	Gb	1096	812	1194	937	916
	Gb	1118	693	1188	1905	2269
	Gb	1101	791	1169	927	913
	Gb	1082	819	1191	932	915
	Gb	1083	798	1190	934	916
	Gb	1113	840	1190	930	914
	Gb	1119	797	1189	942	918
Minimum		1082	693	1169	926	913
Maximum		1128	864	1198	1905	2269
Average		1109	828	1191	983	986

$P_{TH-Cpx} (\pm 1.00, \text{ kbar}) = 537.003 - 1.017 * VP, Ce_{Tl} - 5.663 * VP, M_{Tl} - 2.722 * mg$
برای ماگماهای Mildly alkaline:

$P_{MA-Cpx} (\pm 1.10, \text{ kbar}) = 621.151 - 1.220 * VP, Ce_{Tl} - 4.620 * VP, M_{Tl} - 7.773 * mg$
نیمیس و تیلور (Nimis and Taylor, 2000) از متغیرهای CMS(CaO-MgO-SiO₂) و CMAS-Cr(CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂) در سیستم حرارتی ۸۵۰-۱۵۰۰ °C و فشار ۰-۶۰ kbar استفاده نمودند تا شرایط کالیراسیون Cr-Cpx برای فشارسنجی کلینوپروکسن‌ها را مورد بررسی قرار دهند. نتیجه آن به صورت رابطه محاسبه فشارسنجی زیر معرفی گردید:

$P_{Cpx} (\text{ kbar}) = T_{(K)} / 126.9 * \ln[a_{CaCrTs}^{Cpx}] + 15.483 * \ln[Cr'_{Cpx} / T_{(K)}] + T_{(K)} / 71.38 + 107.8$
در این روش، جهت دماسنجی کلینوپروکسن‌ها از رابطه زیر استفاده می‌شود:
 $T_{(K)} = (23166 + 39.28 * P_{(kbar)}) / (13.25 + 15.35 * Ti + 4.5 * Fe - 1.55 * (Al + Cr Na K) + (\ln a_{En}^{Cpx}))$

پروکسن‌های دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌ها گابرویی عموماً ترکیب دیوپسید دارند که می‌تواند نشانه هم‌منشأ بودن بیگانه‌سنگ‌ها با سنگ‌های میزبان باشد.

طبق مطالعات دما-فشار سنجی، فشار محاسبه شده برای تشکیل کلینوپروکسن‌های دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه بین ۱۵-۹ کیلو بار و دمای بین ۹۳۰-۱۱۱۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد و بر اساس افزایش ۳/۶۵ کیلو بار فشار به ازای هر کیلومتر ژرفا، تشکیل این پروکسن‌ها بین ۵۰-۳۶ کیلومتر و به طور متوسط حدود ۴۵ کیلومتر که تقریباً منطبق بر گوشه لیتوسفیری و زیر پوسته می‌باشد، تخمین زده می‌شود.

محتوای Al یک فاکتور حساس برای کلینوپروکسن‌ها است. نیمیس (Nimis, 1995) برای فشارسنجی کلینوپروکسن‌ها، مذاب‌های بی‌آب را مورد بررسی قرار داد و روابط زیر را برای فشارسنجی استفاده نمود:

$P_{Cpx} (\pm 2, \text{ kbar}) = 698.443 - 1.15378 * VCell (\text{Å}^3) - 16.1598 * VM1 (\text{Å}^3) \text{ (Eq. 1)}$
مقادیر VCell، VM1 واحدهای سلولی ساختمان کلینوپروکسن هستند که در شرایط اتاق (فشار یک اتمسفر و دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد) توسط پراش اشعه X و یا توسط محاسبه بر اساس کاتیون‌ها (apfu) محاسبه می‌شوند. نیمیس و اولمر (Nimis and Ulmer, 1998) کالیراسیون جدیدی را برای فشارسنجی پیشنهاد کردند که برای کلینوپروکسن‌هایی که شرایط زیر را داشته باشند به کار می‌رود.
(Ca+Na) > 0.5 (apfu), Mg/(Mg+Fe²⁺) > 0.7, and Al₂O₃/SiO₂ (wt%) < 0.375 (i.e., Al₂O₃ < 18 wt%)

برای محاسبه فشارسنجی کلینوپروکسن‌ها در حالت مذاب بی‌آب از رابطه زیر استفاده می‌شود:

$P_{Cpx} (\pm 1.75, \text{ kbar}) = 771.48 - 1.323 * VCell (\text{Å}^3) - 16.064 * VM1 (\text{Å}^3)$
شرایط متفاوت تبلور ماگما و تغییراتی که در هنگام تبلور رخ می‌دهد، سبب شد که روش فشارسنجی در مذاب آب‌دار نیز توسط نیمیس و اولمر (Nimis and Ulmer, 1998) به شکل زیر ارائه شود:

$P_{Cpx} (\pm 1.70, \text{ kbar}) = 654.47 - 1.186 * Vco \text{ Cerr II } (\text{Å}^3) - 9.140 * Vco \text{ M1rr } (\text{Å}^3)$
نیمیس (Nimis, 1999) برای محاسبه فشار تبلور کلینوپروکسن‌ها برای محدوده گسترده‌ای از ترکیبات ماگمایی از بازیک تا اسیدی و همچنین ماگماهای تولیتی ساب‌آلکانل و آلکانل متوسط و سری‌های شوشنیتی روابط زیر را ارائه نمود:
برای ماگماهای Tholeiitic subalkaline:

۵- نتیجه‌گیری

ترکیب کانی‌شناسی دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، آنالسیم، فلوگوپیت و الیون است. وجود آثاری از لوسیت اولیه در حاشیه کانی‌های آنالسیم، نشان‌دهنده تأثیر فرایندهای ماگمایی تأخیری و ثانویه در ماگما در خلال سرد شدن و تبدیل کانی لوسیت به آنالسیم در اثر فرایند جانشینی سدیم به جای پتاسیم در سنگ‌های مورد بررسی است.

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه در دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌های گابرویی از نوع دیوپسید است. سازوکار جانشینی گسترده در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه با جایگزینی در اثر تغییرات شرایط فیزیکیوشیمیایی Al و Ti کاتیون‌های مختلف به‌ویژه ماگمای مادر وجود دارد. مقادیر فوگاسیته اکسیژن در ماگمای مادر پیروکسن‌های مورد مطالعه بالا بوده است. مطالعات دما- فشارسنجی، فشار محاسبه شده برای تشکیل کلینوپیروکسن‌های دایک‌های تفریتی و بیگانه‌سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه بین ۹-۱۵ کیلو بار و دمای بین ۹۳۰-۱۱۱۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. آمفیبول‌های بیگانه‌سنگ پیروکسنیتی از نوع

کلسیک هستند. میانگین زمین‌فشارسنجی براساس مقدار آلومینیم، برای بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی ۷-۹ کیلو بار که ژرفای تقریبی ۲۴ کیلومتر را نشان می‌دهند. همچنین زمین- دماسنجی آمفیبول‌ها، دمای تشکیل آنها را ۹۵۰-۹۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین می‌کند. مقدار درصد بلورشدگی آمفیبول‌ها در بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی ۷/۷ درصد به‌دست آمده است. همچنین فوگاسیته بالای اکسیژن در بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی به طور متوسط ۷/۹۷- می‌باشد، که می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل این سنگ‌ها مرتبط با مرزهای ورقه‌ای همگرا باشد. ترکیب شیمیایی کانی‌های ورقه‌ای در بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی مورد مطالعه از نوع فلوگوپیت می‌باشد. با افزایش مقدار عدد منیزیمی $Mg\# (0.77-0.79)$ در میکاها مقادیر $Si, Ti, Fe^{(0)}(Fe^{2+} \text{ and } Fe^{3+})$ کاهش می‌یابد و مقادیر $Al^{(IV)}(Al^{IV}+Al^{VI}), Mg, Na$ بیشترین تغییرات در ترکیب این کانی‌ها در مقادیر Si, Ti, Fe, Mg مشاهده می‌شود. مقادیر Mn, Cr, Ca پراکندگی بیشتری داشته که ممکن است ناشی از ویژگی‌های متفاوت واکنش بین فازهای بلور/ مذاب مرتبط باشد. همبستگی آشکاری ناشی از جانشینی دو عنصر Mg و Fe در سایت اکتاهدرال این کانی‌ها وجود دارد.

کتابنگاری

- فدائیان، م.، جهانگیری، ا.، مؤید، م.، ۱۳۹۵، الف، شیمی کانی و شکل‌گیری بلورهای آنالسیم در سنگ‌های آذرین شمال شرق مشکین شهر، شمال غرب ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۴ (۲): ۳۹۸-۳۸۵.
- فدائیان، م.، جهانگیری، ا.، مؤید، م.، ۱۳۹۵، ب، شیمی کانی، دما-فشارسنجی و ژنر کلینوپیروکسن‌های مجموعه دایک‌های شمال خاوری مشکین شهر، شمال باختر ایران. فصلنامه علوم زمین، ۲۵ (۱۰۰)، ۳۶-۱۹. <https://doi.org/10.22071/GSJ.2016.40672>.
- باباخانی، ع. و حسین‌خان‌نظر، ن.، ۱۳۷۱، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ لاهرد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Aydin, F., Thompson, R. M., Karsli, O., Uchida, H., Burt, J. B., and Downs, R. T., 2009. C2/c pyroxene phenocrysts from three potassic series in the Neogene alkaline volcanics, NE Turkey: Their crystal chemistry with petrogenetic significance as an indicator of P -T conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 158(1), 131-147. <https://doi.org/10.1007/S00410-009-0374-9>.
- Bachinski, S. W., and Simpson, E. L., 1984. Ti-phlogopites of the Shaw's Cove minette: a comparison with micas of other lamprophyres, potassic rocks, kimberlites, and mantle xenoliths. American Mineralogist, 69(1-2), 41-56.
- Bas, M. J. le., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. American Journal of Science, 260(4), 267-288. <https://doi.org/10.2475/ajs.260.4.267>.
- Bertrand, P., and Mercier, J. C. C., 1985. The mutual solubility of coexisting ortho-and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system. Earth and Planetary Science Letters, 76(1-2), 109-122.
- Bertrand, P., Sotin, C., Mercier, J. C., and Takahashi, E., 1986. From the simplest chemical system to the natural one: garnet peridotite barometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93(2), 168-178.
- Bindi, L., Cellai, D., Melluso, L., Conticelli, S., Morra, V., and Menchetti, S., 1999. Crystal chemistry of clinopyroxene from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy. Lithos, 46(2), 259-274. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(98\)00069-3](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(98)00069-3).
- Blundy, J. D., and Holland, T. J. B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104(2), 208-224.
- Blundy, J., and Cashman, K., 2008. Petrologic Reconstruction of Magmatic System Variables and Processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69(1), 179-239. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.6>
- Botcharnikov, R. E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C., and Wilke, M., 2005. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(21), 5071-5085.
- Cameron, M., and Papike J. J., 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. American Mineralogist, 66, 1-50. <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/66/1-2/1/41210>.
- Carmichael, I. S. E., 1991. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? Contr. Mineral. and Petrol., 106(2), 129-141. <https://doi.org/10.1007/bf00306429>.

- Changyi, J., and Sanyuan, A., 1984. Chemical compositions and petrology significance of calcium amphibole in the igneous rocks. *Journal of Mineral and Petrology*, 4(3), 10-15.
- Conticelli, S., 1998. The effect of crustal contamination on ultrapotassic magmas with lamproitic affinity: mineralogical, geochemical and isotope data from the Torre Alfina lavas and xenoliths, Central Italy. *Chemical Geology*, 149(1-2), 51-81. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(98\)00038-2](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(98)00038-2).
- Dal Negro, A. D., Carbonin, S., Molin, G. M., Cundari, A., and Piccirillo, E. M., 1982. Intracrystalline cation distribution in natural clinopyroxenes of tholeiitic, transitional, and alkaline basaltic rocks. In *Advances in physical geochemistry* (pp. 117-150). Springer, New York, NY.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Second edition. In *An introduction to the rock-forming minerals*. Second edition.
- Deer, W.A., and Howie, R.A., and Zussman, J., 1982. Rock-forming minerals, 2nd Edn., v. 2A, single-chain silicates. In *Geological Magazine* (Vol. 117, Issue 01). Geological Society London. <https://doi.org/10.1017/s0016756800033148>.
- 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(361), 431-435.
- Ernst, W. G., and Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—A semiquantitative thermobarometer. *American mineralogist*, 83(9-10), 952-969.
- Eugster, H.P., and Wones, D. R., 1962. Stability Relations of the Ferruginous Biotite, Annite. *Journal of Petrology*, 3(1), 82-125. <https://doi.org/10.1093/petrology/3.1.82>.
- Ewart, A., 1979. A Review of the Mineralogy and Chemistry of Tertiary-Recent Dacitic, Latitic, Rhyolitic, and Related Salic Volcanic Rocks. In *Developments in Petrology* (pp. 13-121). Elsevier BV. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-41765-7.50007-1>.
- Fleet, M. E., and Barnett, R. L., 1978. AlIV /AlVI partitioning in calciferous amphiboles from the Frood Mine, Sudbury, Ontario. *Ruff-2.Geo. Arizona.Edu*, 16, 527-532. https://ruff-2.geo.arizona.edu/uploads/CM16_527.pdf.
- 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(3-4), 340-346. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2009.11.023>.
- Frietsch, R., 1984. Formation of Mg-bearing magnetite and serpentine in skarn iron ores in northern Sweden. *GFF*, 106(3), 219-230. <https://doi.org/10.1080/11035898509454639>.
- Fuentes, F., Aguirre, L., Vergara, M., Valdebenito, L., and Fonseca, E., 2004. Miocene fossil hydrothermal system associated with a volcanic complex in the Andes of central Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(1-2), 139-161. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2004.07.001>.
- Guidotti, C. v., 1984. Micas in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1), 357-467.
- Hammarstrom, J. M., and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313.
- Helmy, H. M., Ahmed, A. F., Mahallawi, M. M., and Ali, S. M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences*, 38(3), 255-268. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.01.002>.
- Howie, R. A., Zussman, J., and Deer, W., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman London, UK.
- Humphreys, M. C. S., Edmonds, M., Christopher, T., and Hards, V., 2009. Chlorine variations in the magma of Soufrière Hills Volcano, Montserrat: Insights from Cl in hornblende and melt inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(19), 5693-5708.
- Jiang, Y.-H. H., Jiang, S.-Y. Y., Ling, H.-F. F., Zhou, X.-R. R., Rui, X.-J. J., and Yang, W.-Z. Z., 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid geneses. *Lithos*, 63(3-4), 165-187. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(02\)00140-8](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(02)00140-8).
- Kilinc, A., Carmichael, I. S. E. E., Rivers, M. L., and Sack, R. O., 1983. The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83(1), 136-140. <https://doi.org/10.1007/BF00373086>.
- Kress, V. C., and Carmichael, I. S. E., 1991. The compressibility of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 108(1-2), 82-92. <https://doi.org/10.1007/bf00307328>.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., and Krivovichev, V. G., 1997. Report. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*, 61(2), 295-321.
- 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(1), 139-154.
- Liogys, and Jenkins, D.M., 2000. Hornblende geothermometry of amphibolite layers of the Popple Hill gneiss, north-west Adirondack Lowlands, New York, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(5), 513-530. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00271.x>.

- Molin, G., and Zannazzi, F., 1991. Intracrystalline Fe²⁺+Mg ordering in augite: Experimental study and geothermometric applications. *European Journal of Mineralogy*, 3, 863-875.
- Moretti, R., 2005. Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Annals of Geophysics*.
- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14(5), 198-221.
- Morimoto, N., Fabries, J., and Ferguson, A. K., 1988. Ginzburg, I. Y., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G, 1123-1133.
- Negro, A. D., Carbonin, S., Salviulo, G., Piccirillo, E. M., and Cundari, A., 1985. Crystal Chemistry and Site Configuration of the Clinopyroxene from Leucite-bearing Rocks and Related Genetic Significance: the Sabatini Lavas, Roman Region, Italy. *Journal of Petrology*, 26(4), 1027-1040. <https://doi.org/10.1093/petrology/26.4.1027>.
- Nezafati, N., 2006. Au-Sn-W-Cu-Mineralization in the Astaneh-Sarband Area, West Central Iran including a comparison of the ores with ancient bronze artifacts from Western Asia. Ph.D. Thesis, University of Freiberg.
- Nimis, P., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121(2), 115-125. <https://doi.org/10.1007/s004100050093>.
- Nimis, P., 1999. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(1), 62-74. <https://doi.org/10.1007/s004100050498>.
- Nimis, P., and Taylor, W. R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(5), 541-554. <https://doi.org/10.1007/s004100000156>.
- Nimis, P., and Ulmer, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133(1-2), 122-135. <https://doi.org/10.1007/S004100050442>.
- Oberti, R., Cannillo, E., and Toscani, G. , 2012. How to name amphiboles after the IMA2012 report: Rules of thumb and a new PC program for monoclinic amphiboles. *Periodico Di Mineralogia*, 81(2), 257-267. <https://doi.org/10.2451/2012PM0015>.
- Papike, J. J., 1974. Amphiboles and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components estimates of ferric iron from microprobe data. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 6, 1053-1054.
- Putirka, K. D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., and Shaw, H., 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88(10), 1542-1554. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1017>.
- Raase, P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contributions to mineralogy and petrology*, 45(3), 231-236.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P. W., Mueller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z., and Wones, D. R., 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals*, 46(5), 586-595.
- Robinson, P., Ross, M., Jaefe, H. W., 1971. Composition of the anthophyllite-gedrite series, comparisons of gedrite and hornblende, and the anthophyllite-gedrite solvus. *American Mineralogist* (1971) 56 (5-6): 1005-1041. Pubs. Geoscienceworld. Org. Volume 56, Number 5-6, Retrieved October 27, 2021, from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/56/5-6/1005/540878>.
- Scaillet, B., and Evans, B. W., 1999. The 15 June 1991 Eruption of Mount Pinatubo. I. Phase Equilibria and Pre-eruption P-T-fO₂-fH₂O Conditions of the Dacite Magma. *Journal of Petrology*, 40(3), 381-411. <https://doi.org/10.1093/ptro/40.3.381>.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2), 304-310.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J., and Bence, A. E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, 64(5-6), 501-513.
- Simkin, T., and Smith, J. v., 1970. Minor-Element Distribution in Olivine. *The Journal of Geology*, 78(3), 304-325. <https://doi.org/10.1086/627519>.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran. In *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* (Vol. 52, Issue 7, pp. 1229-1258). <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
- Vyhnal, C. R., McSween, H. Y., and Speer, J. A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, 76(1-2), 176-188.
- Wones, D. R., 1989. Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74(7-8), 744-749.
- Yavuz, F., 2013. WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. *American Mineralogist*, 98(7), 1338-1359.

Original Research Paper

Petrography and mineral chemistry of tephritic dykes and associated xenoliths, the northeast of Meshkinshahr (the northwest of Iran)

Mohammad Fadaeian^{*1}, Aminollah Kamali², and Kourosh Mohammadiha³

¹Payame Noor University, Tehran, Iran

² Department of Archaeometry and Natural Sciences, Research Center for Conservation of Culture Relics (RCCCR), Research Institute of Cultural Heritage and Tourism, Tehran, Iran

³Department of Petrology, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 November 06

Accepted: 2022 March 15

Available online: 2022 December 22

Keywords:

Thermobarometry

Tephritic dyke

Xenolith

Mineral Chemistry

Gabbro

Pyroxenite

Meshkinshahr

ABSTRACT

The studied area is located in Ardabil province and the northeast of Meshkinshahr city and structurally in Alborz-West-Azerbaijan zone. Tephritic dykes have pyroxenite and gabbro xenoliths. Mineralogy of tephritic dykes and xenoliths includes plagioclase, clinopyroxene, analcime, amphibole, olivine and phlogopite. Porphyric, microcrystalline, granular and cumular microlytic textures are their main textures. According to the mineral chemistry data as well as the presence of shaped, homogeneous and coarse analcime crystals, it can be concluded that the analcime crystals are secondary and as a result of delayed magmatic reactions under hydrothermal conditions have been formed on the primary leucite crystals. The composition of olivine in gabbro xenoliths is chrysolite. The chemical composition of pyroxene mineral in tephritic dykes and gabbro xenoliths is diopside. The studied clinopyroxenes with alkaline composition show good adaptation to the tectonic environment of the magmatic arc. Clinopyroxenes are also formed at low to medium pressures, indicating their crystallization during magma ascent and at different depths. The amount of ferric iron in clinopyroxenes indicates high oxygen fugacity of magma. Clinopyroxenes of tephritic and gabbroic dykes are formed at 10 and 12 kbar pressure, temperature between 950 and 1100 ° C and depth between 35-35 and 40-50 km. The chemical composition of amphiboles related to pyroxenite xenolite is calcic and magnesiohastingsitic amphiboles type. The average geometry of the barometer based on the amount of aluminum for pyroxenite xenoliths is 7-9 kbar. Thermometric studies indicated that the amphiboles were formed at 900-950 ° C. The chemical composition of mica is phlogopite, and the number of magnesium in mica is 0.77.

* Corresponding author: Mohammad Fadaeian; E-mail: m_fadaeyan@pnu.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.313637.1948

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.10.6

