

شیمی کانی، دما - فشار سنجی مجموعه سنگ‌های آتشفشانی کوه سیاه با استفاده از شیمی کانی آمفیبول - بیوتیت (شمال خاور قروه، کردستان)

سمیه کاظمی کوهبنانی^۱، سیدجمال شیخ‌ذکریایی^۲، محمدحاشم امامی^۳ و رحیم دبیری^۴

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

^۲استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، تهران، ایران

^۴دانشیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۶/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۲/۱۴

چکیده

مجموعه آتشفشانی کوه سیاه در شمال خاور قروه در استان کردستان و در زون سندج - سیرجان قرار دارد. سن سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مربوط به زمان کواترنری است. مجموعه آتشفشانی مخروطی‌هایی با دهانه مشخص تا نامشخص و میانگین ارتفاع ۲۱۵۷ متر از سطح دریا دارد. مجموعه سنگ‌های آتشفشانی با طیف ترکیب سنگ‌شناسی بازالت، بازالتیک‌آندزیت، آندزیت و تراکی آندزیت وجود دارند. بررسی شیمی کانی در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها در گروه کلسیت و در زیر گروه منیزیه‌هورنبلند قرار می‌گیرند. ترکیب فنوکریست‌های پلاژیو کلازاها از اولیگو کلاز - آندزین تا لابرادوریت تغییر می‌کند. فشارسنجی بر اساس مقدار Al آمفیبول‌ها، فشار تبلور ۳/۲ تا ۶/۶۵ و بر اساس پارامتر Al_{total} در برابر Fe/(Fe+Mg) فشار ۴/۵ تا ۷ کیلوپار بر آورد می‌کند. دماسنجی فنوکریست‌های هورنبلند - پلاژیو کلاز در این سنگ‌ها، به‌طور میانگین ۴۱۷ تا ۵۳۴ درجه سانتی‌گراد را برای به تعادل رسیدن این دو کانی و دماسنجی بیوتیت دمای ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد را برای بیوتیت در آندزیت‌ها نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: کوه سیاه، دما - فشارسنجی، شیمی کانی، قروه، ایران.

E-mail: j.sheikhzakaria@gmail.com

*نویسنده مسئول: سیدجمال شیخ‌ذکریایی

۱- پیش‌نوشتار

دهه گذشته به دست آمده است. بر اساس مطالعات معین‌وزیری و سبحانی (۱۳۶۴) و لکانیسیم بازالتی در محور قروه-تکاب سن میوسن تا کواترنری دارد. حق‌نظر و ملکوتیان (۱۳۹۰) به بررسی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری محدوده قروه - تکاب پرداخته‌اند که بر اساس شواهد پترولوژیکی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی نشان دادند که ماگما از یک منشأ غنی شده ایجاد شده و همچنین آلاینش پسته‌ای در روند تحولات ماگمای این سنگ‌ها تأثیر داشته است. کریبی و لطفی (۱۳۹۰) به بررسی سنگ‌های آتشفشانی محدوده معدن بایچه‌باغ (زنجان) پرداخته و سنگ‌های آتشفشانی را از نوع کالک‌آلکان و در ارتباط با کمان‌های قاره‌ای دانسته‌اند. باجلان و شریفی (۱۳۹۳) به بررسی پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری قزل‌قلعه واقع در شمال شرق قروه پرداخته‌اند. داده‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها بیانگر ترکیب نوع آلکان پتاسیم بالای ماگمای سازنده این سنگ‌ها و قرارگیری در جایگاه بازالت‌های درون صفحه‌ای است که از ذوب بخشی تقریباً ۱ تا ۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی شده به وجود آمده‌اند. شیخ‌ذکریایی و همکاران (۱۳۹۳) به بررسی سنگ‌های آتشفشانی کوه قرینه در شمال خاور قروه پرداخته و سنگ‌های بازیک را از نوع آلکان معرف کرده و آنومالی مثبت و منفی در الگوهای پهنجار شده عناصر کمیاب ناسازگار را نشان‌دهنده آلاینش با مواد پسته‌ای و پدیده هم‌دانسته‌اند. Allen et al. (2013) در بررسی ماگماتیسیم استان کردستان، چگونگی روند ذوب‌شدگی بر اثر فروانش، آب‌دار شدن رسوبات حاشیه غیرفعال عربی به زیر صفحه اوراسیا و همچنین شروع ذوب لیتوسفر اوراسیایی را نشان داده‌اند. گستره ای از گدازه‌های بازیک در شمال پهنه سندج - سیرجان سطح فلات مرتفع ایرانی - ترکی را پوشانده و فلات طی میوسن پایانی به عنوان بخشی از پهنه برخوردی عربی - اوراسیا شکل گرفته است. در این منطقه فوران‌های آتشفشانی جوان تنوع گسترده‌ای از ترکیبات سنگی را در مدت زمان کوتاه و فواصل جغرافیایی محدود بیرون ریخته‌اند.

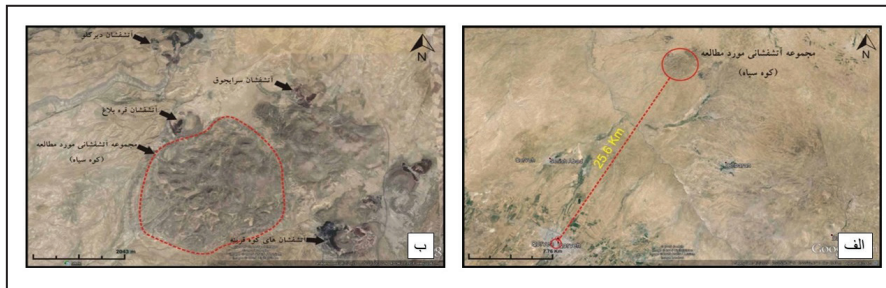
۲- زمین‌شناسی

مجموعه آتشفشانی مورد مطالعه در استان کردستان و شمال خاور شهرستان قروه در محدوده جغرافیایی میان طول‌های ۴۶° ۴۶' تا ۴۷° ۵۹' و عرض‌های ۳۵° ۱۸' تا ۳۵° ۳۰' شمالی به‌صورت گنبدهایی با دهانه‌های مشخص تا نامشخص و با میانگین ارتفاع ۲۱۵۷ متر از

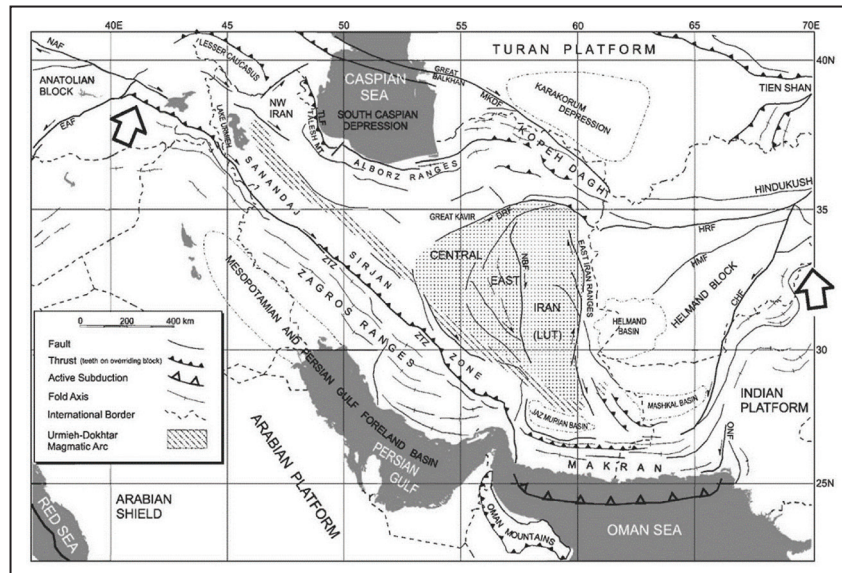
آتشفشان‌ها یکی از پدیده‌های مهم زمین‌شناسی هستند که می‌توانند اطلاعات مهمی از درون زمین و تحولات ماگمایی نشان دهند. با توجه به اینکه آتشفشان‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی گوناگون از جمله درون صفحات و مرزهای صفحات تشکیل می‌شوند، مطالعه آنها حائز اهمیت است. آتشفشان‌ها بر حسب نوع فوران به انواع متفاوتی تقسیم می‌شوند. یکی از انواع آتشفشان‌ها نوع استرومبولی است. در آتشفشان نوع استرومبولی تناوب لایه‌های روانه و قطعات آذرآواری تشکیل می‌شود. در برخی مناطق آتشفشان‌ها به‌صورت خطی با وسعت‌های متفاوت آرایش یافته‌اند. مراکز آتشفشانی مذکور بین استان‌های آذربایجان غربی و کردستان واقع شده و در تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران در زون سندج - سیرجان و با فاصله یک صد کیلومتری از تراست اصلی زاگرس قرار گرفته‌اند (معین‌وزیری، ۱۳۷۷). مجموعه آتشفشانی مورد مطالعه (کوه سیاه) در شمال خاوری شهر قروه در استان کردستان واقع شده است. این آتشفشان با فاصله ۲۵/۶ کیلومتری از شهر قروه و در بخش شمال باختری کوه قرینه و در جنوب خاوری روستای قره‌بلاغ قرار دارد (شکل‌های ۱- الف و ب). منطقه قروه که مجموعه آتشفشانی مورد مطالعه در آن قرار گرفته، بخشی از پهنه سندج - سیرجان است (Berberian and Berberian, 1981; Alavi, 1989) (شکل ۲). مجموعه آتشفشانی مورد مطالعه بخشی از آتشفشان‌های حوضه آتشفشانی قروه - تکاب با روند شمال باختری است (حسینی، ۱۳۷۸). مراکز آتشفشانی منطقه قروه - تکاب دارای امتداد شمال باختری - جنوب خاوری بوده و گدازه‌های آن اسیدی، حدواسط و بازیک است. آتشفشان‌های اسیدی و حدواسط به‌صورت گنبد و انتشار ایگنیمیریت تشکیل شده‌اند. آتشفشان‌های بازیک به‌صورت مخروط کم‌ارتفاع عمدتاً متشکل از اسکوری بوده (حد اکثر ۵۰ متر) و گدازه‌های آنها به علت گرانیروی کم توانسته‌اند، کیلومترها بر روی دشت جریان یابند (معین‌وزیری، ۱۳۷۷). نیمه شمالی منطقه که آتشفشان مورد مطالعه در آن واقع شده، تحت تأثیر نهشته‌های نوژن، کواترنری و فعالیت آتشفشانی گسترده چهره دیگری پیدا کرده است. به بیان دیگر سنگ‌های قدیمی مربوط به شمال منطقه غالباً در زیر انباشت‌های مختلف رسوبی، آذرآواری و گدازه پوشیده شده‌اند، به‌طوری که آثار محدود و پراکنده‌ای از دگرگونه‌های قبل از تشریاری در نواحی صاف‌طور مطالعه مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شیخ‌ذکریایی و همکاران، ۱۳۹۳). عمده اطلاعات موجود در زمینه زمین‌شناسی و معدنی منطقه، در پی مطالعات و تحقیقات پژوهشگران، در چند

می‌توان از طریق جاده شنی به مجموعه آتشفشانی مورد مطالعه دسترسی پیدا کرد. اکنون این راه، تنها راه دسترسی به آتشفشان مورد مطالعه و تنها راه حمل و نقل مصالح ساختمانی (پوکه معدنی) و دیگر آتشفشان‌های بالادست در حال استخراج است.

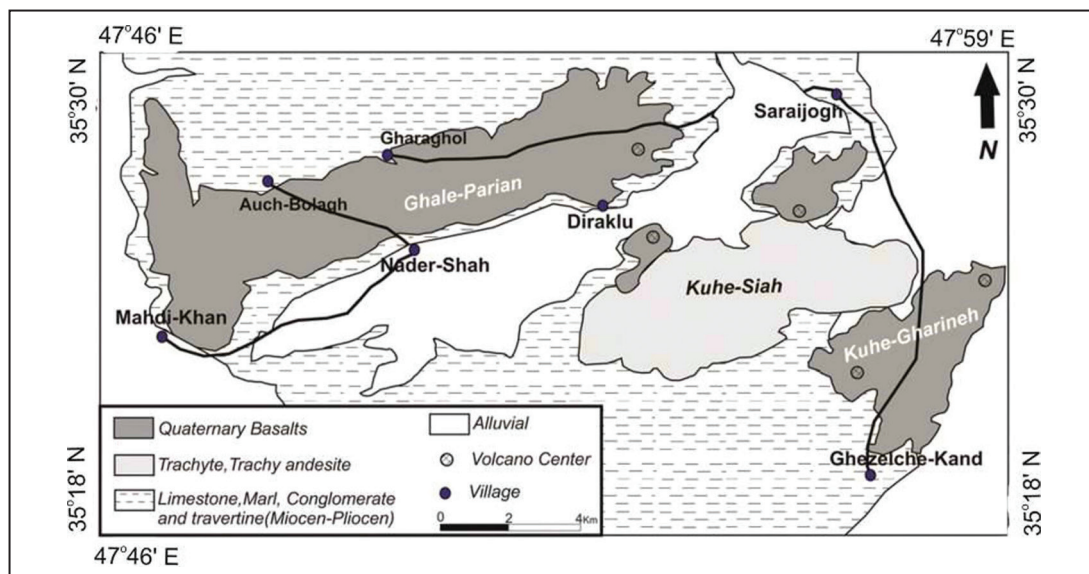
سطح دریا قرار دارد (شکل ۳). راه اصلی دسترسی به آن جاده آسفالتی همدان به سنندج است. از قروه به سمت روستای دلبران که در شمال خاوری شهرستان قروه واقع شده، دارای جاده آسفالتی درجه ۲ است و از روستای دلبران به سمت روستای مالوچه و سپس روستای قرلچه‌کند



شکل ۱- الف) تصویر ماهواره‌ای (Google earth) از مجموعه آتشفشانی مورد مطالعه (دایره قرمز) که در فاصله ۲۵/۶ کیلومتری از شهر قروه واقع شده است؛ ب) نمایی ماهواره‌ای (Google earth) از مجموعه آتشفشانی مورد مطالعه (نقطه چین قرمز) و آتشفشان‌های اطراف آن (پیکان‌های مشکی).



شکل ۲- موقعیت مجموعه آتشفشانی مورد مطالعه (پیکان سیاه) بر روی نقشه زمین‌ساخت ایران (Berberian and Berberian, 1981; Alavi, 1989).



شکل ۳- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی کوه سیاه (شمال قروه) در نقشه زمین‌شناسی قروه (حسینی، ۱۳۷۸).

۳- روش مطالعه

در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی از منطقه مورد بررسی، ابتدا برداشت‌های صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای آتشفشانی در منطقه انجام شد. بیش از ۱۰۰ نمونه از منطقه جمع‌آوری و از این میان از حدود ۷۰ نمونه مقطع نازک از سنگ‌های آتشفشانی تهیه و بررسی شد. جهت مطالعه شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (آندزیت و تراکی آندزیت)، ۳ نمونه پس از مطالعات سنگ‌نگاری انتخاب و در این رابطه ۶۴ نقطه از کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و شیشه، آنالیز الکترون میکروپروپ شد. انتخاب این کانی‌ها به دلیل فراوانی و نقش تحولی آنها در سنگ‌های منطقه انجام شده است. آنالیز نقطه‌ای انجام شده روی کانی‌ها با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون میکروپروپ به روش XPMa در کانساران بینالود با دستگاه مدل HORIBA، XGT-7200، با ولتاژ شتاب‌دهنده 50kV و شدت جریان 1Am در نقاطی به قطر ده میکرون و در مدت زمان هشتاد ثانیه برای هر نقطه انجام شده است. محاسبه فرمول ساختاری با استفاده از فایل‌های اکسل ساخته شده برای کانی‌ها (Spreadsheet) و تقسیم‌بندی آنها توسط نرم‌افزار Minpet 2.02 انجام شد. با توجه به اینکه آنالیز الکترون میکروپروپ قادر به تفکیک Fe^{2+} و Fe^{3+} نیست و کل آهن را به صورت FeO^* گزارش می‌کند، لازم است برای محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها، این دو از یکدیگر تفکیک شوند. در این مقاله تفکیک Fe^{2+} و Fe^{3+} بر اساس روش Droop (1987) صورت گرفته است.

۴- سنگ‌نگاری

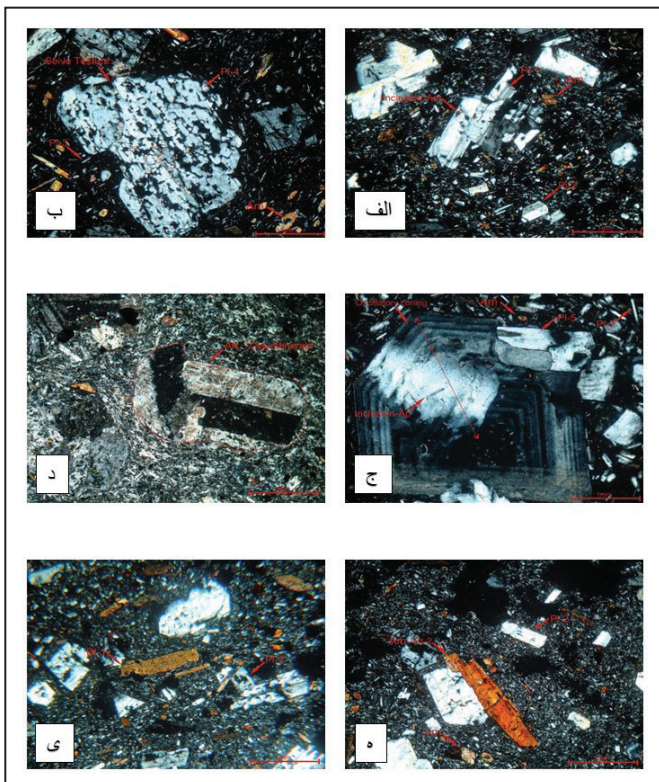
یافته‌ها نشان می‌دهد که در مجموعه آتشفشانی سنگ‌هایی با ترکیب بازالت، بازالتیک آندزیت، آندزیت و تراکی آندزیت موجود است. سنگ غالب در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های آندزیت و تراکی آندزیت هستند.



شکل ۴- نمایی از سنگ‌های آندزیتی تشکیل شده در رأس گنبد آتشفشانی. به شدت هوازدهی و رنگ تیره آندزیت‌ها توجه شود (بدون مقیاس).

۴-۱. آندزیت و تراکی آندزیت

از سنگ‌های اصلی در منطقه می‌توان به آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها اشاره کرد که در نمونه‌های دستی به رنگ قهوه‌ای هستند (شکل ۴). آندزیت‌ها بافت غالب پورفیریکی با خمیره میکرولیتیک دارند که در تراکی آندزیت‌ها خمیره به صورت تراکتیتی است. پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و با میانگین اندازه ۹۸۰ میکرومتر و با ماگل آلپیت-کارلسباد و آلپیت-پریکلین در متن سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۵-الف). این کانی‌ها به دو صورت تک‌بلور و اجتماعی در متن خمیره پراکنده‌اند. با توجه به خصوصیات نوری، این پلاژیوکلازها از نوع اولیگوکلاز تا آندزین هستند. از خصوصیات بافتی این پلاژیوکلازها می‌توان به بافت‌های عدم تعادل همانند بافت اسفنجی و منطقه‌بندی نوسانی اشاره کرد (شکل‌های ۵-ب و ج). این بافت‌ها دارای پراکندگی زیادی هستند. از محصولات دگرسانی این پلاژیوکلازها می‌توان به کانی‌های رسی، کلریت، کلسیت و سربیسیت اشاره کرد (شکل ۵-د). از عمده‌ترین ادخال‌های موجود در پلاژیوکلازها می‌توان به سوزن‌های آپاتیت و آمفیبول اشاره کرد. آمفیبول به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با میانگین اندازه ۲۰ میکرومتر و با فراوانی متوسط مشاهده می‌شوند (شکل ۵-ه). بیوتیت نیز به صورت پولکی شکل تا تیغه‌ای در متن سنگ مشاهده می‌شود. از خصوصیات نوری این بیوتیت‌ها می‌توان به چند رنگی قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره اشاره کرد (شکل ۵-ی). این بیوتیت‌ها دارای فراوانی بسیار کمی هستند. این کانی‌ها بعضاً به کانی‌های رسی و کلریت دگرسان شده‌اند. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول، کانی‌های اوپاک و شیشه تشکیل شده است. این کانی‌ها اغلب با کانی‌های رسی، کلریت و کانی‌های اوپاک جانشین شده‌اند.



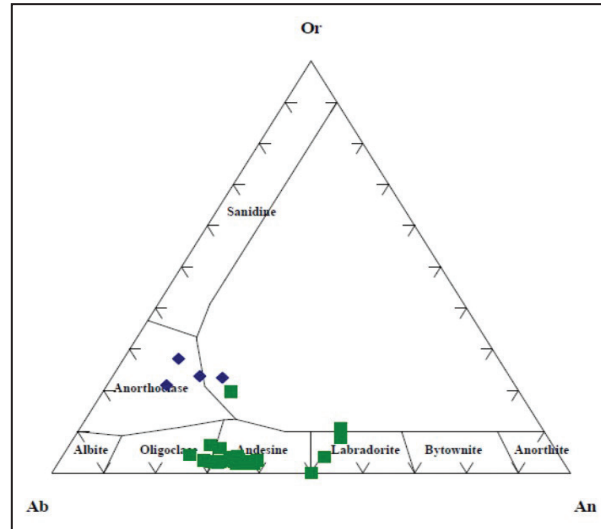
شکل ۵-الف) نمایی از پلاژیوکلازها با ادخال از آمفیبول تیغه‌ای با ماگل واضح آلپیت-کارلسباد و آمفیبول شکل‌دار؛ ب) نمایی از فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت اسفنجی در مرکز و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در خمیره به همراه آمفیبول شکل‌دار؛ ج) نمایی با بزرگنمایی بیشتر از پلاژیوکلاز با بافت منطقه‌بندی نوسانی (نقطه‌چین قرمز)؛ د) نمایی دیگر از آلکالی‌فلدسپارهای دگرسان شده به کانی‌های رسی با ماگل کارلسباد در تراکی آندزیت (نقطه‌چین قرمز)؛ ه) فنوکریست آمفیبول تیغه‌ای با تبدیل شدگی به بیوتیت در حاشیه، آمفیبول شکل‌دار موجود در خمیره و پلاژیوکلاز؛ ی) نمایی از بیوتیت‌های تیغه‌ای حاصل از تبدیل شدگی آمفیبول و پلاژیوکلاز زایش سوم (میکرولیتی) (نور XPL).

۵- شیمی کانی‌ها

۱- پلاژیوکلاز

لابرادوریت هم می‌رسد. همچنین دو نمونه از میکروولیت‌های موجود در زمینه سنگ نیز مورد آنالیز قرار گرفت که نتایج آن نشان می‌دهد که میکروولیت‌ها دارای ترکیبات پتاسیم‌دار و از نوع آنورتوکلاز هستند. در شکل ۶ ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در منطقه نشان داده شده است.

مطالعات آنالیز الکترون میکروپروپ فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی نشان‌دهنده ترکیب آندزین- الیگوکلاز است که در نمونه‌های بازیک تر به

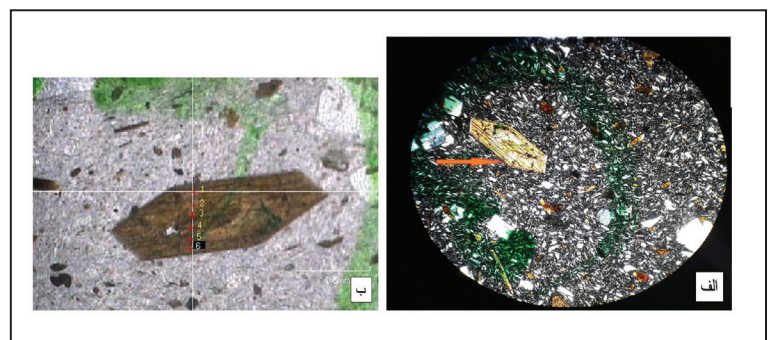


شکل ۶- مثلث تقسیم بندی پلاژیوکلازها بر اساس در صد اعضای نهایی (Deer et al., 1965) (■ : فنوکریست پلاژیوکلاز؛ ■ : میکروولیت).

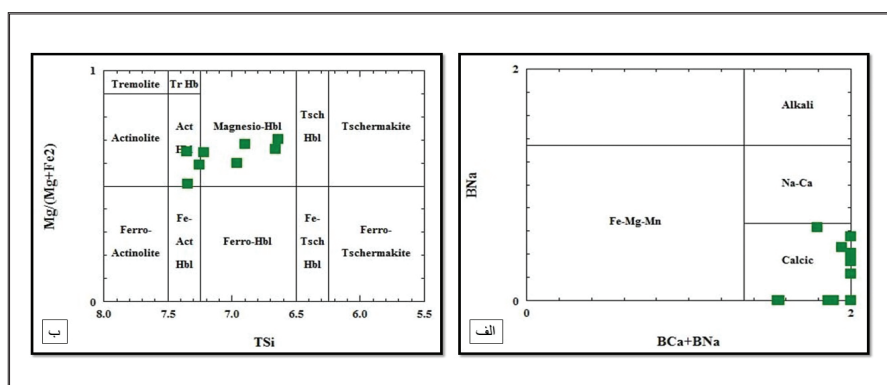
۲- فنوکریست‌های آمفیبول

در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تحت آنالیز نقطه‌ای قرار گرفتند. در شکل ۷- الف تصویر فنوکریست آمفیبول مورد آزمایش دیده می‌شود. همچنین تصویر نقاط مورد آزمایش در شکل ۷- ب نشان داده شده است. محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌های آنالیز شده نشان می‌دهد که همه آنها دارای گستره ترکیبی مشابهی هستند و در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۸- الف) و دو نوع آمفیبول با ترکیب عمده اکتینولیت- هورنبلند و منیزیهورنبلند مشاهده می‌شود (شکل ۸- ب).

آمفیبول از جمله کانی‌های کلیدی و بسیار ارزشمند جهت مطالعات سنگ‌شناسان است. این کانی به علت حضور تقریباً فراگیر در تمامی طیف ترکیبی سنگ‌های سری‌های مختلف، کانی با اهمیتی برای تعیین دما و فشار در این گونه توده‌ها به شمار می‌رود. بنابراین با توجه به موارد فوق، ۳ نمونه فنوکریست آمفیبول از واحدهای سنگی انتخاب شد. این نمونه‌ها کاملاً سالم و فاقد هر گونه آثار و نشانه‌های دگرسانی هستند و نیز از واکنش‌هایی که ممکن است در طی سردشدگی ساب‌سولیدوس رخ دهد؛ مصون مانده‌اند. فنوکریست‌های آمفیبول موجود



شکل ۷- الف) تصویر میکروسکوپی آمفیبول مورد آزمایش (نور PPL)؛
ب) تصویر نقاط مورد آزمایش.



شکل ۸- الف) نمایش موقعیت بلورهای آمفیبول بر روی نمودارهای: طبقه‌بندی آمفیبول‌ها (Hawthorne, 1981)،
ب) ترکیب آمفیبول (Hawthorne, 1981).

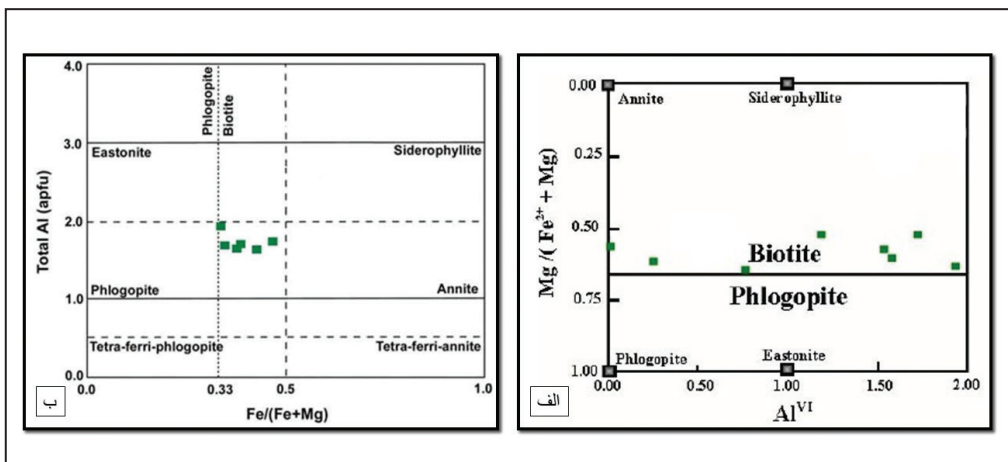
۵-۳. شیمی بیوتیت

(شکل ۱۰-ب). نمودار سه گانه $\text{FeO}^*+\text{MnO}-10\text{TiO}_2-\text{MgO}$ (Nachite et al, 2005) برای تمایز بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما (A)، بیوتیت‌های تبلور مجدد یافته (B) و بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی (C) کاربرد دارد. بر اساس این نمودار (شکل ۱۱) بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های منطقه حاصل از تبلور ماگما هستند و همچنین تعدادی از آنها طی سرد شدن تبلور مجدد یافته‌اند. چندرنگی قوی بیوتیت نشان‌دهنده منشأ اولیه ماگمایی آنهاست. نمودار $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ و نمودار Al_2O_3 در مقابل FeO^* توسط Abdel-Rahan (1994) جهت تشخیص محیط تکتونیکی ماگمای حاوی بیوتیت ارائه شده است. در این نمودار A پهنه‌های کششی، P پهنه‌های برخوردی و C منطقه فرورانش را نشان می‌دهند. در این نمودار نمونه‌های منطقه از ماگمایی منشأ گرفته‌اند که مربوط به پهنه کششی است (شکل ۱۲-الف). همچنین نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی بر اساس سنگ کل نیز معرف موجود یک محیط درون قاره‌ای هستند (شکل ۱۲-ب)

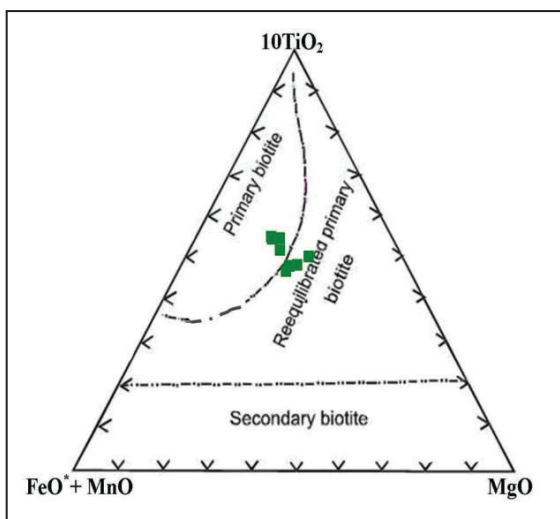
بیوتیت کانی فرومنزین غالب در سنگ‌های حدواسط (آندزیت و تراکی آندزیت) منطقه کوه سیاه است. این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه به‌صورت چندرنگی قهوه‌ای تا سبز کم‌رنگ دیده می‌شود (شکل ۹) که در حقیقت تغییر رنگ‌ها از تغییر ترکیب شیمیایی آنها تبعیت می‌کند (Lalonde and Bernard, 1993). ترکیب بیوتیت در سنگ‌ها تابع ترکیب ماگمای مادر، فوگاسیته اکسیژن (Partin et al., 1983)، دمای ذوب (Abdel-Rahan, 1994; Nachite, 1986) و خاستگاه (Abbot and Clarke, 1979) است. با توجه به تأثیر فراوانی عناصری مانند Al، Fe و Mg در خصوصیات و نام‌گذاری میکاها، چهارگوش آیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و استیونیت توسط Deer et al. (1992) برای نشان دادن ترکیب این کانی ارائه شده است. بر این اساس نمونه‌های بررسی شده در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-الف). همچنین در نمودار Al در مقابل $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ نیز نمونه‌ها در محدوده بیوتیت قرار گرفته‌اند



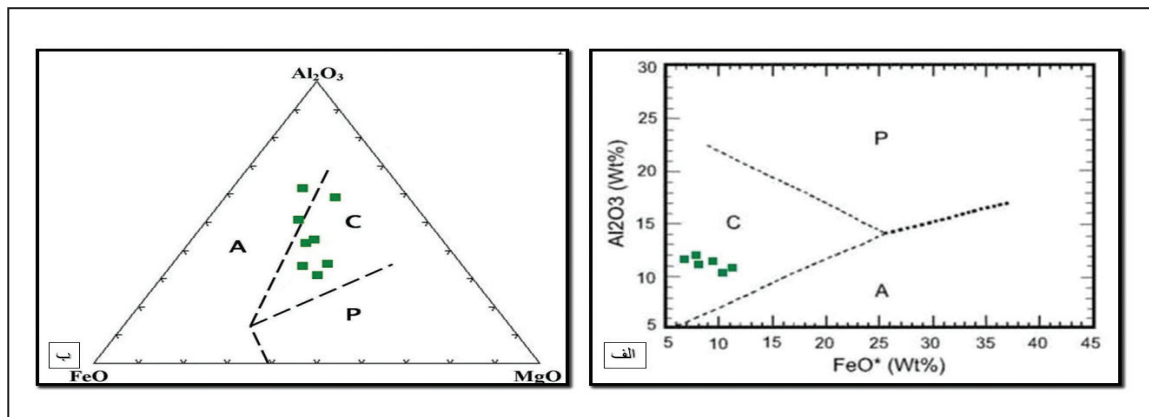
شکل ۹- نمونه فنوکریست بیوتیت با چندرنگی قهوه‌ای (نور PPL).



شکل ۱۰-الف) تعیین ترکیب بیوتیت های منطقه (Deer et al., 1992)؛ ب) ترکیب بیوتیت های مورد بررسی در نمودار Al در مقابل $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (Deer et al., 1992; Rieder et al., 1998).



شکل ۱۱- ترکیب بیوتیت‌های منطقه در نمودار $\text{FeO}^*+\text{MnO}-10\text{TiO}_2-\text{MgO}$ (Nachite et al., 2005).



شکل ۱۲- الف) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها (Abdel-Rahan, 1994)، ب) تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی آلکالین منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار 2Nb-Zr/4-Y (Meshede, 1986).

۶- ژئوبارومتري

مربوط به کالبراسیون (Anderson and Smith 1995) است. کاربرد کانی آمفیبول و نیز زوج کانی‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز در زمینه دما و فشار بسیار متداول و مفید است. زیرا آمفیبول‌ها هم در طیف وسیعی از انواع سنگ‌ها وجود دارند و در گستره دما (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) و فشار (۱ تا ۲۳ کیلوبار) گسترده‌ای یافت می‌شوند (Stein and Dietl, 2001).

ژئوبارومتري بر پایه محتوای Al در آمفیبول: تاکنون استفاده از آمفیبول‌ها به عنوان ژئوبارومتر توسط دانشمندان مختلفی (Mader and Berman, 1992; Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994) مورد بررسی قرار گرفته است که به صورت آلومینیم موجود در هورنبلند عنوان می‌شود. اولین بار (Hammarstrom and Zen 1986) وجود ارتباط بین Al_{total} آمفیبول را با فشاری که آمفیبول در آن شکل گرفته است مطرح کرد که به صورت زیر ارائه شد:

$$P(\pm 3Kbar) = -3.92 + 5.03 \times Al_{total} \quad (1)$$

Hollister et al. (1987) بیان می‌کنند که جانشینی چرماک ($Si + R^{2+} = Al^{IV} + Al^{VI}$) نسبت به فشار حساس است و با افزایش فشار، مقدار Al موجود در شبکه هورنبلند افزایش می‌یابد، بنابراین فرمول زیر را پیشنهاد می‌کنند:

$$P(\pm 1Kbar) = -4.76 + 5.64 \times Al_{total} \quad (2)$$

فرمول زیر نیز توسط Johnson and Rutherford (1989) ارائه شده است:

$$P(\pm 0.5Kbar) = -3.46 + 4.23 \times Al_{total} \quad (3)$$

Schmidt (1992) فرمول ارائه شده توسط Johnson and Rutherford (1989) را بدین صورت اصلاح کرد:

$$P(\pm 0.6Kbar) = -3.01 + 4.76 \times Al_{total} \quad (4)$$

(Anderson and Smith 1995) فرمول جدیدی برای بارومتري Al موجود در هورنبلند ارائه کردند، که در آن به سه پارامتر مهم دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن توجه شده است:

$$P(\pm 0.6Kbar) = -3.01 + 4.46 \times Al_{total} - \{ (T(°C) - 675/85) \times [0.53 \times Al_{total} + 0.005294 \times (T(°C) - 675)] \}$$

در این فرمول میزان خطای حاصل در محاسبه حدود $\pm 0.6Kbar$ است. به منظور استفاده از این بارومتري برای آمفیبول‌ها، نمونه‌های آمفیبول دگرسان نشده، انتخاب و آنالیز الکترون میکروپروپ انجام شد و با تعیین فرمول ساختاری آنها محاسبات بارومتري به عمل آمد. فشارهای به دست آمده از روش‌های بالا در جدول ۱ ارائه شده است.

موقعیت ترکیب فنوکریست‌های آمفیبول در نمودار نسبت Ti به Al (هر دو در واحد فرمولی) گویای حضور آنها در قلمرو آمفیبول‌های فشار متوسط است (شکل ۱۳) (Hynes, 1982). پژوهش‌های متعاقب و پیشرفته‌تر (Anderson and Smith 1995) نشان داد که شاخص‌هایی مانند درجه حرارت، جانشینی Ti در سایت ترائندری، فوگاسیته

امروزه استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها در تعیین دما، فشار و عمق جایگیری توده‌های آذرین متداول و فراگیر شده است. این شیوه مطالعه برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی در پژوهش‌های اخیر در ایران نیز مشهود است (محمودآبادی و همکاران، ۱۳۸۶؛ آیتی و همکاران، ۱۳۹۰؛ سرجویان و همکاران، ۱۳۹۱؛ نصرآبادی، ۱۳۹۱). در این قسمت با استفاده از روش‌های ترمودینامیکی به بررسی و تخمین شرایط دما و فشار حاکم بر تشکیل سنگ‌های منطقه پرداخته می‌شود. با توجه به فراوانی آمفیبول و پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت و آندزیت‌های مورد مطالعه، از ژئوبارومتر Al موجود در آمفیبول و ژئوترموتر آمفیبول-پلاژیوکلاز، و از ژئوترموتر بیوتیت نیز برای تعیین شرایط دما و فشار به تعادل رسیدن کانی‌ها بهره برده می‌شود.

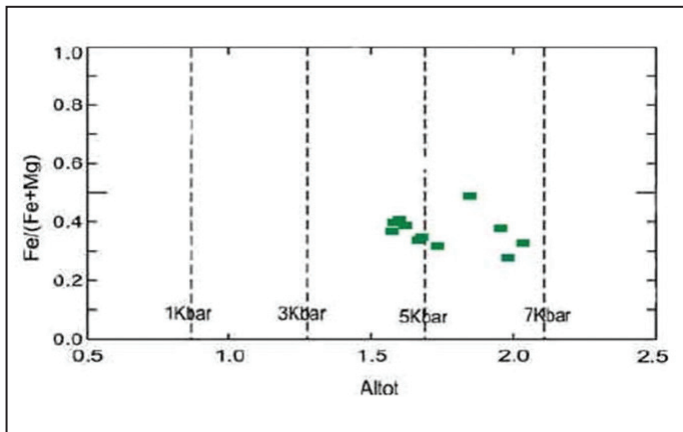
۶-۱. ژئوترموبارومتري آمفیبول

آمفیبول کلسیک یک کانی مهم در سنگ‌هاست. توزیع کاتیون‌ها در آمفیبول‌های کلسیک کاربردهای ژئوترمومتري (Cameron, 1975; Spear, 1981; Holland and Blundy, 1994) و ژئوبارومتري (Rasse, 1974; Cameron, 1975; Brown, 1977; Hammarstrom and Zen, 1986; Anderson and Smith, 1995) دارد. با افزایش فشار، Al تمایل دارد تا جای Si را در تتراهدراهای آمفیبول‌های کلسیم‌دار بگیرد. در حالی که با افزایش دما Al به جای Mg + Fe موجود در اکتاهدرا M2 می‌نشیند (Raase, 1974; Hawthorne, 1981; Gilbert et al., 1982; Schmidt, 1992; Stein and Dietl, 2001). به این ترتیب با افزایش فشار و دما، مقدار Al_2O_3 با تابعی از این دو افزایش می‌یابد (Ernst and Liu, 1998). از سوی دیگر با افزایش دما، عنصر Ti در جایگاه M2 آمفیبول افزایش می‌یابد (Rasse, 1974). البته به دلیل شعاع یونی بزرگ‌تر Ti نسبت به Al، Ti کمتر تحت تأثیر فشار قرار می‌گیرد. به همین دلیل می‌توان گفت که میزان Ti در آمفیبول‌های کلسیم‌دار با دما رابطه مستقیم، ولی با فشار رابطه تقریباً معکوس دارد (Ernst and Liu, 1998). نتایج داده‌های حاصل از مطالعات تجربی و نمونه‌های طبیعی گویای این مطلب هستند که ترکیب آمفیبول‌ها با ترکیب شیمیایی، دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن تغییر می‌کند (Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992 and 1993). اما بر خلاف بحث‌انگیز بودن این روش برای سیستم‌های طبیعی (Stone, 2000) و متغیر بودن ترکیب آمفیبول‌ها با فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن، این روش همچنان مورد استفاده قرار می‌گیرد. به اعتقاد Anderson (1996) یک فشارسنجی صحیح صرفاً در هورنبلندهایی با $Fe^{2+}/Fe^{3+} + Mg$ کمتر از ۰/۶۵ امکان‌پذیر است. استفاده از کالبراسیون‌های مربوطه منوط به برقراری چند شرط لازم و ضروری است:

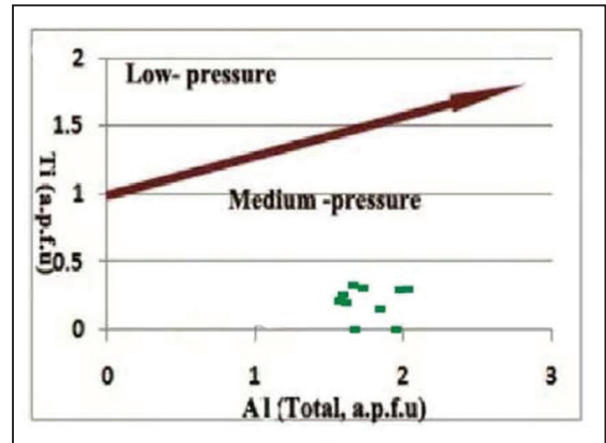
الف) حضور مجموعه‌ای از کانی‌های همیافت شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلسپار، هورنبلند، بیوتیت، اسفن و اکسیدهای آهن-تیتان (مگنتیت/ایلمنیت) به‌طور همزمان با مذاب. ب) به‌کارگیری آنها در محدوده فشار تعیین شده. ج) استفاده از پلاژیوکلاز همزیست با هورنبلند دارای محتوای ۲۳ تا ۳۵ درصد (شرط اخیر

اکسیژن و میزان جانشینی Fe^{2+} در شبکه آمفیبول بر مقدار Al آمفیبول (متوجه اثر #Fe) تأثیر می‌گذارد و ممکن است فشار کاذب ایجاد کند. بنابراین استفاده از داده‌های این نمودار باید با احتیاط انجام شود. همچنین Hammarstrom and Zen (1986) مقدار اندک عدد منیزی هورنبلندا را ناشی از تبلور این کانی در شرایط فشار کم و فوگاسیته اکسیژن زیاد تلقی کرده‌اند. از آنجایی که مقادیر $Fe/(Fe+Mg)$ برای

آمفیبول‌های مورد مطالعه ۰/۲۸ تا ۰/۴۹ است و در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا قرار دارند که برای فشارسنجی مناسب هستند. لذا در اینجا از این کانی برای فشارسنجی بر اساس مقدار Al استفاده می‌شود (Dietl, 2000). بر اساس پارامتر Al_{total} در برابر $Fe/(Mg+Fe)$ آمفیبول‌های واحد آندزیتی در محدوده فشار ۴/۵ تا ۷ کیلو بار متبلور شده‌اند. (Schmidt, 1992) (شکل ۱۴).



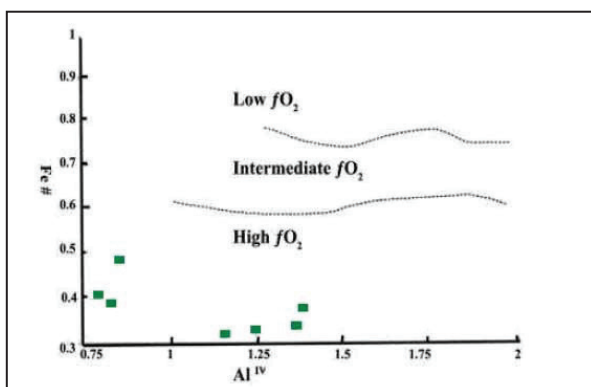
شکل ۱۴- نمودار Al_{tot} در برابر $Fe/(Mg+Fe)$ (Schmidt, 1992).



شکل ۱۳- موقعیت آمفیبول‌ها در نمودار $Ti-Al_{total}$ (Hynes, 1982) که گویای برخورداری آنها از فشار متوسط است.

جدول ۱- نتایج به دست آمده از پنج کالیبراسیون متفاوت برای محاسبه فشار از طریق مقدار Al موجود در هورنبلند آندزیت‌ها.

| | Hammarstrom and Zen (1986) | Hollister et al. (1987) | Johnson and Rutherford (1989) | Schmidt (1992) | Anderson and Smith (1995) |
|---------|----------------------------|-------------------------|-------------------------------|----------------|---------------------------|
| A-Amp-1 | ۵/۳۹ | ۵/۶۷ | ۴/۳۷ | ۵/۸ | ۴/۵۸ |
| A-Amp-2 | ۵/۹۳ | ۶/۳ | ۴/۸۳ | ۶/۳ | ۵/۰۵ |
| A-Amp-3 | ۶/۰۶ | ۶/۴۳ | ۴/۹۴ | ۶/۴۴ | ۵/۱۶ |
| A-Amp-4 | ۴/۵۳ | ۴/۷۲ | ۳/۶۵ | ۴/۹۹ | ۳/۸۵ |
| A-Amp-5 | ۴/۱۳ | ۴/۲۶ | ۳/۳۱ | ۴/۶۱ | ۳/۵۱ |
| A-Amp-6 | ۴/۲۴ | ۴/۳۹ | ۳/۴ | ۴/۷۱ | ۳/۶ |
| D-Amp-1 | ۴/۰۳ | ۴/۱۶ | ۳/۲۳ | ۴/۵۲ | ۳/۴۳ |
| D-Amp-2 | ۴/۴۷ | ۴/۶۵ | ۳/۶ | ۴/۹۳ | ۳/۸ |
| D-Amp-3 | ۵/۳۳ | ۵/۶۱ | ۴/۳۲ | ۵/۷۴ | ۴/۵۳ |
| D-Amp-4 | ۴/۸۱ | ۵/۰۳ | ۳/۸۸ | ۵/۲۵ | ۴/۰۹ |
| D-Amp-5 | ۴/۰۰ | ۴/۱۲ | ۳/۲ | ۴/۴۸ | ۳/۴ |



شکل ۱۵- نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe/Fe^{2+}+Mg$ (Anderson and Smith, 1995).

آمفیبول‌های مطالعه شده در فوگاسیته اکسیژن بالا به وجود آمده‌اند.

– فشار بخشی اکسیژن: پژوهشگران با مطالعه اکسیژن و دما بر مقدار فشار معتقدند که $(Fe/(Fe^{2+}+Mg))$ سیلیکات‌های مافیک و سنگ کل تابعی از فوگاسیته اکسیژن در دمای ثابت است (Anderson and Smith, 1995; Scaillet and Evans, 1999). در همین راستا، زمانی که در ساختار فرمولی آمفیبول این رابطه‌ها برقرار باشد: $Al^{IV} > 0.75$, $Fe^{Total}/(Fe^{Total}+Mg) > 0.3$ می‌توان مقدار فوگاسیته را نیز تعیین کرد. بنابراین با توجه به این تمهیدات در استفاده از نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe^{2+}+Mg)$ (عدد آهن) فشار بخشی اکسیژن در نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو فوگاسیته اکسیژن بالا قرار می‌گیرد (شکل ۱۵).

۶-۲. ژئوترموتری هورنبلند-پلاژیوکلاز

ژئوترموتری هورنبلند-پلاژیوکلاز بر اساس میزان Al^{IV} و Si موجود در موقعیت تتراهدر هورنبلند و نوع پلاژیوکلازهای همراه آنها، در سنگ‌های اشیاع از سیلیس است. لازمه استفاده از این زوج کانی به عنوان یک ترمومتر، وجود تعادل بین آمفیبول کلسیک و پلاژیوکلاز در بررسی‌های سنگ‌نگاری است. این ژئوترموتری یک ژئوترموتری تبادلی و بر مبنای واکنش‌های زیر است:

۵) $edenite + 4 quartz = termolite + albite$
۶) $edenite + albite = richterite + anorthite$

از واکنش ۵ در شرایطی استفاده می‌شود که کوارتز در سنگ حضور داشته باشد و واکنش ۶ در سنگ‌های فاقد کوارتز کاربرد دارد. با توجه به تشخیص داده نشدن کوارتز اولیه در نمونه‌های مورد مطالعه، از واکنش ۶ استفاده می‌شود.

محاسبه دما (بر حسب کلونین) در فرمولی که توسط Holland and Blundy (1994) ارائه شده به صورت رابطه زیر است:

$$T(\pm 311K) = 0.677P(Kbar) - 48.98 + Y_{Ab}/0.0429 - 0.0083144 \ln(Si-4)/(8-Si) X_{Ab}^{plag}$$

در این کالیبراسیون، اعضا به شرح زیر تعریف شده‌اند: P فشار بر حسب کیلوپار بر پایه Schmidt (1992)؛ Si تعداد کاتیون‌های سیلیسیم در فرمول آمفیبول، X_{Ab}^{plag} درصد فراوانی آلپیت موجود در پلاژیوکلاز هستند و مقدار Y_{Ab} از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$X_{Ab} > 0.5, Y_{Ab} = 0, X_{Ab} < 0.5, Y_{Ab} = 8.06 + 25.5(1 - X_{Ab}^{plag})^2 \quad (8)$$

دماسنجی فنوکریست‌های هورنبلند-پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به‌طور میانگین ۴۱۷ تا ۵۳۴ درجه سانتی‌گراد را برای به تعادل رسیدن این دو کانی نشان می‌دهد (جدول ۲).

۶-۳. ژئوترموتری Ti در بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های آندزیتی

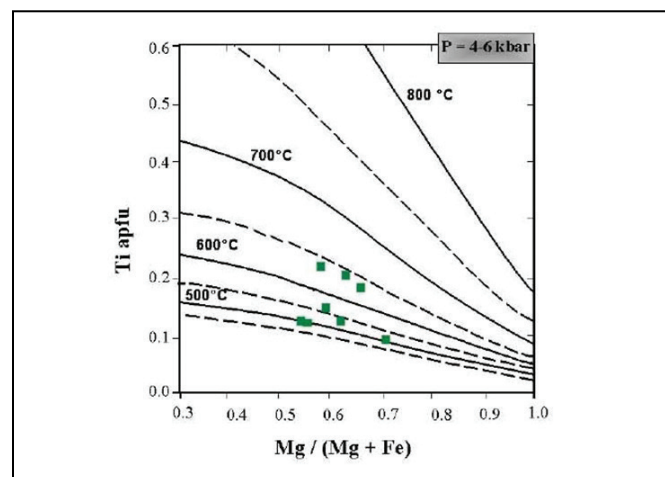
دما بیشترین تأثیر را بر روی کنترل تیتانیم در بیوتیت دارد. افزایش دما موجب افزایش مقدار تیتانیم و افزایش فشار، موجب کاهش آن می‌شود (Robert, 1976; Tronnes et al., 1985; Henry et al., 2005).

میزان Ti در بیوتیت، به‌طور کلی با افزایش مقدار Fe افزایش می‌یابد (Arima and Edgar, 1981; Abrecht and Hewitt, 1988). برای تعیین

۷- نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر به سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشان‌های قروه (کوه سیاه) با نگرشی بر میکروآنالیز از طریق بررسی آنالیز الکترون میکروپروپ می‌پردازد. مجموعه آتشفشانی دارای مخروطی‌هایی با دهانه مشخص تا نامشخص بوده است. یافته‌ها نشان می‌دهد که در مجموعه آتشفشانی سنگ‌هایی با ترکیب بازالت، بازالتیک‌آندزیت، آندزیت و تراکی‌آندزیت موجود است. مطالعات آنالیز الکترون میکروپروپ فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی دارای ترکیب آندزین-الگوکلاز در نمونه‌های بازیک‌تر به لا‌برادوریت هم می‌رسد. یک سری از پلاژیوکلازها طی اختلاط ماگمایی دچار حفره شده‌اند و حاصل آن ایجاد بافت اسفنجی بوده که این حفرات توسط شیشه پر شده است. ترکیب آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در محدوده کلسیک و با ترکیب اکتینولیت-هورنبلند و منیزیه‌هورنبلند است. بر اساس تجزیه‌های نقطه‌ای، بیوتیت موجود در نمونه‌های مورد بررسی از نوع اولیه هستند که تعدادی از آنها طی سرد شدن تبلور مجدد یافته‌اند. با توجه به فراوانی آمفیبول و پلاژیوکلاز در تراکی‌آندزیت و آندزیت‌های مورد مطالعه، از ژئوترموتری Al موجود در آمفیبول و ژئوترموتری آمفیبول-پلاژیوکلاز و نیز از ژئوترموتری بیوتیت برای تعیین شرایط دما و فشار به تعادل رسیدن کانی‌ها بهره برده می‌شود. فشارسنجی بر اساس مقدار Al آمفیبول‌ها، فشار تبلور ۳/۲ تا ۶/۶۵ را نشان می‌دهد. همچنین بر اساس پارامتر Al_{total} در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ فشار ۴/۵ تا ۷ کیلوپار برآورد شده است. دماسنجی فنوکریست‌های هورنبلند-پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها ۴۱۷ تا ۵۳۴ درجه سانتی‌گراد را برای به تعادل رسیدن این دو کانی نشان می‌دهد. مطالعات کانی‌شناسی و آنالیز سنگ کل شاهدهی برای تشکیل آن در پهنه کششی و درون قاره‌ای است. ژئوترموتری Ti در بیوتیت، دمای تشکیل بیوتیت‌های موجود در آندزیت‌ها را ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد.

شکل ۱۶- تعیین دمای بیوتیت‌های موجود با استفاده از ژئوترموتری Ti در بیوتیت (Henry et al., 2005).



جدول ۲- نتایج دماسنجی زوج کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز.

| | Sample | Am-Pl-1a | Am-Pl-2a | Am-Pl-3a | Am-Pl-1b | Am-Pl-2b | Am-Pl-3b |
|-----------------|--------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Schmidt (1992) | PKb | ۴/۷۴ | ۴/۶۶ | ۵/۰۸ | ۶/۷۶ | ۵/۲۹ | ۴/۵۷ |
| | T°C | ۵۲۶/۳ | ۴۸۴ | ۴۰۶/۴ | ۵۲۶/۹ | ۵۲۶ | ۴۰۷/۶ |
| Anderson (1996) | PKb | ۴/۸۹ | ۴/۲ | ۴/۵۲ | ۷/۳۳ | ۵/۵۴ | ۴/۳ |
| | T°C | ۵۲۸/۸ | ۴۷۶/۱ | ۳۷۰/۳ | ۵۳۴ | ۵۲۸/۳ | ۴۱۷/۸ |

کتابنگاری

- آیتی، ف. و کلیمی نقره‌تپان، م. و خلیلی، م.، ۱۳۹۰- پتروگرافی و شیمی کانی‌ها در پهنه‌های ماگمایی و دگرسانی جنوب سلفچگان، پترولوژی، دوره ۲ شماره ۸، ص. ۱ تا ۲۰.
- باجلان، ع. و شریفی، م.، ۱۳۹۳- بررسی پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی کواترنز قزل قلعه واقع در شمال شرق قروه، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۶، شماره ۲، ص. ۳۱۵ تا ۳۲۹.
- حسینی، م.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی قروه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- حق‌نظر، ش. و ملکوتیان، س.، ۱۳۹۰- خصوصیات منشأ گوشته‌ای آلکالی الیون بازالت‌های کواترنزی منطقه قروه- تکاب، پترولوژی، سال دوم، شماره هشتم، ص. ۱۷ تا ۳۰.
- سرجوقیان، ف.، کتعیان، ع. و احمدیان، ح.، ۱۳۹۱- کاربرد شیمی پیروکسن در ارزیابی دما و فشار مجموعه نفوذی کوه دم، پترولوژی، دوره ۳، شماره ۱۱، ص. ۹۷ تا ۱۱۰.
- شیخ‌ذکریایی، س. ح.، اشجع اردلان، ا. و طویی، س.، ۱۳۹۳- پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی بازیک کوه قرینه شمال شرق قروه (غرب ایران)، فصلنامه زمین‌شناسی محیط زیست، سال هشتم، شماره ۲۷، صفحات ۶۳ تا ۷۹.
- کریمی، م. و لطفی، م.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی محدوده معدن بایچه‌باغ (زنجان)، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال هفتم، شماره ۳، ص. ۲۵۵ تا ۲۶۸.
- محمودآبادی، ل.، طباطبائی‌منش، س. و ترابی، ق.، ۱۳۸۶- بررسی ولکانیک ائوسن جنوب غرب جندق (شمال شرق اصفهان)، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین.
- معین‌وزیری، ح.، ۱۳۷۷- دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران.
- معین‌وزیری، ح. و سبحانی، ا.، ۱۳۶۴- مطالعه آتشفشان‌های جوان منطقه تکاب و قروه، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، تهران، ۴۸ ص.
- نصرآبادی، م.، ۱۳۹۱- دما- فشارسنجی توده‌های نفوذی منطقه سلطان آباد (شمال شرق سبزوار): با نگرشی ویژه به هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی اطراف توده‌ها، پترولوژی، سال ۳، شماره ۹، ص. ۸۵ تا ۱۰۴.

References

- Abbot, R. N. and Clarke, D. B., 1979- Hypothermal liquids relationships in the subsystem Al₂O₃- FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for (H₂O)<1, Canadian Mineralogist, 17: 549- 560.
- Abdel-Rahan, A. M., 1994- Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magma. Journal of Petrology, 35(2): 525- 541.
- Abrecht, J. and Hewitt, D. A., 1988- Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite: American Mineralogist, v. 73, p. 1275- 1284.
- Alavi, M., 1989- Tectonic map of the Middle East, Geological Survey of Iran. Tehran.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H. and Mcleod, C., 2013- Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan Province, Iran. Journal of Petrology 54: 887- 911.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R., 1995- The effect of temperature and oxygen fugacity on Al – in hornblende barometry: American Mineralogist, v. 80, p. 549- 559.
- Anderson, J. L., 1996- Status of thermo-barometry in granitic batholiths, Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences 87: 125-138.
- Arima, M. and Edgar, A. D., 1981- Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 77, p. 288- 295.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981- Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution: Geodynamics Series 3, 1st Edn., Am. Geophysical Union, Washington, D.C., pp: 5- 32.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B., 1990- Calcic amphibole equilibria and a new amphibole – plagioclase geothermometer: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 104, p. 208- 224.
- Brown, E. H., 1977- The crossite content of Ca – amphibole as a guide to pressure of metamorphism: Journal of Petrology, v. 18, p. 53- 72.
- Cameron, K. L., 1975- An experimental study of actinolite – cummingtonite phase relations with notes on the synthesis Fe – rich anthophyllite: American Mineralogist, v. 60, p. 375- 390.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1965- An Introduction to rock – forming Minerals, Longman, 528 p.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- An Introduction to the Rock Forming Minerals: Longman, London, 528 p.
- Dietl, C., 2000- Structural and Petrologic Aspects of the Emplacement of Granitoid Plutons: Case Studies from the Western Margin of the Joshua Flat-Bear Creek-Pluton (White-Inyo Mountains, California) and the Flaser granitoid Zone (Odenwald, Germany). Unpublished PhD thesis, Heidelberg University, Germany.
- Droop, G. T. R., 1987- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, Mineralogical Magazine, 51, 431- 435.
- Ernst, W. G. and Liu, J., 1998- Experimental phase – equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic Amphibole in MORB – A semi quantitative thermobarometer: American Mineralogist, v. 83, p. 952- 969.
- Gilbert, M. C., Helz, R. T., Popp, R. K. and Spear, F. S., 1982- Experimental studies of amphibole stability. In D.R. Veblen and P.H., Ribbe, Eds., Amphiboles: petrology and experimental phase relations: Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., v. 9B, p. 229- 353.

- Hammarstrom J. M., and Zen, E., 1986- Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer: *American Mineralogist*, v. 71, p. 1297- 1313.
- Hawthorne, F. C., 1981- Crystal chemistry of amphiboles. In D.R. Veblen, Ed., *Amphiboles and other hydrous pyriboles – mineralogy*, *Reviews in Mineralogy: Mineralogical Society of America*, Washington, D. C., v. 9A, p. 1- 102.
- Henry, D., Guidotti, Ch., and Thomson, J., 2005- Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms, *American Mineralogist*, 90, 316- 328.
- Holland, T., and Blundy, J., 1994- Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.116, p. 433- 447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B., 1987- Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons: *American Mineralogist*, v. 72, p. 231- 239.
- Hynes, A., 1982- A comparison of amphiboles from medium- to low- pressure metabasites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 81, p. 119- 125.
- Johnson, M. C., and Rutherford, M. J., 1989- Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks: *Geology*, v. 17, p. 837- 841.
- Lalonde, A. E. and Bernard, P., 1993- Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogen, Northwest Territories, *Canadian Mineralogist* 31: 203- 217.
- Mader, U. K. and Berman, R. G., 1992- Amphibole thermobarometry: a thermodynamic approach: *Geological Survey of Canada*, 92-1E, p. 393- 400.
- Meschede, M., 1986- A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, pp 207- 218.
- Nachit, H., 1986- Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes, applications typologiques, thèse, université de Bretagne occidentale, Brest.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H. and Ohoud, M. B., 2005- Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites: *Geomaterials (Mineralogy)*, *Comptes Rendus, Geoscience*, v. 337, p. 1415- 1420.
- Partin, E., Hewitt, D. A. and Wones, D. R. 1983- Quantification of ferric iron in biotite. *Geological Society American*, 15. 659.
- Raase, P., 1974- Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 45, p. 231- 236.
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y. D., Frank-Kanetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, 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, *Canadian Mineralogist* 36 (3) 905- 912.
- Robert, J. L., 1976- Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions: *Chemical Geology*, v. 17, p. 213- 227.
- Scaillet, B. and Evans, B. W., 1999- The 15 June 1991 eruption of mount Pinatubo. I, Phase equilibria and pre-eruption P-T- f_{O_2} - f_{H_2O} conditions of the dacite magma, *Journal of Petrology*, 40(3): 381- 411.
- 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*, v. 110, p. 304- 10.
- Schmidt, M. W., 1993- Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650 °C, *American Journal of Sciences* 293: 1011- 1060.
- Spear, F. S., 1981- An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibole: *American Journal of Science*, v. 281, p. 697- 734.
- Stein, E., and Dietl, C., 2001- Hornblende thermobarometry of granitoids from Central Odenwald (Germany) and their implications for geotectonic development of the Odenwald: *Mineralogy and Petrology*, v. 72, p. 185- 207.
- Stone, D., 2000- Temperature and pressure variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens River area, northwest Superior province, Ontario, Canada, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 38: 455- 470.
- Tronnes, R. G., Edgar, A. D. and Arima, M., 1985- A high pressure-high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 2323- 2329.

Mineral chemistry, thermobarometry KoheSiah volcanic complex, using the mineral chemistry of amphibole-biotite (North East Qorveh, Kurdistan)

S. Kazemi Koohbanani¹, S. J. Sheikhzakaríe^{2*}, M. H. Emami³ and R. Dabiri⁴

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Tehran, Iran

⁴Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Mashhad Branch, Mashhad, Iran

Received: 2017 August 23

Accepted: 2018 March 05

Abstract

KoheSiah volcanic complex is in north east of Qorveh in the Kurdistan province and in Sanandaj-Sirjan zone. The age of the studied region rocks are related to the quaternary time. Set volcanic cone with a crater that has been identified as unspecified and are an average height of 2157 meters above sea level. The composition of volcanic rocks varies from basaltic composition, Basaltic andesites, andesite and , trachyandesite. On the basis of mineral chemistry the amphiboles are classified as calcic (magnesian-hornblende). Plagioclases vary from andesine-oligoclase to labradorite. Al-barometer accounts that the pressure of amphibole crystallization is 3.2 to 6.65 Kbar and Al_{total} versus Fe_{total}/(Mg+Fe_{total}) accounts the pressure between 4.5 to 7 Kbar. Hornblende - plagioclase thermometer shows 464 to 473 °C for equilibrium of these two minerals and biotite thermometer shows 500 to 650 °C for biotite in andesites.

Keywords: Kohe siah, Thermobarometry, Mineral chemistry, Qorveh, Iran.

For Persian Version see pages 23 to 32

*Corresponding author: S. J. Sheikhzakaríe; E-mail: j.sheikhzakaria@gmail.com