

شیمی‌کانی و شرایط تشکیل بیوتیت در گرانیتوئید مسترون، شمال الیگودرز (زون سنندج - سیرجان)

سیدوحید شاه‌رخی^{۱*} و اسماعیل درویشی^۲

۱- دانشیار گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد الیگودرز، دانشگاه آزاد اسلامی، الیگودرز، ایران

نویسنده مسئول: * Vahid.Shahrokhi@Gmail.com

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۲/۸/۳۰

دریافت: ۱۴۰۲/۶/۱۷

چکیده

توده نفوذی ناحیه مسترون در شمال شهرستان الیگودرز واقع شده و به لحاظ زمین‌شناسی بخشی از پهنه دگرگونی-ماگمایی سنندج-سیرجان است که در زیرپهنه بیستون قرار دارد. این توده گرانودیوریتی بوده و در آن فابریک‌های S-C قابل تشخیص است. این توده حاوی درشت‌بلورهای کوارتز، آلكالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت و پولک‌های موسکویت است. کوارتزها اغلب بی‌شکل با خاموشی موجی هستند و معمولاً بین کانیه‌ها رشد نموده‌اند. آلكالی فلدسپار شامل ارتوز، ارتوز پرتیتی و میکروکلین بوده و در بیشتر موارد سریسیتی شده‌اند. بیوتیت‌ها، به رنگ قهوه‌ای و قهوه‌ای متمایل به قرمز و دارای خمیدگی بوده و اغلب در اثر تنش از خود پدیده کینک‌باند نشان می‌دهد. مطالعات شیمی‌بلور کانی بیوتیت نشان می‌دهد که آن‌ها غنی از منیزیم و شامل عضو انتهای سیدروفیلیت-آنیت بوده و در محدوده بیوتیت و خارج از محدوده فلوگوپیت قرار گرفته‌اند. همچنین بیوتیت‌های ناحیه مسترون اغلب از نوع اولیه و ماگمایی بوده و هیچ‌یک در محدوده بیوتیت‌های تازه متعادل شده قرار نمی‌گیرند. میانگین دمای تشکیل بیوتیت‌ها 639°C بوده و در حدفاصل 660°C تا 753°C قرار دارد. دامنه تغییرات فشار با میانگین $3/32\text{Kb}$ نشان‌دهنده تشکیل بیوتیت‌ها در عمق کمتر از ۳ کیلومتر بوده و با فشار بدست آمده در منحنی کالیبراسیون فشارسنجی بیوتیت برای سنگ‌های گرانیته همخوانی دارد. بیوتیت‌های ناحیه مسترون در محدوده بیوتیت سنگ‌های کالک‌آلكالین فرورانشی و در پهنه کوهزائی نوع I قرار گرفته و به کمک داده‌های سنگ کل تأیید شده است. بالا بودن نسبت Fe/Mg در بیوتیت‌ها نشان‌دهنده مگنتیتی بودن گرانیتوئیدهای مسترون است. مقادیر $\text{Fe}^{\#}$ بیوتیت‌ها در برابر Al با میانگین $3/2$ به عنوان میانگین FQM نیز در محدوده گرانیتوئیدهای سری مگنتیتی قرار گرفته و نشان‌دهنده شرایط اکسیدی ماگما هستند. میزان کمی فشاربخشی اکسیدین در ناحیه مسترون به کمک داده‌های موجود بالا بوده و به میزان 10^{-10} تا 10^{-12} بار تخمین زده می‌شود که محیط مناسبی جهت کانی‌سازی طلا و مس در سیستم‌های اپی‌ترمال و پورفیری هستند.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت، کالک‌آلكالین، شیمی‌بلور، ترموبارومتري، مسترون، الیگودرز

پیشگفتار

شرایط دما و فشار، ترکیب و شرایط اکسیداسیون احیای ماگما به‌ویژه در سنگ‌های آذرین درونی بدست آورد. بیوتیت‌های متبلور شده ماگماهای گرانیته همانند آلكالین، کالک‌آلكالین و پرآلومین در نمودارهای $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3$ در محدوده‌های مشخص قرار می‌گیرند (عبدالرحمان، ۱۹۹۶؛ استوسی و کانی، ۱۹۹۶؛ ناچیت و همکاران، ۲۰۰۵). تشخیص منشأ بیوتیت در تفاسیر پترولوژی قبل از ترسیم نمودارهای پترورژنتیک و تفکیک از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، زیرا اثر دگرگونی، دگرسانی گرمایی و مجموعه کانی‌های هم‌زیست می‌توانند موجب تغییر ترکیب اولیه بیوتیت شوند (دابوسک، ۲۰۱۹). ترکیب بیوتیت

بیوتیت کانی مافیک آبدار و رایج در بسیاری از سنگ‌های آذرین و دگرگونی است که ضمن تبلور در طیف وسیعی از شرایط دما و فشار، نسبت به کمترین تغییر در شرایط فیزیکوشیمیایی مانند تغییر دما، فشار، ترکیب ماگما و تغییرات فشاربخشی اکسیدین و هالوژن‌ها حساس است (اسپیر، ۱۹۸۴). ارتباط شیمیایی بین بیوتیت و ماگمای میزبان اولین بار توسط (رامسایت، ۱۹۶۴؛ گورباچف، ۱۹۷۰؛ لاورینگ، ۱۹۷۲) بررسی شد.

به کمک شیمی‌بلور بیوتیت می‌توان اطلاعات مهمی در خصوص شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای مادر و همچنین

توجه بوده و خصوصیات بسیار جالب و در عین حال پیچیده پترولوژیکی و پتروفابریکی وجود دارد که موجب شده تا زمین‌شناسان نسبت به حل ابهامات زمین‌شناسی این ناحیه علاقمند گردند.

واحدهای سنگ‌شناسی شامل اسلیت، ماسه‌سنگ دگرگون شده، میکاشیست همراه با هورنفلس (Jmsh)، ماسه‌سنگ دگرگون شده (Jms)، توالی نسبتاً یکنواخت اسلیت جهت یافته و اپیدوتی شده (Jmsl)، و گرانودیوریت پورفیری (CV) است (شاهرخی، ۲۰۰۲). سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک موسوم به فیلیت‌های همدان شامل شیست‌های سیاه رنگ متعلق به ژوراسیک زیرین و شیست‌های رسی با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ متعلق به ژوراسیک میانی می‌باشد که در اثر نفوذ توده گرانیتی مسترون و بالا رفتن درجه زمین گرمایی، متحمل دگرگونی در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت شده و به گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت شیست تبدیل شده‌اند. ماسه‌سنگ‌ها، تکه‌های نابرجا از واحدهای زیرین در خود دارند که نشان می‌دهد قبل از رسوب‌گذاری آن‌ها یک مرحله حرکات کوهزایی در این ناحیه صورت گرفته است. به عبارت دیگر، در این منطقه بین واحدهای ژوراسیک زیرین، یک ناپیوستگی ناشی از توقف رسوب‌گذاری و فرسایش دیده می‌شود که حاصل فعالیت‌های تکتونیکی بوده و موجب خروج واحدهای رسوبی از آب و فرسایش واحدهای قدیمی‌تر شده است. در مقیاس ناحیه‌ای، ضخامت این توالی و تغییرات جانبی لایه‌ها با توجه به مشخص نبودن حد زیرین رسوبات تریاس بالائی - ژوراسیک، بهم‌ریختگی تکتونیکی، دگرشکلی‌های متعدد و یکنواختی توالی رسوبات قابل اندازه‌گیری نبوده و قابل پی‌گیری نیست (لطفی و شاهرخی، ۲۰۰۴). با نفوذ ماگما، در طی ژوراسیک میانی (165Ma) (اثنی‌عشری و همکاران، ۲۰۱۱؛ اثنی‌عشری و همکاران، ۲۰۱۲) شکل‌گیری توده گرانیتوئیدی واحدهای سنگی تحت تأثیر قرار گرفته و هاله دگرگونی در محل تماس با توده نفوذی گسترش یافته است (اثنی‌عشری و همکاران، ۲۰۱۶).

سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن (اثنی‌عشری و همکاران، ۲۰۱۱؛ اثنی‌عشری و همکاران، ۲۰۱۲) نشان‌دهنده پیدایش توده گرانیتوئیدی مسترون همزمان با توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد (احمدی‌خلجی، ۲۰۰۷)، آستانه (مسعودی و همکاران، ۲۰۰۲) و الوند (سپاهی‌گرو و همکاران، ۲۰۱۴) در زمان ژوراسیک میانی

آذرین و دگرگونی ممکن است با تفاوت‌هایی در ترکیب سنگ، برهم‌کنش سیال - سنگ هیدروترمال، هم‌بلور شدن با سایر کانی‌ها (مانند گارنت و موسکویت) و ترمودینامیک (P/T) سیستم سنگ مطابقت داشته باشد (کومارننی و همکاران، ۱۹۸۵؛ ساتیر و تابالد، ۲۰۰۱؛ هریس و همکاران، ۱۹۹۷، سوله و همکاران، ۲۰۰۲). در ساختار بلوری بیوتیت، جانشینی‌های گسترده‌ای رخ می‌دهد، به عنوان مثال منیزیم جانشین آهن دو ظرفیتی، آلومینیوم و آهن سه ظرفیتی شده و آلومینیوم می‌توانند در موقعیت تتراندری جانشین سیلیسیم شود (دیر و همکاران، ۲۰۱۳). بیوتیت اغلب همراه با مسکویت وجود دارد، هرچند در سنگ‌های بدون موسکویت نیز یافت می‌شود. براساس مطالعات ژئوترمومتری، ترکیب بیوتیت در سنگ‌های آذرین و دگرگونی تحت تأثیر تبادل شیمیایی با موسکویت (هویش، ۱۹۸۹) یا گارنت (هولداوی، ۲۰۰۰؛ وو و چنگ، ۲۰۰۶) قرار می‌گیرد. به عنوان مثال، در سنگ‌های متاپلیت، دما و شیمی بلور بر سطح اشباع Ti در بیوتیت تأثیر می‌گذارد (هنری و همکاران، ۲۰۰۵).

هدف از این نوشتار، تعیین سری ماگمایی، منشأ و محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها، میزان اکسیداسیون، فشاربخشی اکسیژن، درجه حرارات و فشار ماگمای مولد و شناخت خصوصیات تکتونوماگمایی و سنگ‌زائی گرانیتوئید ناحیه مسترون به کمک شیمی‌کانی بیوتیت است که می‌تواند مکمل داده‌های زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی بوده و به درک بهتر فرآیندهای زمین‌شناسی کمک کند.

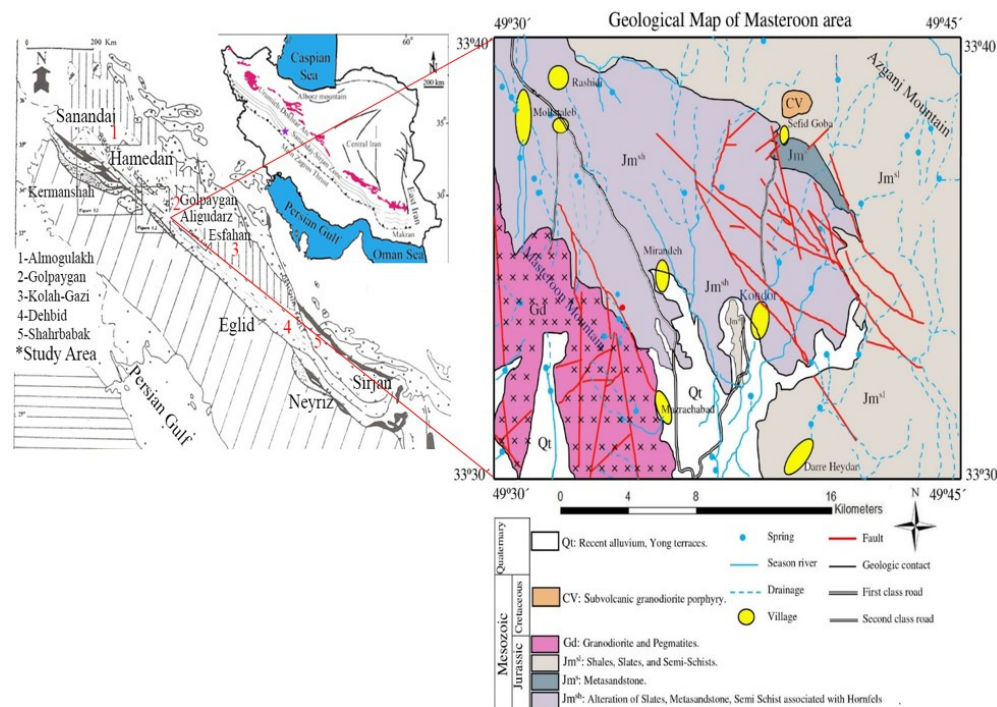
زمین‌شناسی عمومی

ناحیه مسترون در حد فاصل طول‌های $49^{\circ}37'$ تا $49^{\circ}40'$ شرقی و عرض‌های $33^{\circ}30'$ تا $33^{\circ}33'$ شمالی، در ۲۵ کیلومتری شمال شهرستان الیگودرز و ۴ کیلومتری غرب روستای کندر قرار دارد (شکل ۱).

این ناحیه به عنوان بخشی از زون دگرگونی - ماگمایی سهندج سیرجان (اشتوکلین، ۱۹۶۸) شناخته شده که در زیر پهنه بیستون (محجل و سهندی، ۲۰۰۱) شامل کرنات‌های محیط کم عمق دریا از زمان تریاس پسین تا کرتاسه پسین قرار دارد. مشاهدات نشان می‌دهد که فرآیندهای ماگماتیسیم، دگرگونی و پدیده‌های تکتونیکی و مجموعه‌ای از انواع سنگ‌های آذرین اسیدی تا بازیک، فازهای دگرگونی و حوادث تکتونیکی در این ناحیه قابل

بر این اساس، مهم‌ترین رخداد زمین‌شناسی ناحیه الیگودرز در ژوراسیک میانی پیدایش توده گرانیتوئیدی مسترون است که با نفوذ درون شیست‌ها، موجب شکل‌گیری مقدار اندکی هورنفلس و شیست‌های لکه‌دار در این ناحیه شده است (شاهرخی، ۲۰۰۹). این توده گرانیتوئیدی در قلمرو کمربند کوهزایی رده‌بندی شده‌اند (درویشی، ۲۰۲۱).

است. مطالعات صحرایی، سیمای پتروگرافی و مطالعات ژئوشیمی نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای این منطقه؛ منیزیم‌دار، پرآلومینه، از نوع S-type و در بعضی نقاط نیز I-type بوده و ویژگی‌های کالک‌آلکان و آلکان را به طور همزمان دارا می‌باشند (شاهرخی، ۲۰۱۹؛ درویشی، ۲۰۱۵؛ درویشی، ۲۰۲۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ناحیه مسترون و موقعیت آن در نقشه ایران و تقسیمات پهنه سنج - سیرجان (محجل و سهندی، ۲۰۰۱)
Fig. 1. Geological map of Masteroon area and its location on the map of Iran and the divisions of the Sanandaj-Sirjan zone (Mohajjel and Sahandi, 2001)

دو ظرفیتی متداول‌ترین حالت در بیوتیت می‌باشند (بلودکس و همکاران، ۱۹۹۹). بنابراین کاتیون‌های آهن و منگنز دو ظرفیتی در نظر گرفته شد. لازم به ذکر است که محاسبه نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} با توجه به عدم توانایی دستگاه امکان‌پذیر نبود (جدول ۱).

کانی‌شناسی

توده نفوذی ناحیه مسترون به طور عمده شامل گرانودیوریت و گرانیت است که در قسمت جنوبی به درون آندالوزیت-گارنت-بیوتیت شیست‌ها نفوذ نموده، به طور کامل با شیست‌ها درگیر شده (شکل‌های ۱ تا ۴) و در بیشتر مناطق به هورنفلس تبدیل شده‌اند (شکل A-۲). گرانودیوریت‌ها اغلب به صورت متوسط تا درشت بلور به رنگ سفید متمایل به صورتی، خاکستری روشن و سفید

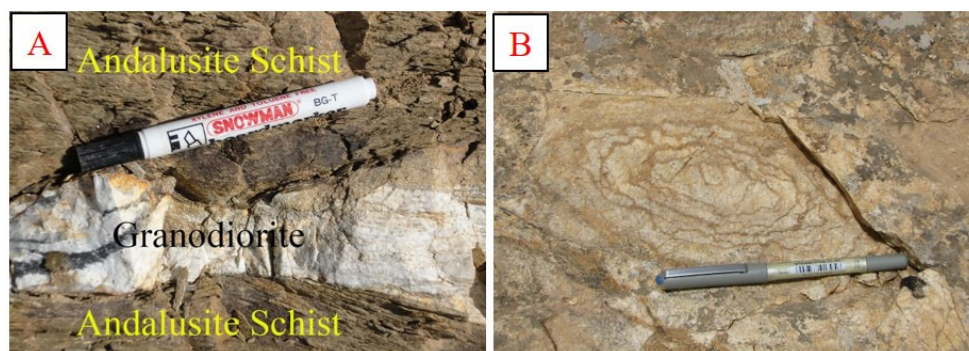
روش پژوهش

با استفاده از ۲۵ مقطع نازک-صیقلی تهیه شده از نواحی غیرهوازه سطحی ترکیب کانی‌شناسی و ژئوشیمی بیوتیت‌های ناحیه مسترون مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. سپس ترکیب، نوع و منشأ بیوتیت‌های مطالعه شده برای ۱۰ نقطه انتخابی از مقاطع مطالعه شده به کمک آنالیز الکترون‌مایکروپروپ و با استفاده از دستگاه CAMECA-SX-100 در آزمایشگاه الکترون‌مایکروپروپ مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با استانداردهای مختلف برای ۱۲ پارامتر تعیین گردید. ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ کیلو الکترون ولت (KeV) و شدت جریان ۲۰ نانو آمپر (nA) بوده است. خطای آنالیز برای عناصر اصلی ۱٪ نسبی و برای عناصر فرعی ۵٪ نسبی است. فرمول ساختاری بیوتیت براساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شد. از آنجا که منگنز و آهن

درصد مودال شامل ارتوز، ارتوز پرتیتی و میکروکلین می‌باشد که در بیشتر موارد به کانی‌های رسی (کائولینیت؟) تجزیه شده است. ارتوزها بصورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل فضای بین بلورها را پر می‌کند. تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین که در پاره‌ای از مقاطع قابل مشاهده است، بیانگر استرس وارده و تشکیل میکروکلین تکتونیکی و نیز دگرشکلی دینامیکی در شرایط جامد است (ورنون و پترسون، ۲۰۰۸). مگاکریست‌های میکروکلین از دیگر آلکالی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های منطقه است که دارای ماکل تارتان و به صورت ماگمایی است (شکل B-۳). بسیاری از تیغه‌های موجود در آلبیت به شکل پرتیت شعله‌ای رخ می‌دهد، وجود پرتیت در آلکالی فلدسپارها نشان دهنده تغییرشکل و بیانگر حضور فشار تکتونیکی و یا دگرسانی گرمایی است که باعث تشکیل الگوی تارتان گردیده و به آن‌ها میکروکلین گفته می‌شود (بل و جوهانسون، ۱۹۸۹؛ براون و پارسونز، ۱۹۸۱). در زیر میکروسکوپ، بلورهای این کانی بصورت پورفیرهای با اندازه‌های متغیر که همگی بصورت پرتیت می‌باشد، قابل رویت است.

رخنمون داشته و گاهی درشت بلورهای آلکالی فلدسپار، کوارتز و پولک‌های موسکویت در آن‌ها قابل تشخیص می‌باشند. تورمالین و بیوتیت از جمله کانی‌های تیره مافیکی است که در نمونه دستی دیده می‌شود. در پاره‌ای از قسمت‌های این توده به دلیل اکسیداسیون بیوتیت ساخت لیزگانگ شکل گرفته است (شکل B-۲).

کوارتزها اغلب بی‌شکل با خاموشی موجی بوده و معمولاً بین کانی‌ها رشد کرده است. این کانی به‌عنوان متشکله اصلی سنگ‌های گرانیتی منطقه دارای اندازه‌های متغیری می‌باشد و به صورت باندهای دگرشکلی و بین دانه حدود ۳۵ تا ۴۷ درصد حجمی این سنگ را تشکیل می‌دهد. وجود خاموشی موجی در کوارتز بیانگر مرحله اولیه تشکیل ریزدانه، ادامه دگرشکلی بعد از تشکیل و استرس وارده به سنگ‌هاست (بوزکورت و پارک، ۱۹۹۷)، اگرچه خاموشی موجی می‌تواند بعلت تخریب شبکه بلورین باشد (بارکر، ۱۹۹۰). تاثیر استرس بر روی سنگ‌ها پدیده خردشدن کوارتزها را به همراه داشته است، که به‌دنبال آن سیلیس آزاد شده و تشکیل کوارتزهای ثانویه ریزدانه و تا حدی خود شکل را موجب شده و بافت مورتار را به‌وجود آورده است (شکل A-۳). آلکالی فلدسپار با میانگین حدود ۲۵-۳۵



شکل ۲. A: نفوذ گرانودیوریت‌ها درون آندالوزیت-گارنت شیست با هاله‌های واکنشی (مجاورنی) و B: ساخت لیزگانگ حاصل اکسیداسیون بیوتیت در گرانودیوریت‌های منطقه مورد مطالعه.

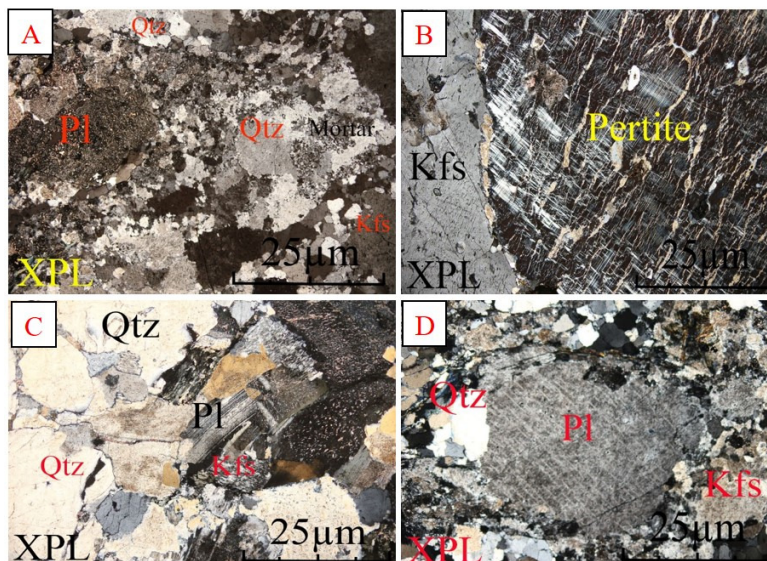
Fig. 2. A: Intrusion of granodiorites in andalusite-garnet schist with contact aureole. B: Lisgang texture resulting from biotite oxidation in granodiorites of the studied area.

پلاژیوکلازها اکثراً از نوع آلبیتی و پلی‌سنتتیک است و در اثر فشارهای تکتونیکی وارده دچار خمیدگی شده است (شکل C-۳) که حکایت از لغزش ماکل (پریر و رولین، ۱۹۹۵) و رخساره شیست سبز دارد (سیمپسون، ۱۹۸۵). وجود پلاژیوکلازهای درشت در این سنگ‌ها بافت شبه

پلاژیوکلازها با میانگین حدود ۱۵-۲۵ درصد مودال شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و اکثراً کائولینیتی شده‌اند. دگرسانی پلاژیوکلازها و جانشینی آن‌ها توسط سایر کانی‌ها به دما، فشار، اسیدیته، سرعت انحلال، زمان، ترکیب محلول، ترکیب کانی‌های تشکیل شده، سطوح کانی و روابط تعادلی بستگی دارد (دراک، ۲۰۰۶). ماکل‌های

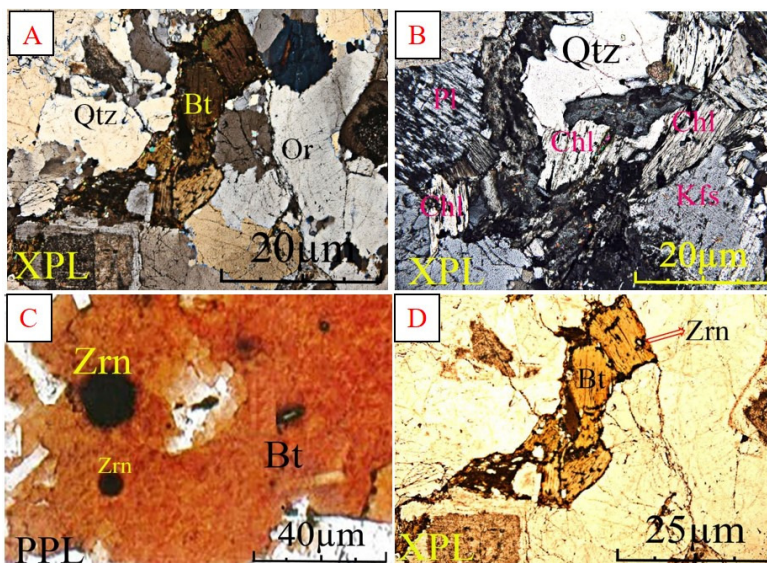
گرانیتی است (شلی، ۱۹۹۳). متداول‌ترین شکل دگرشکلی در فلدسپارهای پتاسیم تشکیل ساختار مانتو و هسته می‌باشد، این بافت در سنگ‌ها، شدیداً دگرشکل شده و دوباره متبلور شده دیده می‌شود (شکل D-۳).

پورفیری با خمیره دانه متوسط تا دانه درشت را به وجود آورده است. جدایش فلدسپارهای آلکالن بصورت دو کانی مستقل آلبیت و ارتوز حاکی از ساب‌سولوس بودن ماگمای



شکل ۳. A: کوارتز ثانویه با بافت مور تار در گرانودیوریت‌های ناحیه مورد مطالعه. B: آلکالی فلدسپار با بافت پرتیت رشته‌ای حاصل استرس وارده در گرانودیوریت‌های مسترون. C: خمیدگی در بلورهای پلاژیوکلاز در اثر استرس وارده. D: فابریک پوششی (مانتو-هسته) در اطراف پلاژیوکلاز موجود در گرانودیوریت‌های شدیداً دگرشکل شده. علائم اختصاری از (سیولا و اشمیت، ۲۰۱۷).

Fig. 3. A: Secondary quartz with Mortar texture in granodiorites in the study area. B: Alkali feldspar with stringy perthite texture resulting from stress in granodiorites of Mesteroon area. C: Bending in plagioclase crystals due to applied stress. D: Covering fabric (mantle-core) around plagioclase in highly altered granodiorites. Abbreviations after (Siivola and Schmid, 2017).



شکل ۴. A: آثار خمیدگی در رخ‌های بلور بیوتیت در اثر استرس تکتونیکی. B: تبدیل بلور بیوتیت به کلریت درون گرانودیوریت‌های آلتره شده. C: زیرکن‌های قدیمی‌تر و دارای هاله پلئوکروئیک. D: زیرکن‌های جوان‌تر و فاقد هاله پلئوکروئیک به وجود آمده در طی تبلور ماگما. علائم اختصاری از (سیولا و اشمیت، ۲۰۱۷).

Fig. 4. A: Bending effects in biotite crystal faces due to tectonic stress. B: Transformation of biotite crystal to chlorite in altered granodiorites. C: Older zircons with pleochroic halo. D: Younger zircons without pleochroic halo formed during magma crystallization. Abbreviations after (Siivola and Schmid, 2017).

و کانی‌های کدر دیده می‌شود. زیرکن را می‌توان به دو صورت مختلف در این سنگ‌ها مشاهده نمود: حالت اول که اکثراً دارای هاله پلئوکروئیک بوده و قدیمی‌تر است (شکل C-۴) و حالت دوم که فاقد هاله پلئوکروئیک بوده و احتمالاً در طی تبلور ماگما به وجود آمده و نسبت به گروه اول جوان‌تر است (شکل D-۴).

ژئوشیمی و شیمی بلور بیوتیت

تعیین نوع بیوتیت‌ها

مقدار TiO_2 با میانگین $3/61\text{apfu}$ از $3/25\text{apfu}$ تا $4/01\text{apfu}$ و مقدار Ti با میانگین $0/41\text{apfu}$ از $0/35\text{apfu}$ تا $0/48\text{apfu}$ متغیر است. محتوای FeO نمونه‌ها با میانگین $18/31\text{apfu}$ از $20/09\text{apfu}$ تا $16/59\text{apfu}$ و محتوای MgO آن‌ها با میانگین $13/21\text{apfu}$ از $14/59\text{apfu}$ تا $12/09\text{apfu}$ در نوسان است (جدول ۱).

بیوتیت‌ها، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای و قهوه‌ای متمایل به قرمز بوده که گاه همراه با موسکویت‌ها حالت تجمع‌ی و جهت یافته به خود گرفته است (شکل A-۴). این کانی با میانگین کمتر از ۵ درصد مودال، کانی مافیک متداول در گرانیت‌های منطقه می‌باشد. بلورهای بیوتیت دارای خمیدگی است و اغلب آن‌ها در اثر استرس از خود پدیده کینگ‌بند نشان می‌دهد. رنگ قرمز و قهوه‌ای متمایل به قرمز این کانی بیانگر مقدار فراوان آهن کل و آلومینیوم و میزان کم منیزیم و Fe^{3+} در گرانیت‌های پیرآلمینه محیط‌های برخورد قاره‌ای حاصل از آناکسی سنگ‌های رسوبی است (لولانده و برنارد، ۱۹۹۳). بیوتیت‌ها گاه به طور کامل یا ناقص به کلریت و کانی‌های کدر تجزیه شده و پس از تحمل دگرسانی گرمایی دچار بی‌رنگی شده و شدت چندرنگی آن کاهش می‌یابد (دیر و همکاران، ۲۰۱۳) (شکل B-۴). در بیوتیت‌ها اذخال‌هایی از زیرکن‌های شکل‌دار مدور و متامیکت شده، آپاتیت، روتیل

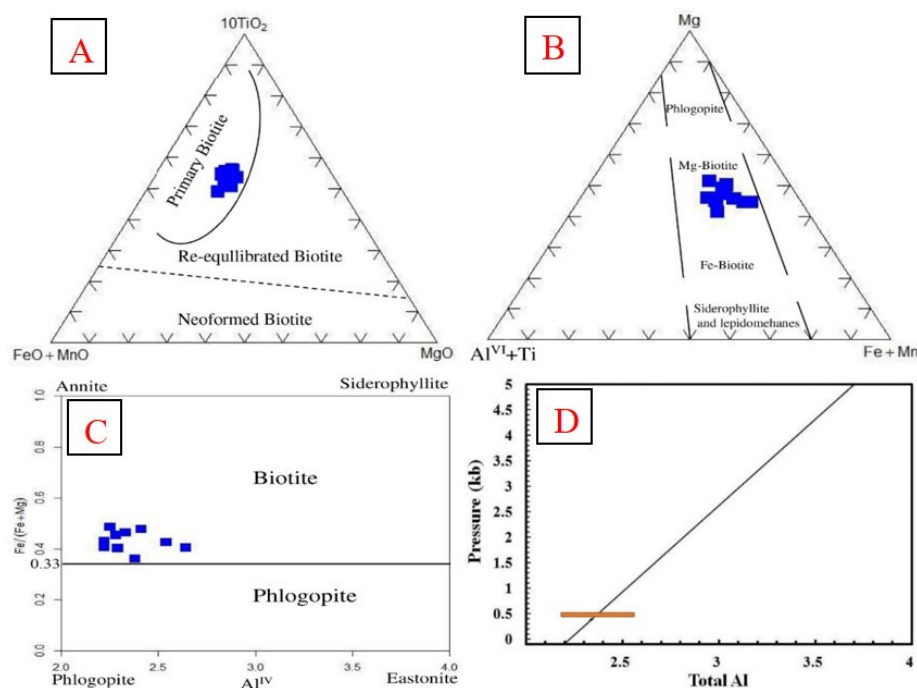
جدول ۱. نتایج میانگین آنالیز میکروپروب از بیوتیت‌های مسترون بر اساس ۱۴ اتم اکسیژن

Table 1. Results of EPMA datas for Biotites in Masteroon

	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10
SiO_2	34.70	33.70	34.89	34.39	33.55	33.82	33.59	32.87	33.75	30.95
TiO_2	3.25	3.28	3.80	3.33	3.78	4.01	3.10	3.86	4.09	3.60
Al_2O_3	16.31	16.10	15.25	16.25	15.18	15.21	16.61	16.01	16.19	16.31
FeO	18.31	18.36	19.41	18.01	18.20	17.61	20.09	18.29	18.20	16.59
MnO	0.34	0.28	0.33	0.35	0.13	0.26	0.39	0.15	0.24	0.16
MgO	12.45	13.55	12.10	14.03	12.10	13.75	12.04	13.19	14.30	14.59
BaO	0.04	0.02	0.02	0.04	0.02	0.05	0.02	0.04	0.05	0.02
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.06	0.06	0.08	0.05	0.06	0.06	0.08	0.09	0.07	0.06
K_2O	7.04	7.05	6.45	7.16	7.44	8.06	8.01	7.97	5.49	5.31
H_2O	1.62	1.60	1.77	1.67	1.73	1.64	1.75	1.69	1.71	1.79
Total	94.12	95.00	94.01	95.28	92.19	94.47	95.68	94.16	94.09	89.38
Si	5.67	5.78	5.59	5.36	5.72	5.71	5.75	5.46	5.78	5.62
Al^{IV}	2.33	2.22	2.41	2.64	2.28	2.29	2.25	2.54	2.22	2.38
Al	3.46	3.36	2.86	3.38	2.83	2.84	3.65	3.24	3.38	3.43
Al^{VI}	1.13	1.14	0.45	0.78	0.55	0.55	1.40	0.70	1.16	1.05
Ti	0.38	0.37	0.43	0.38	0.42	0.48	0.35	0.44	0.48	0.40
Fe^{2+}	2.43	2.45	2.51	2.25	2.29	2.21	2.58	2.31	2.29	2.18
Mn	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02
Mg	2.81	3.26	2.75	3.31	2.75	3.28	2.72	3.11	3.36	3.86
Ba	0.003	0.001	0.001	0.003	0.001	0.003	0.001	0.003	0.003	0.001
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
K	1.54	1.54	1.41	1.57	1.64	1.74	1.67	1.67	1.27	1.25
Total	16.353	16.811	15.611	16.343	15.691	16.313	16.791	16.283	16.613	16.781
Fe/Fe+Mg	0.46	0.45	0.47	0.40	0.45	0.40	0.49	0.43	0.40	0.36
Mg/Mg+Fe	0.54	0.60	0.50	0.59	0.54	0.60	0.51	0.57	0.59	0.64
T°K	955.18	949.38	971.72	969.00	985.54	1026.35	933.14	933.80	1016.87	985.63
T°C	682.03	676.23	698.57	695.85	712.39	753.20	659.99	660.45	743.72	712.48
P(Kb)	3.95	3.65	2.14	3.71	2.05	2.07	4.53	3.29	3.71	3.83

را از بیوتیت‌های نوظهور و بیوتیت‌های دوباره متعادل شده تفکیک می‌کند، اغلب از نوع اولیه و ماگمایی بوده و هیچ یک در محدوده بیوتیت‌های تازه متعادل شده قرار نمی‌گیرند (شکل ۵-B). در طبقه‌بندی متداول چهارضلعی (ASPE) نیز که با هدف جداسازی آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت و بر اساس دو متغیر Al^{IV} در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ طراحی شده (دیر و همکاران، ۱۹۹۲)، تمامی نمونه‌های ناحیه مسترون، بین قطب سیدروفیلیت-آنیت و در محدوده بیوتیت قرار گرفته و تمامی نمونه‌ها خارج از محدوده فلوگوپیت قرار گرفته‌اند (شکل ۵-C).

به این ترتیب تشکیل دهنده بیوتیت‌ها در عضو انتهایی سیدروفیلیت-آنیت جای می‌گیرد. همچنین بر اساس رده‌بندی بیوتیت‌ها با کمک مقادیر کاتیونی Fe^{2+} ، Mg ، Fe^{3+} ، Ti ، Mn و Al^{VI} و تعیین ارتباط این کاتیون‌ها با نوع بیوتیت (فoster، ۱۹۶۰) نمونه‌ها در محدوده بیوتیت‌های غنی از منیزیم حضور دارند (شکل ۵-A). اگر بیوتیت‌ها اولیه و ماگمایی باشند، شرایط سنگ‌های ماگمایی میزبان را منعکس می‌کنند، بر این اساس، نمونه‌های بیوتیت مسترون در نمودار مثلی $10TiO_2$ - MgO - FeO - MnO (ناچیت و همکاران، ۲۰۰۵)، که بیوتیت‌های اولیه ماگمایی



شکل ۵. A: نمودار سه‌تایی $Al^{VI}+Fe+Ti-Mg-Fe+Mn$ (فoster، ۱۹۶۰) و قرارگیری تمامی نمونه‌ها در محدوده بیوتیت منیزیم‌دار. B: نمودار مثلی $10TiO_2-FeO+MnO-Mg$ (ناچیت و همکاران، ۲۰۰۵) و حضور بیوتیت‌های منیزیم‌دار. C: نمودار دوتایی $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al^{IV} (دیر و همکاران، ۱۹۹۲) و قرارگیری تمامی نمونه‌ها در محدوده بیوتیت. D: فشار تبلور بیوتیت‌ها بر اساس آلومینیم کل و منحنی کالبراسیون فشارسنج بیوتیت برای سنگ‌های گرانیتی (یوچیدا و همکاران، ۲۰۰۷).

Fig. 5. A: $Al^{VI}+Fe+Ti-Mg-Fe+Mn$ ternary diagram (Foster, 1960) and placement of all samples in the Mg biotite range. B: Triangular diagram of $10TiO_2-FeO+MnO-Mg$ (Nacht, 2005) and the presence of Mg biotites. C: Binary diagram of $Fe/(Fe+Mg)$ against Al^{IV} (Deer et al., 1992) and placing all samples in the biotite range. D: crystallization pressure of biotites based on total aluminum and biotite pressure gauge calibration curve for granitic rocks (Uchida et al., 2007).

ترموبارومتري بیوتیت

عامل ایجاد فشار، کاهش حجم بیوتیت به دلیل جانشینی چرماکیت بین بیوتیت و ماگمای همراه آن بوده و بین فشار انجماد سنگ‌های گرانیتی با محتوای آلومینیم کل بیوتیت همبستگی مثبت وجود داشته و همراه با افزایش میزان آلومینیم کل، فشار انجماد نیز افزایش می‌یابد (یوچیدا،

۲۰۰۷). فشار انجماد با استفاده از محتوای آلومینیم کل بیوتیت و به کمک فرمول $P(Kb) = 3.03 \times Al - 6.53 (\pm 0.33)$ محاسبه می‌شود (یوچیدا، ۲۰۰۷). در منطقه مورد مطالعه دامنه تغییرات فشار با احتساب خطای محاسبه شده با میانگین $3/32kb$ در محدوده $2/05kb$ تا $4/53Kb$ متغیر است که نشان‌دهنده تشکیل بیوتیت‌ها در عمق کمتر از ۳

با استفاده از این روش دمای تشکیل بیوتیت‌های ناحیه مسترون با میانگین 685°C از 645°C تا 750°C متغیر است.

تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی

نمودارهای متفاوتی برای تعیین سری ماگمایی و با استفاده از آنالیز اکسیدهای MgO ، Al_2O_3 و FeO کانی بیوتیت ارائه شده که سنگ‌های گرانیتوئیدی را در سه سری ماگمایی و سه محدوده زمین‌ساختی رده‌بندی می‌کند. در نمودار مذکور نمونه‌های مورد مطالعه بیوتیت در محدوده بیوتیت سنگ‌های کالک‌آلکالین فرورانشی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱). جهت جداسازی سنگ گرانیتی میزبان بیوتیت‌ها، نمودار نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در برابر Al^{IV} مورد استفاده قرار می‌گیرد، که قادر به تفکیک انواع گرانیت‌ها براساس خاستگاه آن‌ها است (جیانگ و همکاران، ۲۰۰۲). در این نمودار، داده‌های بدست آمده از بیوتیت‌های مسترون در پهنه کوهزائی نوع I قرار می‌گیرد (شکل ۶-۲). داده‌های ارائه شده از سنگ کل تأیید کننده این مطلب است (درویشی، ۲۰۱۵).

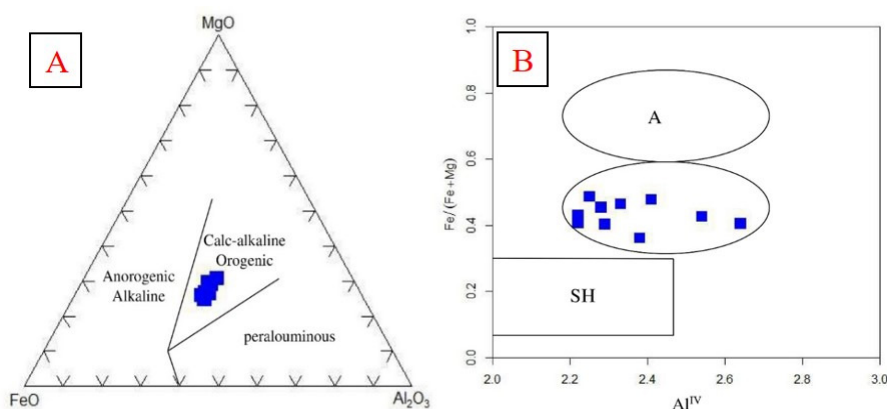
کیلومتر بوده و با فشار بدست آمده در منحنی کالبراسیون فشارسنجی بیوتیت برای سنگ‌های گرانیتی (شکل ۵-۵) همخوانی دارد. در بیوتیت‌ها غلظت Ti و نسبت Ti/Fe^{2+} نسبت به دما بسیار حساس است، لذا نتایج دماسنجی سنگ‌های آذرین و دگرگونی با استفاده از بیوتیت بسیار دقیق است (لور و همکاران، ۱۹۸۴؛ دوک، ۱۹۹۳؛ هنری و همکاران، ۲۰۰۵). به این ترتیب برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌های مسترون می‌توان از فرمول $T(^{\circ}\text{K}) = 838 / (1.0337 - \text{Ti}/\text{Fe}^{2+})$ استفاده نمود (لور و همکاران، ۱۹۸۴). بر اساس این دماسنج میانگین دمای بیوتیت‌ها $638/48^{\circ}\text{C}$ بوده و در حدفاصل $659/99^{\circ}\text{C}$ تا $753/20^{\circ}\text{C}$ قرار دارد.

معادله دیگری نیز به صورت زیر جهت تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌ها معرفی شده که برای محدوده دمایی 480°C تا 800°C و مقادیر $\text{Ti} = 0.4 - 0.6$ و $X_{\text{Mg}} = 0.275 - 1$ قابل استفاده است (هنری و همکاران، ۲۰۰۵):

$$T = ([\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3]/b) / 0.333$$

$$a = -2.3594 \quad b = 4.6482 \times 10^{-9}$$

$$c = -1.7283 - X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$$



شکل ۶: A: تعیین سری ماگمایی بر اساس شیمی بیوتیت (عبدالرحمان، ۱۹۹۴) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکالین کوهزائی. A: سری‌های قلیائی (مناطق غیرکشتی کوهزائی). C: سری کالک‌آلکالین (مناطق فرورانشی کوهزائی). P: سنگ‌های پرآلومین (محیط برخوردی، گرانیت‌های نوع S). B: نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در برابر Al^{IV} بیوتیت‌ها جهت تفکیک سنگ‌های گرانیتی میزبان (جیانگ و همکاران، ۲۰۰۲). محدوده A: محدوده گرانیتوئیدهای I-type. محدوده SH: سنگ‌های شوشونیتی.

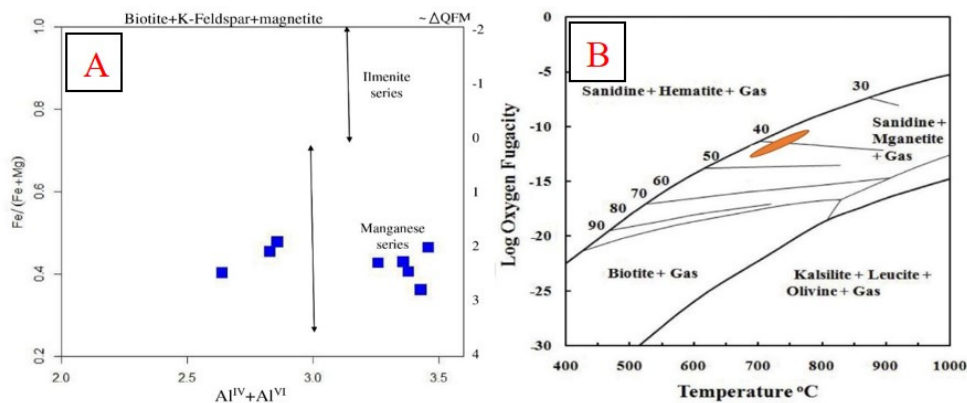
Fig. 6. A: Determining the magmatic series based on biotite chemistry (Abdel-Rahman, 1994) and placing the samples in the calc-alkaline kohzai range. A) Alkaline series (non-extensive orogenic regions). C) calc-alkaline series (mountain subduction zones). P) Peraluminous rocks (collision environment, S-type granites). B: $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ graph against Al^{IV} of biotites to differentiate host granitic rocks (Jiang et al., 2002). Range A: range of I-type granitoids. SH range: shoshonite rocks.

(۱۹۷۷). بالا بودن نسبت Fe/Mg در بیوتیت‌های ناحیه مورد مطالعه (جدول ۱) نشان‌دهنده مگنتیتی بودن گرانیتوئیدهای مسترون است. فشار بخشی اکسیژن نیز متغیر مهم در تشکیل گرانیتوئیدهای مگنتیتی و ایلمنیتی

میزان اکسیداسیون و فشاربخشی اکسیژن ماگما سنگ‌های گرانیتوئیدی را می‌توان به دو سری مگنتیتی و ایلمنیتی تقسیم‌بندی نمود که گروه اول نسبت Fe/Mg بالا و گروه دوم نسبت Fe/Mg پائین دارند (ایشی‌هara،

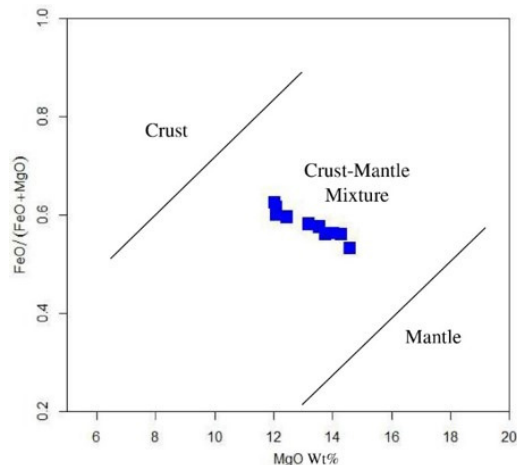
حضور مگنتیت در سنگ‌های احيائي هم امکان‌پذير است (دال‌اگنول و همکاران، ۲۰۱۶، اندرسون و همکاران، ۲۰۰۸، کونها و همکاران، ۲۰۱۶). اين نمودار، تركيب بيوتيت‌ها شرايط اکسیدي برای توده نفوذی را نشان می‌دهد. میزان کمی فشار بخشی اکسیژن به کمک داده‌های موجود بالا و به میزان 10^{-10} تا 10^{-12} بار تخمین زده می‌شود (شکل ۷-۷-۷). که ضمن ارائه شرايط اکسیدان ضعيف در ماگمای گرانیتی (سراوانی‌فیروز و همکاران، ۲۰۱۷)، نشان‌دهنده محیط مناسب جهت کانی‌سازی طلا و مس در سیستم‌های ابي‌ترمال و پورفیری هستند (سان و همکاران، ۲۰۰۴).

است. با استفاده از نمودار $Fe^{\#}$ در برابر Al می‌توان تخمین مناسبی از فشار بخشی اکسیژن بر اساس بافر FQM (فایالیت-کوارتز-مگنتیت) ارائه داد. در حین سرد شدن ماگما، سری مگنتیتی فشار بخشی اکسیژن بالاتری نسبت به سری ایلمنیتی دارد (ایشی‌هارا، ۱۹۷۱). مقادیر $Fe^{\#}$ بیوتیت‌ها با میانگین 0.43 از 0.36 تا 0.49 متغیر است. نمونه‌های بیوتیت ناحیه مورد مطالعه در نمودار $Fe^{\#}$ در برابر Al با میانگین $3/2$ را به عنوان میانگین FQM در محدوده گرانیتوئیدهای سری مگنتیتی قرار می‌گیرد (شکل ۷-۷-۷). گرانیت‌های سری مگنتیتی نشان‌دهنده شرايط اکسیدي ماگما هستند (ایشی‌هارا، ۱۹۷۱)، اگرچه



شکل ۷. A: نمودار دوتایی Al کل در برابر $Fe^{\#}$ برای بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی مسترون (اندرسون و همکاران، ۲۰۰۸) و تفکیک گرانیت‌های سری ایلمنیتی و مگنتیتی (وونز، ۱۹۸۱) و B: نمودار تغییرات فوگاسیته اکسیژن در مقابل دما (وونز و اوگستر، ۱۹۶۵).

Fig. 7. A: Binary plot of total Al versus $Fe^{\#}$ for biotites of Mesteroon granitoid mass (Anderson et al., 2008) and separation of ilmenite and magnetite series granites (Wones, 1981). B: Diagram of changes in oxygen fugacity (wones and Eugster, 1965).



شکل ۸. جداسازی منشأ پوسته‌ای، جبه و پوسته-جبه در سنگ‌های گرانیتوئیدی براساس نمودار دوتایی $FeO/(FeO+MgO)$ در برابر MgO بیوتیت‌ها (ژو، ۱۹۸۶).

Fig. 8. Separation of Crust, Mantle and Mantle-crust origine in granitoid rocks based on binary diagram of $FeO/(FeO+MgO)$ to MgO in biotites (Zhou, 1986).

شاخص پر آلومینه بیوتیت و سنگ میزبان

با توجه به اینکه بیوتیت میزبان آلومینیوم اضافه در گرانیتهای پرآلومینوس است (اسپیر، ۱۹۸۴)، شاخص پرآلومینه ماگمای میزبان و شرایط ماگمای مولد به کمک مقادیر $Fe/(Fe+Mg)$ و تغییرات میزان Al کل بیوتیت قابل اندازه‌گیری است (لالونده و برنارد، ۱۹۹۳). استفاده از نمودار دوتائی $FeO/(FeO+MgO)$ در برابر MgO می‌توان گرانیتهائی با منشأ جبه، پوسته و جبه-پوسته از یکدیگر تفکیک شده‌اند (ژو، ۱۹۸۶). در این نمودار، نمونه‌های بیوتیت مورد مطالعه در بخش میانی قرار می‌گیرند، که منشأ جبه-پوسته را برای توده گرانیتهائی نشان داده و با سری مگنتیتی این توده همخوانی دارد (شکل ۸). با توجه به اینکه گرانیتهای سری مگنتیتی در مقایسه با سری ایلمنیتی در عمق بیشتر و در جبه بالائی-پوسته زیرین تشکیل می‌شوند (ایشی‌هara، ۱۹۷۷)، بنابراین آهن و منیزیم بیوتیت تحت تأثیر عمق تشکیل ماگمای سازنده قرار می‌گیرد. بر این اساس بیوتیت گرانیتهای عمیق غنی از منیزیم و گرانیتهای کم‌عمق غنی از آهن هستند (یانگ و همکاران، ۱۹۸۶). به این ترتیب، نمونه‌های بیوتیت به درستی منشأ عمیق را برای توده گرانیتهائی مسترون مولد ارائه می‌دهد.

نتیجه‌گیری

توده نفوذی مسترون به طور عمده شامل گرانودیوریت و گرانیتهای است که در قسمت جنوبی به درون آندالوزیت-گارت-بیوتیت شیبست‌ها نفوذ نموده و در بیشتر مناطق به هورنفلس تبدیل شده‌اند. گرانودیوریت‌ها حاوی درشت بلورهای کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت و پولک‌های موسکویت بوده و فابریک‌های S-C به خوبی قابل تشخیص است. مطالعه بیوتیت در گرانودیوریت‌ها می‌تواند ارائه دهنده اطلاعات تکمیلی در خصوص سنگ کل باشد. بیوتیت از جمله کانی‌های مافیکی است که در پاره‌ای از قسمت‌های این توده به دلیل اکسیداسیون ساخت لیزگانگ تشکیل داده است. کوارتزها اغلب بی‌شکل با خاموشی موجی بوده و معمولاً بین کانی‌ها رشد نموده‌اند. تأثیر استرس بر روی سنگ‌ها پدیده خردشدن کوارتزها را به همراه داشته است، که به دنبال آن سیلیس آزاد شده و تشکیل کوارتزهای ثانویه ریزدانه و تا حدی خود شکل را موجب شده و بافت مورتار را به وجود آورده است. آلکالی

فلدسپار شامل ارتوز، ارتوز پرتیتی و میکروکلین بوده و در بیشتر موارد به کائولینیتی شده‌اند. پلاژیوکلازها اکثراً سریستی و کائولینیتی شده است. بیوتیت‌ها، به رنگ قهوه‌ای و قهوه‌ای متمایل به قرمز و دارای خمیدگی بوده که گاه همراه با موسکویت‌ها حالت تجمع و جهت یافته به خود گرفته و اغلب در اثر استرس از خود پدیده کینگ باند نشان می‌دهد. رنگ بیانگر مقدار فراوان آهن کل و آلومینیوم و میزان کم منیزیم و Fe^{3+} در گرانیتهای پرآلومینه محیط‌های برخورد قاره‌ای حاصل از آناتکسی سنگ‌های رسوبی است. مطالعات شیمی‌بلور نشان می‌دهد بیوتیت‌ها غنی از منیزیم و شامل عضو انتهایی سیدروفیلیت-آنیت بوده و در محدوده بیوتیت و خارج از محدوده فلوگوپیت قرار گرفته‌اند. همچنین بیوتیت‌های ناحیه مسترون اغلب از نوع اولیه و ماگمایی بوده هیچ یک در محدوده بیوتیت‌های تازه متعادل شده قرار نمی‌گیرند. بر اساس غلظت Ti و نسبت Ti/Fe^{2+} در بیوتیت‌ها که نسبت به دما بسیار حساس است، میانگین دمای بیوتیت‌ها $638/48^{\circ}C$ بوده و در حفاصل $659/99^{\circ}C$ تا $753/20^{\circ}C$ قرار دارد. دامنه تغییرات فشار با احتساب خطای محاسبه شده با تغییر در محدوده $2/05 kb$ تا $4/53 kb$ و با میانگین $3/32 kb$ نشان‌دهنده تشکیل بیوتیت‌ها در عمق کمتر از ۳ کیلومتر بوده و با فشار بدست آمده در منحنی کالیبراسیون فشارسنجی بیوتیت برای سنگ‌های گرانیتهای همخوانی دارد. بیوتیت‌های ناحیه مسترون در محدوده بیوتیت سنگ‌های کالک‌آلکالین فرورانشی و در پهنه کوهزائی نوع I قرار می‌گیرند که داده‌های ارائه شده از سنگ کل تأیید کننده این مطلب است. سنگ‌های گرانیتهائی را می‌توان به دو سری مگنتیتی و ایلمنیتی تقسیم‌بندی نمود که گروه اول نسبت Fe/Mg بالا و گروه دوم نسبت Fe/Mg پائین دارند. بالا بودن نسبت Fe/Mg در بیوتیت‌های ناحیه مورد مطالعه نشان‌دهنده مگنتیتی بودن گرانیتهای مسترون است. مقادیر $Fe^{\#}$ بیوتیت‌ها با میانگین $0/43$ در برابر Al با میانگین $3/2$ به عنوان میانگین FQM در محدوده گرانیتهای سری مگنتیتی قرار گرفته و نشان‌دهنده شرایط اکسیدی ماگما هستند. میزان کمی فشاربخشی اکسیژن به کمک داده‌های موجود بالا و به میزان 10^{-10} تا 10^{-12} بار تخمین زده می‌شود که محیط مناسبی جهت کانی‌سازی طلا و مس در سیستم‌های اپی‌ترمال و پورفیری هستند.

References

- Abdel-Rahman, A. M (1996) Discussion on the comment on nature of biotites in alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 37(5): 1031-1035.
- Ahmadi-Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M. V., Rahimpour-Bonab, H (2007) Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian earth Sciences*, 29: 859-877. doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.06.005.
- Anderson, J. L., Barth, A. P., and Mazdab, J. L.W. F (2008) Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 121-142.
- Barker, A. J (1990) *Interduction to metamorphic textures and microstructures*, Blackie and Son Ltd, Glasgow, 170p
- Bell, T. H., Johnson, S. E (1989) The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and k-feldspar in the woodroffe thrust mylonite zone, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 151-168.
- Bloodaxe, E. S., Hughes, G. M., Dyar, M. D., Grew, E. S., Guidotti, C (1999) Linking structure and chemistry in the schorl-dravite series. *American Mineralogist*, 84: 922-928. doi.org/10.2138/am-1999-5-628.
- Bozkort, E., Park, K. G (1997) Microstructuraes of deformed grains in the augen gneisses of southern Mederes Massif (Western Turkey) and their tectonic significance. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 86: 103-119.
- Brown, W. L., Parsons, I (1981) Alkali feldspars, ordering rates, phase transformations and behaviour diagrams for igneous rocks. *Mineralogical Magazine*, 53: 25-42.
- Cunha, I. R. V., Dall'Agnol, R., Feio, G. R. L (2016) Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, carajas Province: Amazonian Craton: implications for the evolution of Ferroan Archean granites. *J. S. Am. Earth Sci.*, 67: 100-121. doi.org/10.1016/j.jsames.2016.01.007.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N. P., Rämö, O. T., Moura, C. A. V., Macambira, M. J. B., Oliveira, D. C (2005) Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, 80 (1-4): 101-129.
- Darvishi, E (2015) Petrography, Geochemistry and Petrogenesis of North Azna Granite mass (Marziyan-Kolbor), Sanandaj-Sirjan Zone, Ph.D Thesis, Isfahan University, 185 P. (In persian).
- Darvishi, E (2021) The investigation of mineral chemistry of garnet and tourmaline in Marziyan leucogranite (North Azna, Sanandaj-Sirjan Zone). *Advanced Applied Geology*, 11(1): 12-28. (In persian).
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J (1992) *An Introduction to the Rock forming Minerals*, (3rd Edition)' (2013, Berforts Information Press, Stevenage, Hertforshire, UK edn. 2013), London (Longman), 696 p. doi.org/10.3749/canmin.51.4.663.
- Douce, A. E. P (1993) Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability. *Chemical Geology*, 108 (1-4): 133-162.
- Drake, H., Tullborg, E. L., Page, L (2009) Distinguished multiple events of fracture mineralisation related to far-field orogenic effects in Paleoproterozoic crystalline rocks, Simpevarp area, SE Sweden. *Lithos*, 110 (1-4): 37-49. doi.org/10.1016/j.lithos.2008.12.003.
- Dubosq, R., Schneider, D. A., Camacho, A., Lawley, C. J (2019) Geochemical and geochronological discrimination of biotite types at the Detour Lake gold deposit, Canada. *Minerals*, 9(10): 596. doi.org/10.3390/min9100596.
- Esna-Ashari, A., Hassanzadeh, J., Valizadeh, M. V (2011) Geochemistry of microgranular enclaves in Aligoodarz Jurassic arc pluton, western Iran: implications for enclave generation by rapid crystallization of cogenetic granitoid magma. *Mineralogy and Petrology*, 101: 195-216.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M. V., Hassanzadeh, J., Sepahi, A. A (2012) Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarzgranitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43: 11-12.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Hassanzadeh, J (2016) On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite-like melts in the Zagros orogeny. *Lithos*, 258-259: 37-57. doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.017.
- Foster, M. D (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *United States Geological Survey Professional Paper*, 354-B: 11-46.
- Gorbatshev, R (1970) Biotites in granites, biotites in gneisses, and the status of biotite as a one-mineral environment indicator. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 42: 23-32.
- Harris, C., Faure, K., Diamond, R. E., Scheepers, R (1997) Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S-and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa. *Chemical Geology*, 143 (1-2): 95-114. doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00103-4.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomson, J. A (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelite biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution

- mechanisms. *American Mineralogist*, 90 (2-3): 316-328. doi.org/10.2138/am.2005.1498.
- Hoisch, T. D (1989) A muscovite-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 74 (5-6): 565-572.
- Holdaway, M (2000) Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American mineralogist*, 85(7-8): 881-892. doi.org/10.2138/am-2000-0701.
- Ishihara, S (1971) Major molybdenum deposits and related granitic rocks in Japan. Rep. Geological Survey of Japan, 239: 1-178.
- Ishihara, S (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining geology*, 27(145): 293-305.
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui, X. J., Yang, W. 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.
- Komarneni, S., Jackson, M. L., Cole, D. R (1985) Oxygen isotope changes during mica alteration. *Clays and Clay Minerals*, 33: 214-218.
- Lalonde, A. E., Bernard, P (1993) Composition and color of biotite from granites; two useful properties in characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay Orogen, Northwest Territories. *The Canadian Mineralogist*, 31(1): 203-217.
- Lovering, T. G (1972) Distribution of minor elements in biotite samples from felsic intrusive rocks as a tool for correlation. (US Government Printing Office, 1972).
- Lotfi, M., Shahrokhi, S. V (2004) Cu-Au ore mineralization in Kondor area (N-Aligoudarz) connecting with relevant geodynamic problems of Masterrun granitoids (NE-Lorestan province in Iran). 7th conference of geological survey of Iran, Isfahan, Iran-Mining, D.A.C., (2004). (In persian).
- Luhr, J. F., Carmichael, I.S., Varekamp, J. C (1984) The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydritebearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23 (1-2): 69-108.
- Masoudi, F., Yardley, B. W. D., Cliff, R. A (2002) Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran. Islamic Republic of Iran. *Journal of Sciences*, 13(3): 249-254.
- Mohajjel, M., Sahandi, M. R (2001) Tectonic evolution of Sanandaj-Sirjan Zone. *Scientific Quarterly journal Geoscience*, 31-32: 28-49. (In persian).
- Nachit, H., Ibhi, A., Ohoud, M. B (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337 (16): 1415-1420. doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002.
- Pryer, L. L., Robin, P. Y. F (1995) Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 645-658. doi.org/10.1111/j.1525-1314.1995.tb00249.x.
- Rimšaite, J (1964) On micas from magmatic and metamorphic rocks. *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, 10(2): 152-183.
- Saravani Firouz, M., Kananian, A., Rezaei-Kahkhaei, M., Ghodsi, M. R (2017) Study of mineral chemistry of biotite in Zargoli granitoid, Northwest of Zahedan. *New Finding in Applied geology*, 11(22): 96-108.
- Satir, M., Taubald, H (2001) Hydrogen and oxygen isotope evidence for fluid-rock interactions in the Menderes massif, western Turkey', *International Journal of Earth Sciences*, 89: 812-821.
- Sepahi Garoo, A. A., Salami, S., Tabrizi, M (2014) Geochemistry of tourmalines in aplitic and pegmatitic dikes from Alvand plutonic and metamorphic rocks of the Hamedan area. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 22-3: 495-506. (In persian). <http://ijcm.ir/article-1-230-en.html>
- Simpson, C (1985) Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7: 503-511.
- Shelley, D (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman and Hall, London, 273P.
- Solé, J., Cosca, M., Sharp, Z., Enrique, P (2002) ⁴⁰Ar/³⁹Ar Geochronology and stable isotope geochemistry of Late-Hercynian intrusions from north-eastern Iberia with implications for argon loss in K-feldspar. *International Journal of Earth Sciences*, 91: 865-881.
- Speer, J. A (1984) Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1): 299-356.
- Siivola, J., Schmid, R (2017) List of mineral abbreviation Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. *American Mineralogist*, Web version 01.02.07.
- Shahrokhi, S. V (2002) Ore-control Determinations of Cu-Mineralization and Its Related Elements at Kondor Area on Part of Aligudarz (NE-Lorestan Province"), M.Sc. Thesis, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran, 155pp. (In persian).
- Shahrokhi, S. V (2009) Genetic of Kondor copper and gold mineralization in Aligudarz area, Lorestan, Iran. 6th European congress on regional geoscientific cartography and information system, Bologna, Italy.

- Shahrokhi, S. V., Delfani, H (2019) Geochemistry and source determination of tourmalines in Mollatabe Area (North of Aligoudarz- Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 27(2): 385-400. (In persian).
- Stocklin, j (1968) Structural history and tectonic of Iran, a review, *American association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52(7): 1229-1258.
- Stussi, J., Cuney, M (1996) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: a comment. *Journal of Petrology*, 37(5): 1025-1029
- Sun, W., Arculus, R. J., Kamenetsky, V. S., and Binns, R. A (2004) Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization, *Nature*, 431(7011): 975 p. doi.org/10.1038/nature02972.
- Uchida, E., Endo, S., and Makino, M (2007) Relationship Between Solidification Depth of Granitic Rocks and Formation of Hydrothermal Ore Deposits. *Resource Geology*, 57(1): 47-56. doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x.
- Vernon, R. H., Paterson, S. R (2008) How extensive are subsolidus grain-shape changes in cooling granites. *Lithos*, 105: 42-50. doi.org/10.1016/j.lithos.2008.02.004.
- Wones, D. R (1981) Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, 31(168): 191-212.
- Wones, D. R., Eugster, H. P (1965) Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist*, 50: 1228-1272.
- Wu, C. M., Cheng, B. H (2006) Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. *Lithos*, 89: (1-2): 1-23.
- Yang, W. J., Wang, L. K., Zhang, S. L., Xu, W. X (1986) Micas of the two series of granites in south China. *Acta Mineral Sin (in Chinese)*, 6(4): 298-307.
- Zhou, J (1986) The origin of intrusive mass in Feng shandong, Hubei province. *Acta Petrologica Sinica*, 1, 007.

Mineral Chemistry and Formation Biotite Condition in Masteroon Granitoid, North of Aligudarz (Sanandaj-Sirjan Zone)

S. V. Shahrokhi^{1*} and E. Darvishi²

1- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran

2- Assist. Prof., Dept., of Geology, Aligudarz Branch, Islamic Azad University, Aligudarz, Iran

* Vahid.Shahrokhi@Gmail.com

Received: 2023.9.8

Accepted: 2023.11.21

Abstract

The intrusive mass of Mesteroon area is located in the north of Aligudarz and is part of the Sanandaj-Sirjan magmatic-metamorphic zone. This mass is granodiorite with S-C fabrique. This mass contains megacrysts of quartz, alkali-feldspar, plagioclase, biotite and muscovite flakes. Quartz is often amorphous with wave quenching and usually grown between minerals. Alkali feldspar includes orthoclase, perthite orthoclase and microcline and in most cases, they are cericitized. Biotites are brown and reddish-brown in color and have curvature and often show kingband phenomenon due to stress. Mineral chemistry studies show that the composition of biotites is rich in magnesium and includes the siderophyllite-anite end member, and they are placed in the range of biotite and outside the range of phlogopite. Also, the biotites of the Mesteroon area are often primary and magmatic, and none of them are in the range of newly balanced biotites. The average formation temperature of biotites is 638.48 °C and it is between 659.99 °C and 753.20 °C. The range of pressure changes in the Mesteroon area with an average of 3.32 kb indicates the formation of biotites at a depth of less than 3 km and is consistent with the pressure obtained in the biotite pressure gauge calibration curve for granite rocks. The biotites of Mesteroon area are located in the biotite range of subduction calc-alkaline rocks and in the type I orogenic zone and have been confirmed with the help of whole rock data. The high Fe/Mg ratio in biotites indicates the magnetite nature of Mesteroon granitoids. The values of Fe# of biotites against Al with an average of 2.3 as the FQM average are also in the range of magnetite series granitoids and indicate the magma's oxide conditions. The amount of oxygen fugacity in Mesteroon area is high with the help of available data and it is estimated to be 10^{-10} to 10^{-12} bar, which is a suitable environment for gold and copper mineralization in epithermal and porphyry systems.

Keywords: Biotite, Calc-Alkaline, Mineral Chemistry, Thermobarometry, Masteroon, Aligudarz

Introduction

Biotite is a hydrous mafic mineral common in many igneous and metamorphic rocks, which crystallizes under a wide range of temperature and pressure conditions, and is sensitive to the slightest change in physicochemical conditions such as temperature, pressure, magma composition, and changes in the fugacity of oxygen and halogens. The chemical relationship between biotite and its host magma was first investigated by various researchers.

With the help of biotite mineral chemistry, it is possible to obtain important information about the physicochemical conditions of the mother magma, as well as the temperature and pressure conditions, the composition and the conditions of oxidation and reduction of magma, especially in internal igneous rocks.

Crystallized biotite of granitic magmas such as alkaline, calc-alkaline and peraluminous are placed in specific ranges in FeO-MgO-Al₂O₃ diagrams. Diagnosing the origin of biotite in petrological interpretations before drawing petrogenetic diagrams and separation is of particular importance because the effect of metamorphism, hydrothermal alteration and coexisting minerals can change the initial composition of biotite.

Materials & Methods

Using 25 thin-polished sections prepared from non-weathered surface areas, the mineralogical and geochemical composition of biotites in Masteroon area was studied and investigated. Then, the composition, type and origin of the biotites studied for 10 selected points of the studied thin-sections were determined with the

help of electron microprobe analysis and using the CAMECA-SX-100 device in the electron microprobe laboratory of Iran Mineral Processing Research Center with different standards for 12 parameters.

Discussion and Results

Masteroon area is located between longitudes 49°37' to 49°40' east and latitudes 33°30' to 33°33' north, in the north of Aliguderz city and near Farzian village. This area is known as a part of Sanandaj-Sirjan metamorphic zone.

Lithological units include metamorphosed slate, metamorphosed sandstone, mica-semischist with black hornfels (J^{msh}), metamorphosed sandstone (J^{ms}), a relatively uniform sequence of oriented and epidotite schist (J^{msl}), and granodiorite porphyry (CV). The most important geological event in the Oligoderes region in the Middle Jurassic is the emergence of the Masteroon granitoid mass, which caused the formation of a small amount of hornfels and stained schists in this area by infiltrating the schists. This granitoid mass is classified in the territory of the high-pressure orogenic belt. The intrusive mass of Masteroon area mainly consists of granodiorite and granite. Granodiorites are mostly medium to coarse crystals and sometimes coarse crystals of alkali feldspar, quartz and muscovite flakes can be identified well. S-C fabrics can be well recognized in these rocks.

Tourmaline and biotite are among the mafic minerals that can be identified well in the hand sample. In some parts of this mass, biotite has been formed due to the oxidation of lizgang.

Quartz is often amorphous with wave quenching and usually grown between minerals. The presence of wave silence in quartz indicates the initial stage of fine-grained formation and the continuation of deformation after the formation and stress on the rocks. The effect of stress on the rocks has caused the phenomenon of quartz crushing, which has resulted in the release of silica and the formation of fine-grained secondary quartz and to some extent the shape itself, and has created the texture of the mortar. Alkali feldspar includes orthoclase, perititic orthoclase, and microcline, which is separated into kaolinite in most cases. Sometimes the transformation of orthoclase into microcline can be seen in some sections, which indicates the stress and the formation of tectonic microcline as well as dynamic deformation in solid conditions.

Microcline megacrysts are among the other alkali feldspars found in the rocks of the region, which have a tartan matrix that is magmatic. Plagioclases are shaped to semi-shaped and mostly sericite and kaolinite. Plagioclase mackles are mostly albitic and polysynthetic and have been bent due to tectonic pressures. Biotites are shaped to semi-shaped and are brown and red-brown in color, sometimes together with muscovites, they are aggregated and oriented. Biotite crystals have curvature and most of them show the king band phenomenon due to stress. The red and reddish-brown color of this mineral indicates the abundant amount of total iron and aluminum and the low amount of magnesium and Fe^{3+} in high-alumina granites of continental impact environments resulting from anatexis of sedimentary rocks. Sometimes, biotites are completely or incompletely decomposed into chlorite and turbid minerals, and after undergoing hydrothermal alteration, they become colorless and the intensity of pleochroism decreases. In biotites, inclusions of rounded and metamict zircons, apatite, rutile and cloudy minerals are seen. Zircon can be seen in two different ways in these rocks: the first mode, which mostly has a pleochroic halo and is older and the second mode, which does not have a pleochroic halo and was probably formed during the crystallization of magma, and is the younger than the group of the first mode.

Conclusion

Mineral chemistry studies show that the constituents of biotites are rich in magnesium and are located in the range of biotite and outside the range of phlogopite. The amount of TiO_2 shows an average of 3.61apfu, an average of 0.41apfu of Ti, the average FeO content of the samples is 18.31apfu, and their MgO content shows an average of 13.21apfu. In this way, the formation of biotites is placed in the end member of siderophyllite-anite. In the ASPE classification all samples from the Masteroon area fall between the siderophyllite-anite pole. Also, based on the classification of biotites with the help of cation values of Mg, Fe^{2+} , Mn, Ti, Fe^{3+} and Al^{VI} and determining the relationship of these cations with the type of biotite the samples of Masteroon region are present in the range of magnesium-rich biotites.

Also, the biotites of the Masteroon area are often primary and magmatic, and none of them fall within the range of newly balanced biotites. The average formation temperature of biotites is 638.48°C and it is between 659.99°C and 753.20°C. The range of pressure changes in the Masteroon area with an average of 3.32kb indicates the formation of biotites at a depth of less than 3 km and is consistent with the pressure obtained in the biotite barometric calibration curve for granite rocks. The high Fe/Mg ratio in biotites indicates the magnetite nature of Masteroon granitoids. The amount of oxygen fugacity in Masteroon region is estimated to be 10^{-10} to 10^{-12} bar with the help

of the available data, which is a suitable environment for gold and copper mineralization in epithermal and porphyry systems. The biotites of the Masteroon area are located in the biotite range of subduction calc-alkaline rocks and in the type I mountain zone, which the data presented from the whole rock confirm this. Granitoid rocks can be divided into magnetite series and ilmenite series, the first group has high Fe/Mg ratio and the second group has low Fe/Mg ratio. The values of Fe# of biotites with an average of 0.43 against Al with an average of 2.3 as the FQM average are in the range of magnetite series granitoids and indicate the magma's oxide conditions.