

Application of biotite mineral chemistry in estimating of physicochemical conditions of crystallization and emplacement of the Mardehak granitoids, southeast of Jiroft (Jebal-e-Barez)

Razieh Moradi ¹; Habibollah Ghasemi^{*1}; Emilio Saccani²; Mohsen Mobasheri³; Lambrini Papadopoulou⁴

¹ Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earthsciences, Shahrood University of Technology, Shahrood. Research Group of Magmatism and Mineralization in Iran (RGMMI)

² Department of Physics and Earth Sciences, University of Ferrara, Italy

³ Kavakaray Novin Madan Consulting Engineering (KNMCE), Research Group of Magmatism and Mineralization in Iran (RGMMI)

⁴ Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki (AUTH), Greece

Abstract

The Mardehak granitoids in the southeast of Jiroft (Jebal-e-Barez), located within the southeastern part of the Urmieh-Dokhtar magmatic arc, consist of diorite, quartzdiorite, granodiorite, and granite. Overall, these rocks exhibit a granular texture composed of feldspar (plagioclase and alkali feldspar), pyroxene, amphibole, biotite, and quartz. Minor minerals such as zircon and apatite, along with secondary minerals like sericite, chlorite, epidote, and calcite, resulting from alteration, are present in these rocks. The biotite composition falls within the annite and siderophyllite fields, plagioclases range from oligoclase to bytownite, and alkali feldspars are classified as orthoclase. The biotites in these rocks vary from Mg-rich (Mg-biotite) to Fe-rich (Fe-biotite) in composition. The biotite composition indicates that these granitoids are calc-alkaline I-type granitoids associated with active continental margin subduction zones. Crystallization and final equilibration conditions of biotites, based on their Ti contents, reveal temperatures and pressures of 545-785°C and 0.30-2.62 kbar, respectively. Thermometry based on feldspar compositions also indicates a temperature range of 650-750°C for the final emplacement of the Mardehak granitoids. Chlorite thermometry, based on the Al_{iv} contents in its structural formula, reveals temperatures of 412-527°C with a mean of 470°C, suggesting the formation of this mineral during the later alteration of biotite.

Keywords: Biotite chemistry, Mardehak, Jebal-e-Barez, Kerman, Granitoid.

* Corresponding author, Tel.: +98 9121735881, Email: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

کاربرد شیمی کانی بیوتیت در برآورد شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی

مردهک، جنوب خاور جیرفت (جبال بارز)

راضیه مرادی^۱، حبیب اله قاسمی^{۱*}، ایمیلیو ساکانی^۲، محسن مباشری^۳، لامبرینی پاپادوپولو^۴

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، گروه پژوهشی ماگمازایی و کانه‌زایی در ایران

۲- دانشکده فیزیک و علوم زمین، دانشگاه فرارا، ایتالیا

۳- شرکت مهندسی مشاورهای کاواک آرای نوین معدن، گروه پژوهشی ماگمازایی و کانه‌زایی در ایران

۴- دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه آریستوتل (تسالونیک)، یونان

چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی مردهک در جنوب خاور جیرفت (جبال بارز)، در بخش جنوب خاوری نوار ماگمایی ارومیه- دختر شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت می‌باشند. این سنگ‌ها دارای بافت کلی دانه‌ای متشکل از فلدسپار (پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن)، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز هستند. زیرکن و آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی و کلریت، سربیسیت، اپیدوت و کلسیت به عنوان کانی‌های ثانویه ناشی از دگرسانی در این سنگ‌ها حضور دارند. ترکیب بیوتیت‌ها در میدان‌های آنیت و سیدروفیلیت، ترکیب پلاژیوکلازها بین الیگوکلاز تا بایتونیت و ترکیب فلدسپارهای آلکالن در میدان ارتوکلاز قرار دارند. بیوتیت‌های موجود در این سنگ‌ها، از نوع غنی از منیزیم (بیوتیت منیزیم) تا غنی از آهن (بیوتیت آهن‌دار) متغیر هستند. ترکیب بیوتیت‌ها بیانگر ماهیت کالک‌آلکالن آذرین (نوع I) محیط کمان فرورانش حاشیه قاره برای این گرانیتوئیدها است. شرایط تبلور و تعادل نهایی بیوتیت‌ها بر اساس میزان Ti موجود در آن‌ها، بیانگر دماهای ۵۴۵ - ۷۸۵ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۲/۶۲ - ۰/۳۰ کیلوبار است. دماسنجی براساس ترکیب فلدسپارها نیز دمای جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی مردهک را در محدوده ۶۵۰ - ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد. دماسنجی کلریت بر اساس تغییرات میزان

Aliv موجود در فرمول ساختاری آن، نشانگر دماهای ۴۱۲ تا ۵۲۷ با میانگین ۴۷۰ درجه سانتی‌گراد

است که بیانگر تشکیل این کانی در فرایند دگرسانی بعدی بیوتیت است.

واژه‌های کلیدی: شیمی بیوتیت، مردهک، جبال بارز، کرمان، گرانیتوئید.

مقدمه

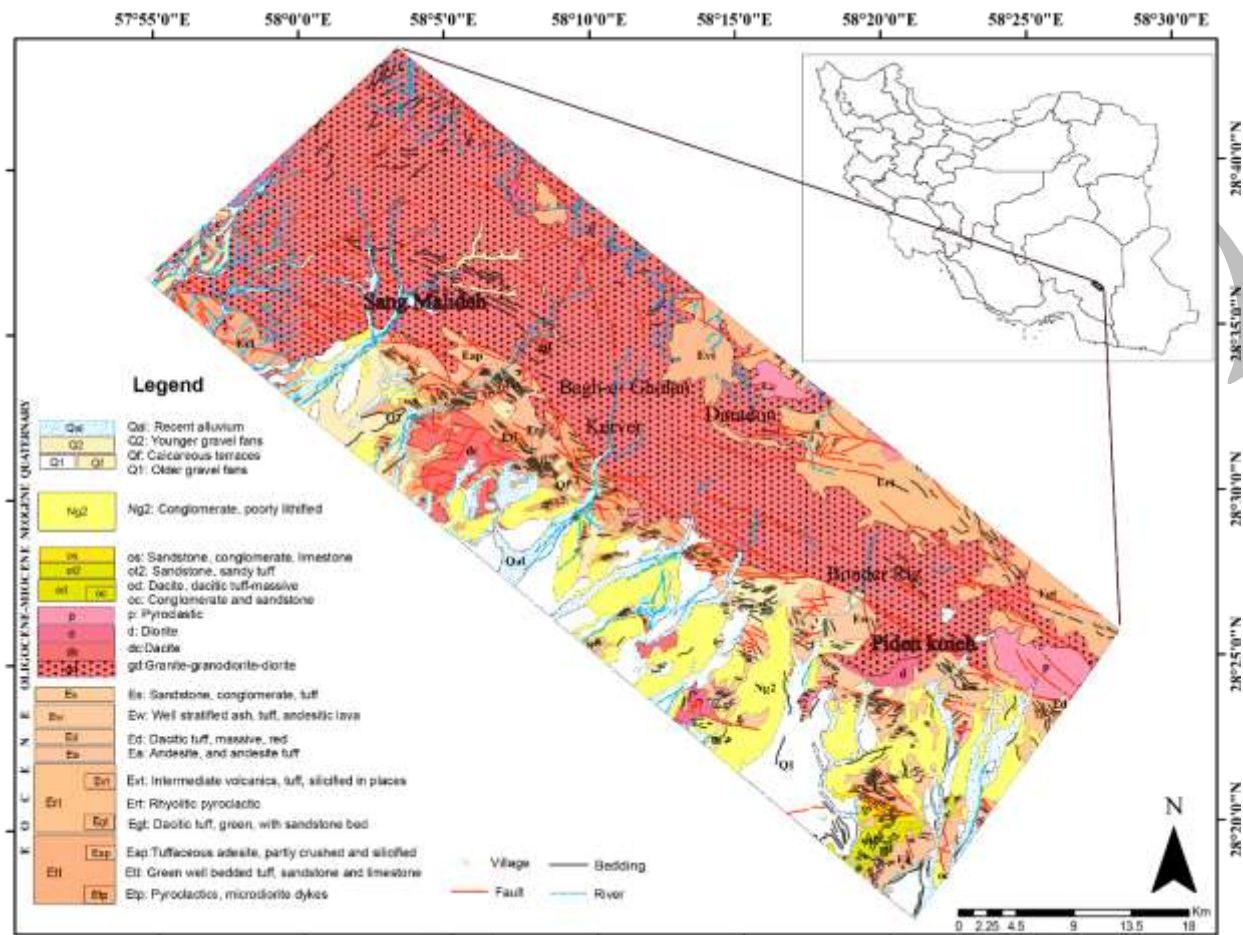
بیوتیت، کانی آهن و منیزیم‌دار آبداری است که در گستره وسیعی از شرایط دما و فشار تبلور می‌یابد و به‌عنوان کانی رایج در سنگ‌های آذرین حدواسط و اسیدی (درونی و آتشفشانی) و دگرگونی شناخته می‌شود. این کانی به دلیل تغییرات قابل توجه در خواص شیمیایی و فیزیکی به یک تشخیصگر مفید در تعیین خاستگاه تشکیل سنگ‌ها تبدیل شده است [۱-۳]. ترکیب آن بیشتر به ترکیب و شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور ماگمای والد بستگی دارد [۴] و معمولاً با آخرین فاز فرار مجدداً به تعادل می‌رسد [۵]. از ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌توان برای (۱) تخمین شرایط تشکیل سنگ‌های ماگمایی میزبان، (۲) گریزندگی اکسیژن ماگمای والد، (۳) دمای بلوری شدن ماگما، (۴) طبقه‌بندی گرانیتوئیدها، (۵) ماهیت ماگما و محیط زمین‌ساختی تشکیل و (۶) تعیین سن رویدادهای حرارتی سنگ‌ها استفاده کرد [۱، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳]. در گرانیتوئیدهای کالک‌آلکالن، بیوتیت بیشتر به همراه دیگر کانی‌های سازنده سنگ مانند هورنبلند، فلدسپار، کوارتز، تیتانیت و اکسیدهای آهن-تیتانیم حضور دارد و ترکیب آن به شدت به ویژگی‌های ماگمای سازنده سنگ وابسته است [۱، ۶]. از این رو، ترکیب بیوتیت را می‌توان برای شناخت ویژگی‌های مختلف فیزیکوشیمیایی سنگ ماگمایی دربردارنده استفاده کرد [۱۴-۱۶]. به این ترتیب، شیمی بیوتیت برای مطالعه تکامل ماگمایی و گرمایی [۱۷، ۱۸] و تعیین خاستگاه سنگ‌های گرانیتی مفید است [۱۹-۲۳]. به علاوه، ترکیب بیوتیت را می‌توان برای آزمودن تعادل، یعنی تبلور دوباره ساب‌سالدوس یا فرآیندهای تبدیلی به صورت جفت با سایر کانی‌ها مانند فلدسپار پتاسیم [۱۷، ۲۴] و آپاتیت [۲۵-۲۷] مورد استفاده قرار داد.

توده‌های گرانیتوئیدی جبال بارز از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان بوده و مطالعات ارزشمندی بر روی آن‌ها انجام شده است [۲۸-۳۹]، اما در این مطالعات به شیمی کانی‌های سازنده سنگ‌ها و استفاده از آن برای شناخت شرایط تشکیل، تبلور، پتانسیل کانه‌زایی و عمق جایگزینی این توده‌ها پرداخته نشده است. این مطالعه، برای اولین بار اطلاعاتی جامع در مورد ترکیب شیمیایی بیوتیت، فلدسپار و کلریت در توده‌های نفوذی منطقه مردهک در جنوب خاور جیرفت به عنوان بخشی از رشته جبال بارز از نوار ماگمایی-فلززایی کرمان و استفاده از آن برای برآورد شرایط دما، فشار، ترکیب و وضعیت اکسیداسیون-احیا ماگمای سازنده، پتانسیل کانه‌زایی و عمق جایگزینی این توده‌های گرانیتوئیدی ارائه می‌دهد.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز به عنوان آخرین رخداد نفوذی بزرگ الیگوسن-میوسن، یکی از مهم‌ترین بخش‌های کمان ماگمایی سنوزوئیک ارومیه-دختر است که در جنوب خاور این نوار در خاور شهرستان جیرفت (جنوب استان کرمان) قرار دارد (شکل ۱). توده‌های گرانیتوئیدی این مجموعه به درون سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و رسوبی ائوسن نفوذ کرده و به دلیل جوانی، فرسایش کم و گسلش زیاد، کوه‌های مرتفع با شیب بسیار تند و توپوگرافی ناهموار را ساخته‌اند به طوری که دسترسی به بسیاری از مناطق آن‌ها را ناممکن ساخته است. گرانیتوئیدهای جبال بارز شامل دیوریت، کوارتز دیوریت تا مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت به همراه دایک‌های آپلیتی-پگماتییتی هستند و توسط دایک‌های دیابازی جوان قطع شده‌اند. تقریباً ۴۰ درصد حجمی این مجموعه را طیف ترکیبی مافیک-حدواسط و ۶۰ درصد بقیه را طیف اسیدی تشکیل داده‌اند. شواهد بسیار فراوان از فرایندهای آشیانه‌ماگمایی اختلاط و آمیختگی ماگمایی به صورت حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در داخل سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مشاهده می‌شود. این آنکلاوها به شکل بیضوی تا کروی با طول‌های مختلف از چند سانتی‌متر تا بیش از ۳۰ سانتی‌متر دیده می‌شوند. مطالعات پترولوژیکی انجام شده بر روی ماگماتیسیم گرانیتوئیدی جبال بارز، نشانگر ویژگی‌های ماگماهای گرانیتوئیدی کالک‌آلکان، متآلومین

نوع محیط‌های کمانی مرتبط با نوار کوه‌زایی برخوردی آلپ-همیالیا، ناشی از فرورانش به سمت شمال/یا شکسته‌شدن ورقه اقیانوسی تتیس در ریز صفحه ایران مرکزی است [۳۶-۳۹، ۳۲-۳۴، ۴۰-۴۲].

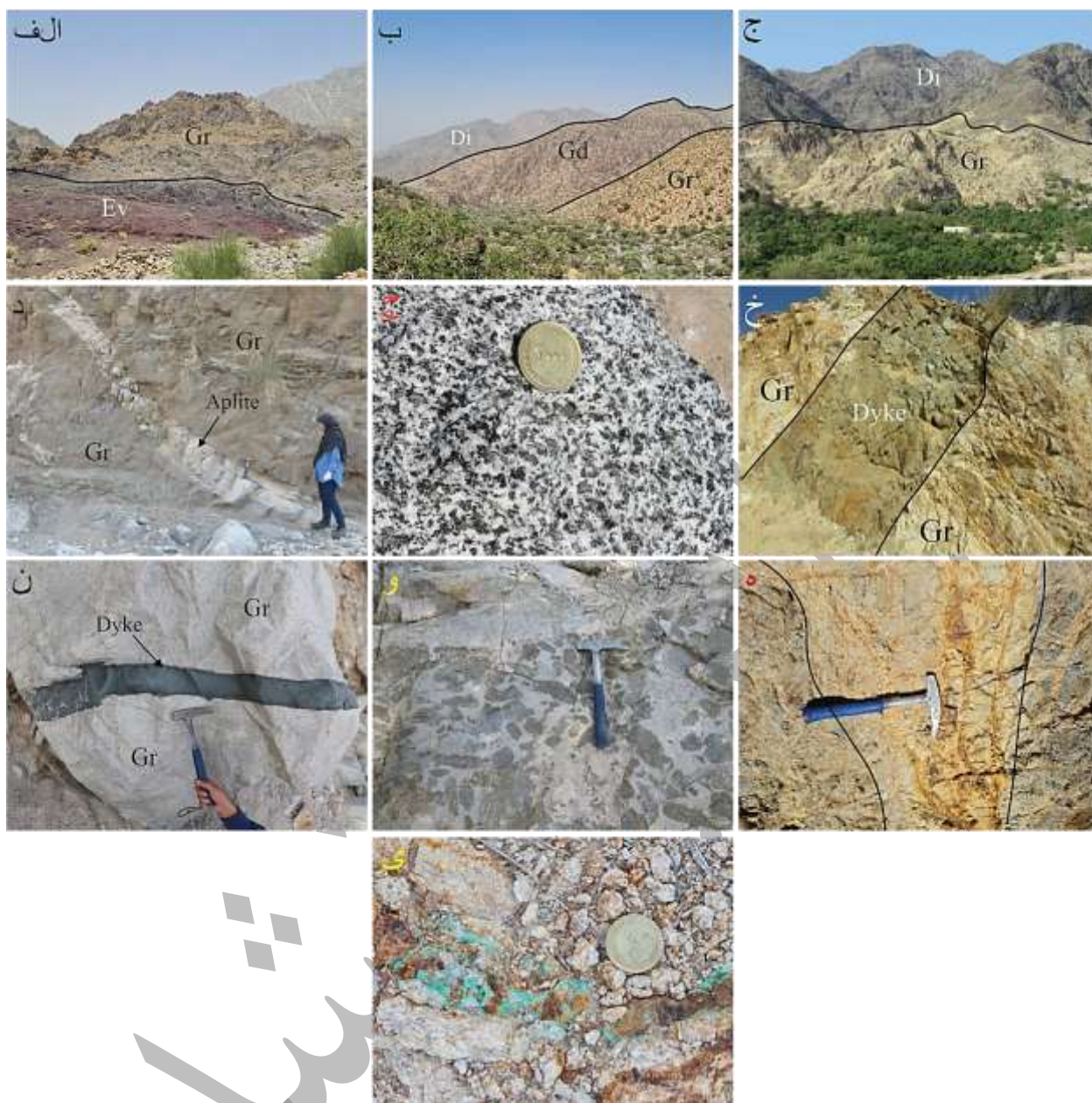


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مردهک با اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ جبال بارز [۴۳]، نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ حنا [۴۳] و نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزواران [۴۴].

منطقه مردهک به عنوان بخشی از مجموعه جبال بارز در جنوب خاور شهر جیرفت، در جنوب خاور نوار مس پورفیری کرمان، بین دو گسل راستالغز شمال باختری- جنوب خاوری (گسل‌های جبال بارز شمالی و جبال بارز جنوبی) قرار دارد. ماگماتیسم سنوزوئیک در منطقه شامل دو مجموعه متشخیص است: (الف) مجموعه قدیمی‌تر که شامل سنگ‌های آتشفشانی (بازالت، آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت)، آذرآواری (آگلومرا، برش و انواع توف) و رسوبی (کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون،

شیل و آهک) ائوسن و (ب) مجموعه جوان تر ائوسن پسین-الیگومیوسن که شامل توده‌های گرانیتوئیدی حدواسط-اسیدی است که همگی توسط دایک‌های دیابازی قطع شده‌اند.

روابط زمین‌شناسی صحرایی گرانیتوئیدها نشان‌دهنده مراحل مختلف در فرآیند جایگزینی توده‌های نفوذی است. مرحله اولیه جایگزینی این سنگ‌ها شامل نفوذ توده‌های تیره رنگ دیوریتی-کوارتز دیوریتی به درون سنگ‌های ائوسن زیرین-میانی می‌باشد (شکل ۲-الف). مرحله دوم شامل نفوذ فازهای تفریق-یافته تر حدواسط-اسیدی گرانودیوریتی به درون فاز دیوریتی اولیه است. مرحله سوم شامل بالآمدن و جایگیری فازهای دیررس تفریق‌یافته تر اسیدی به صورت توده‌های گرانیتی در فازهای قبلی است. این مراحل به تشکیل یک پهنه‌بندی ترکیبی عادی از توده‌ها شامل حضور بخش تیره دیوریتی در حاشیه، بخش حدواسط گرانودیوریتی در میانه و بخش روشن گرانیتی در مرکز است (شکل ۲-ب و ج). فاز نهایی تفریق ماگمایی شامل رگه‌های آپلیتی-پگماتیتی قطع کننده گرانیت‌ها است (شکل ۲-د). سنگ‌های گرانیتوئیدی بیشتر دارای ساخت دانه‌ای درشت بلور هستند (شکل ۲-ح). فاز نهایی ماگمایی در منطقه به صورت جایگزینی دایک‌های تیره رنگ دیابازی است که تمامی فازهای قبلی را قطع کرده است (شکل ۲-خ و ن). وجود آنکلاوهای میکروگرانولار/ میکروگرانیتوئیدی مافیک در فازهای فلسیک‌تر شاهدهی بر رخداد فرایندهای آشیانه ماگمایی اختلاط و آمیختگی و ترتیب بالآمدن و جایگیری توده‌ها است (شکل ۲-و). پهنه‌های دگرسانی مختلف شامل آرژلیک، پروپلیتیک و سیلیسی-اکسید آهنی همراه با کانه‌زایی مس و طلا نیز به فراوانی در منطقه دیده می‌شود (شکل ۲-ه و ی).

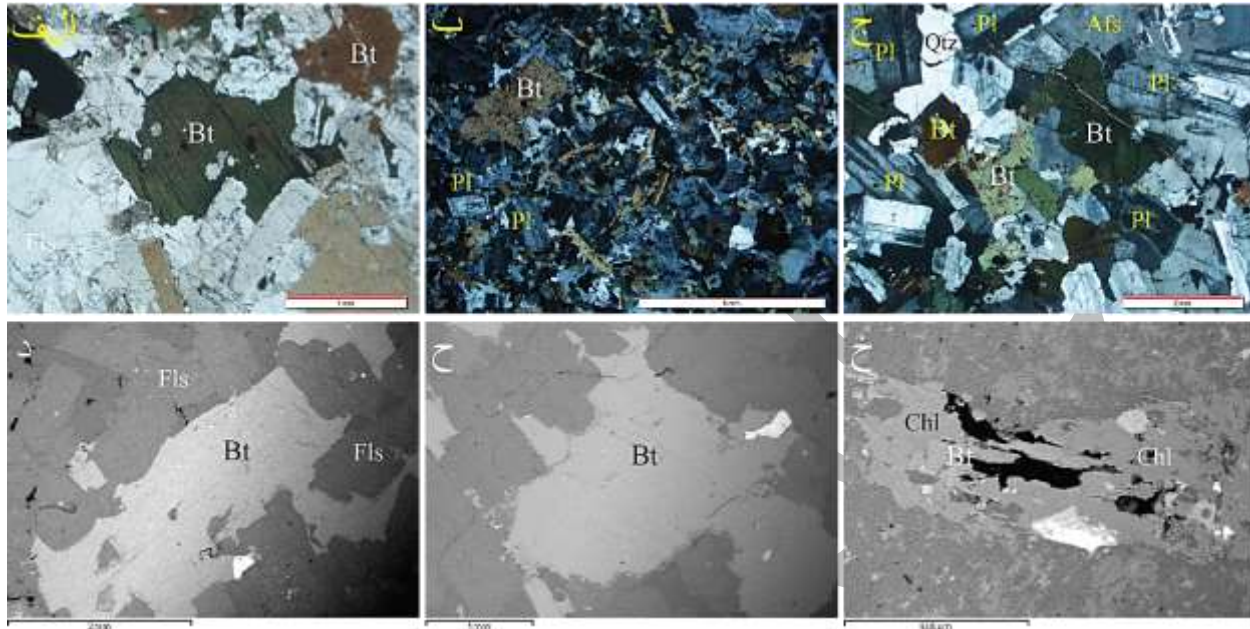


شکل ۲- تصاویر صحرایی از سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز در منطقه مردهک در جنوب خاور جیرفت. الف) جایگزینی گرانیتوئیدها در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی اتوسن. ب) پهنه‌بندی عادی گرانیتوئیدها. ج) جایگزینی گرانیت‌ها به درون دیوریت‌ها. د) جایگزینی دایک آپلیتی در بخش گرانیتی. ح) ساخت دانه‌ای درشت بلور گرانودیوریت‌ها. خ و ن) جایگزینی دایک دیابازی در گرانیت‌ها. و) حضور آنکلاوهای میکروگرانولار/میکروگرانیتوئیدی مافیک در گرانیت‌ها. ه و ی) حضور پهنه دگرسانی آرژیلیتی و سیلیسی-اکسید آهنی و کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت در گرانیت‌ها. اختصارات بدین شرح زیر است: Gr: گرانیت، Gd: گرانودیوریت، Di: دیوریت، Ev: آتشفشانی‌های اتوسن.

سنگ نگاری

سنگ‌های مجموعه گرانیثوئیدی جبال بارز بیشتر شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت با بافت‌های ریز، متوسط و درشت‌دانه است. کانی‌های اصلی و فرعی سازنده سنگ در ترکیبات مختلف متفاوت و شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، آلکالی فلدسپار، کوارتز، زیرکن و آپاتیت است. سربیسیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کانی‌های رسی فراورده‌های دگرسانی فازهای اصلی سنگ‌ها هستند. پیروکسن در دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها و آمفیبول در دیوریت‌ها، کوارتز دیوریت‌ها، کوارتز مونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها دیده می‌شود. بیوتیت در اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر، بیشتر به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با رنگ سبز تا قهوه‌ای و پلوکروئیسیم قوی حاوی اذخال‌های زیرکن و آپاتیت بیشتر در گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها و به میزان کمتر در کوارتز دیوریت‌ها، کوارتز مونزونیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها حضور دارد. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی فلسیک موجود در نمونه‌ها است که در انواع شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و اندازه‌های متغیر حضور دارد و ترکیب آن از آلبیت-الیگوکلاز در گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها تا بیتونیت در دیوریت‌ها، کوارتز دیوریت‌ها و کوارتز مونزونیت‌ها متغیر است. سربیسیت شدن، کلریتی شدن و سوسوریتی شدن از انواع دگرسانی معمول در این سنگ‌ها هستند. فلدسپار پتاسیم به صورت فنوکریست‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بیشتر در نمونه‌های گرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی دیده می‌شود و گاهی اندازه بلورهای آن تا ۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد. در سنگ‌های گرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی روابط بین رشد آلکالی فلدسپار و کوارتز، به تشکیل بافت گرافیکی منجر شده است. کوارتز به عنوان آخرین فاز بلوری، دانه‌های بی‌شکل کوچک تا بزرگی را در بین سایر کانی‌ها تشکیل می‌دهد. کلریت به عنوان محصول دگرسانی کانی‌های مافیک (پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت) در نمونه‌های دگرسان و زون‌های دگرسانی حضور دارد و به رنگ سبز کمرنگ با پلوکروئیسیم ضعیف دیده می‌شود. کانی‌های تیره فلزی بیشتر شامل مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت هستند که به صورت دانه‌های شکل‌دار

پراکنده و یا به صورت رگچه‌ای و یا تجمع دانه‌ای در سنگ‌ها و به ویژه در نمونه‌های زون‌های دگرسانی مشاهده می‌شوند (شکل ۳ الف تا ج).



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی و BSE از بافت و کانی‌شناسی گرانیتوئیدهای منطقه مردهک. الف) مقطع میکروسکوپی از بافت دانه‌ای در سنگ گرانیتی با درشت بلورهای بیوتیت و فلدسپار (XPL)، ب) مقطع میکروسکوپی از سنگ دیوریتی به همراه کانی‌های آمفیبول، درشت بلور بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز (XPL)، ج) مقطع میکروسکوپی از سنگ گرانودیوریتی به همراه کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز با بافت دانه‌ای (XPL)، د و ح) تصویرهای BSE از بلورهای بیوتیت و فلدسپار، خ) تصویر BSE از کانی‌های بیوتیت در مرکز و کلریت در حاشیه. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از [45] و بدین شرح هستند: Bt: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Fls: فلدسپار، Afs: آلکالی فلدسپار، Qtz: کوارتز.

مواد و روش‌ها

مقاطع نازک و نازک صیقلی و بررسی‌های میکروسکوپی نمونه‌ها در دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود و آنالیزهای مایکروپروب کانی‌ها در دانشگاه آریستوتل، شهر تسالونیک یونان انجام شده است. تجزیه‌های نقطه‌ای کانی‌ها (شکل ۳ د تا خ) با یک میکروآنالیزور الکترونی مدل JEOL JSM-6390LV (EPMA)، با جریان پرتو ثابت ۲۰ کیلوولت، زمان شمارش ۸۰ ثانیه و شدت جریان ۴/۰ میکروآمپر صورت گرفت. تعداد کاتیون‌ها در فرمول ساختاری بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن و ۸ کاتیون و در فلدسپار بر اساس ۸ اتم اکسیژن و ۵ کاتیون محاسبه شده است (جداول ۱ و ۲). دما-فشارسنجی بیوتیت

با استفاده از روش‌های [۴۶]، [۱۲]، [۴۷] در بستر نرم افزارهای اکسل و Geo-fO₂ [۱۳]، و در مورد

فلدسپار با استفاده از روش [۴۸] انجام شده است. ترکیب شیمیایی نمونه‌های کلریت نیز با فرمول‌های

ساختاری بر اساس ۲۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۳).

جدول ۱. بخشی از نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس تعداد ۲۴ اتم اکسیژن و ۸ کاتیون به همراه نتایج دما-فشارسنجی.

Sample	JBZ-11(granite)			JBZ-19(quartzmonzodiorite)			JBZ-37(granite)			JBZ-44(quartzdiorite)		
Points	1a			2a			1a			1a		
Points	7	8	9	1	2	3	1	2	3	1	4	5
wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
SiO ₂	38.032	39.274	36.509	38.310	37.690	38.270	36.840	39.190	36.910	38.146	37.521	38.449
TiO ₂	3.387	3.491	2.728	3.300	4.690	3.450	2.780	2.280	2.950	1.433	2.096	3.569
Al ₂ O ₃	14.277	13.120	15.322	14.190	13.990	13.910	14.020	14.730	14.470	13.780	11.870	13.475
Fe ₂ O ₃	4.304	5.027	3.936	3.671	4.482	4.746	5.389	5.623	5.686	4.304	5.027	3.936
FeO	16.372	16.072	16.873	16.213	15.415	15.093	17.325	16.310	16.532	16.372	16.072	16.873
MnO	0.247	0.028	0.000	0.160	0.000	0.000	0.690	0.720	1.150	0.90	0.94	1.05
MgO	9.980	9.648	10.482	10.210	11.210	11.300	9.460	9.110	9.570	10.11	10.02	10.89
CaO	0.000	0.171	0.344	0.000	0.000	0.020	0.140	0.880	0.770	3.78	2.44	0.74
K ₂ O	9.249	8.642	8.890	9.600	8.710	8.900	9.470	7.750	8.400	6.49	6.86	8.64
Cr ₂ O ₃	0.123	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.230	0.000	0.000	0.22	0.40	0.15
Total	95.540	94.970	94.690	95.280	95.730	95.210	95.820	96.030	95.870	94.43	94.57	94.97
Si	5.792	5.987	5.619	5.834	5.691	5.804	5.693	5.913	5.664	5.847	5.845	5.839
Al ^{IV}	2.208	2.013	2.381	2.166	2.309	2.196	2.307	2.087	2.336	2.153	2.155	2.161
Al ^{VI}	0.354	0.344	0.398	0.380	0.180	0.291	0.248	0.532	0.282	0.336	0.024	0.250
Ti	0.388	0.400	0.316	0.378	0.533	0.393	0.324	0.259	0.340	0.165	0.246	0.408
Fe ²	1.047	1.021	1.081	1.047	1.021	1.081	2.866	2.697	2.778	1.047	1.021	1.081
Fe ³	0.057	0.068	0.104	0.057	0.068	0.104	0.120	0.259	0.286	0.057	0.068	0.104
Mn	0.032	0.004	0.000	0.021	0.000	0.000	0.090	0.092	0.150	0.116	0.124	0.136
Mg	2.266	2.192	2.405	2.319	2.524	2.554	2.178	2.049	2.188	2.310	2.327	2.464
Cr	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.028	0.000	0.000	0.027	0.050	0.018
Ca	0.000	0.028	0.057	0.000	0.000	0.003	0.024	0.143	0.126	0.621	0.407	0.121
K	1.797	1.681	1.745	1.864	1.677	1.723	1.868	1.491	1.645	1.268	1.363	1.675
Mg/(Mg+Fe ²)	0.468	0.468	0.455	0.478	0.483	0.507	0.510	0.432	0.432	0.441	0.483	0.448
ΣAl	2.549	2.331	2.770	2.530	2.470	2.470	2.554	2.600	2.611	2.533	2.216	2.411
Uchida et al., (2007) P	1.195	1.195	0.532	1.863	1.140	0.950	0.960	1.209	1.349	1.382	1.145	0.185
Depth(km)	4.512	2.009	7.035	4.310	3.590	3.610	4.567	5.096	5.219	4.325	0.700	2.934
Henry et al., (2005) T °C	693.963	693.963	695.592	664.675	692.500	743.330	703.310	661.232	622.264	670.217	545.982	619.741
Luhr et al., 1984 T °C	675.660	675.660	677.806	644.188	677.250	753.080	686.240	636.960	620.700	646.540	593.573	610.857
logfO ₂	-16.179	-16.230	-16.558	-16.520	-15.690	-16.280	-17.530	-18.240	-17.390	-19.123	-17.952	-15.805

sample	JBZ-48 (grano diorite)			JBZ-56 (granite)			JBZ-62 (granite)			JBZ-68 (granite)			JBZ-69 (grano diorite)		
Points	1a			1a			1a			1a 2a		1	1a		
Points	1	2	3	1	2	3	4	5	6	4	5		1	2	3
wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
SiO ₂	37.93	38.91	37.93	36.73	35.36	36.68	37.71	35.73	36.87	39.27	39.68	38.70	38.25	38.76	39.18
TiO ₂	4.53	4.08	4.23	3.18	3.36	3.41	3.14	2.54	2.99	3.16	3.51	2.39	4.13	3.49	3.27
Al ₂ O ₃	13.93	13.06	14.03	15.37	15.84	14.99	13.64	13.76	13.74	13.96	14.34	14.46	14.01	13.41	13.89
Fe ₂ O ₃	8.99	4.80	10.92	6.53	4.76	6.21	12.17	13.60	7.31	6.30	5.44	6.16	3.59	4.48	5.22
FeO	10.14	15.12	8.09	17.95	18.74	16.92	12.71	12.03	17.21	11.67	12.37	12.40	15.56	15.48	15.25
MnO	0.930	0.000	0.447	0.62	0.71	0.78	0.33	1.30	1.31	0.800	1.110	0.760	0.374	0.256	0.000
MgO	10.058	10.876	11.625	7.42	8.20	8.59	8.18	8.26	7.67	12.420	11.420	12.340	10.776	10.803	11.012
CaO	0.000	0.058	0.010	0.00	0.07	0.36	0.22	0.29	0.14	0.100	0.350	0.250	0.299	0.047	0.000
K ₂ O	8.986	9.196	8.447	8.05	9.18	8.19	7.84	8.47	8.90	8.630	8.310	8.680	9.242	9.466	8.784
Cr ₂ O ₃	0.000	0.144	0.000	0.17	0.02	0.00	0.00	0.39	0.27	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	95.023	95.880	95.126	95.54	95.85	95.95	96.09	95.88	95.83	96.190	96.210	95.980	95.880	95.750	96.090
Si	5.774	5.874	5.729	5.673	5.482	5.631	5.800	5.604	5.742	5.846	5.887	5.798	5.767	5.859	5.842
Al ^{IV}	2.226	2.126	2.271	2.327	2.518	2.369	2.200	2.396	2.258	2.154	2.113	2.202	0.094	0.090	0.093
Al ^{VI}	0.273	0.198	0.226	0.471	0.376	0.342	0.273	0.158	0.262	0.296	0.395	0.351	2.384	2.292	2.344
Ti	0.518	0.463	0.481	0.369	0.392	0.393	0.364	0.300	0.350	0.354	0.392	0.269	0.018	0.015	0.014
Fe ²	0.661	0.961	0.523	1.158	1.222	1.086	0.826	0.796	1.118	0.730	0.769	0.775	0.988	0.984	0.958
Fe ³	0.115	0.061	0.129	0.187	0.150	0.257	0.246	0.299	0.220	0.224	0.251	0.230	0.103	0.054	0.078
Mn	0.120	0.000	0.057	0.081	0.093	0.101	0.043	0.173	0.173	0.100	0.140	0.097	0.002	0.001	0.000
Mg	2.283	2.448	2.618	1.709	1.895	1.966	1.875	1.932	1.781	2.757	2.525	2.756	0.091	0.092	0.093
Cr	0.000	0.017	0.000	0.021	0.002	0.000	0.000	0.049	0.033	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.009	0.002	0.000	0.011	0.058	0.036	0.048	0.023	0.015	0.055	0.041	0.002	0.000	0.000
K	1.745	1.771	1.628	1.587	1.815	1.604	1.538	1.694	1.769	1.639	1.574	1.659	0.067	0.069	0.064
Mg/(Mg+Fe ²)	0.496	0.499	0.536	0.357	0.388	0.405	0.381	0.378	0.365	0.561	0.541	0.551	0.505	0.497	0.496
ΣAl	2.480	2.310	2.483	2.778	2.886	2.702	2.473	2.554	2.520	2.440	2.480	2.540	2.478	2.382	2.437
Uchida et al., (2007) P	0.985	0.470	0.994	1.888	2.214	1.656	0.964	1.208	1.105	0.860	1.000	1.180	0.978	0.687	0.854
Depth(km)	3.719	1.775	3.755	7.130	8.361	6.255	3.642	4.561	4.174	3.260	3.760	4.460	3.695	2.594	3.225
Henry et al., (2005) T °C	737.91	723.97	735.74	671.48	684.57	687.15	672.85	641.61	664.76	699.41	708.68	655.22	726.83	702.56	691.37
Luhr et al., 1984 T °C	760.84	718.68	747.42	644.04	655.48	660.53	643.54	618.76	636.98	690.42	712.05	643.81	729.50	687.01	672.59
logfO ₂	-15.74	-16.07	-15.65	-16.80	-16.38	-16.38	-17.28	-17.67	-17.39	-16.00	-15.87	-16.71	-15.74	-16.20	-16.40

جدول ۲. بخشی از نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس تعداد ۸ آنیون و ۵ کاتیون به همراه نتایج دما-فشارسنجی. Ab: آلبیت؛ An: آنورتیت؛ Or: ارتوکلاز.

Sample	JBZ-11(granite)			JBZ-19(quartzmonzodiorite)			JBZ-37(granite)			JBZ-44(quartzdiorite)		
Points	1a			1a			1a			1a		
Points	1	2	3	5	6	8	7	8	9	1	2	3
wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
SiO ₂	65.46	64.86	65.17	59.81	61.49	55.31	64.43	63.55	61.60	56.31	57.23	49.90
Al ₂ O ₃	18.57	18.62	18.10	25.11	24.45	28.10	21.84	22.63	24.42	27.32	26.72	31.41
FeO	0.21	0.00	0.05	0.06	0.00	0.27	0.12	0.25	0.01	0.45	0.26	0.64
CaO	0.00	0.00	0.00	6.43	5.54	10.15	3.42	3.76	5.83	9.50	8.66	14.35
Na ₂ O	2.50	0.76	0.65	7.67	8.24	5.71	9.55	9.59	8.28	6.23	6.64	3.38
K ₂ O	13.37	15.90	16.04	0.48	0.52	0.17	0.28	0.01	0.25	0.00	0.09	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.12	100.14	100.02	99.55	100.23	99.72	99.64	99.78	100.39	99.81	99.61	99.67
Si	2.99	2.99	3.01	2.68	2.73	2.50	2.85	2.81	2.73	2.54	2.58	2.28
Al	1.00	1.01	0.99	1.33	1.28	1.50	1.14	1.18	1.27	1.45	1.42	1.70
Fe ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.31	0.26	0.49	0.16	0.18	0.28	0.46	0.42	0.70
Na	0.22	0.07	0.06	0.67	0.71	0.50	0.82	0.82	0.71	0.54	0.58	0.30
K	0.78	0.94	0.95	0.03	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or (K+Ba)	77.80	93.30	94.20	2.70	2.90	1.00	1.60	0.10	1.40	0.00	0.50	0.00
Ab (Na)	22.20	6.70	5.80	66.50	70.80	49.90	82.20	82.10	71.00	54.30	57.80	29.90
An (Ca+Mn+Mg)	0.00	0.00	0.00	30.80	26.30	49.10	16.20	17.80	27.60	45.70	41.70	70.10

sample	JBZ-48 (grano diorite)			JBZ-56 (granite)			JBZ-62 (granite)			JBZ-68 (granite)			JBZ-69 (grano diorite)		
Points	1a			2a			1a			1a			1a		
Points	1	2	3	1	2	3	1	2	3	14	15	16	5	6	7
wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
SiO ₂	37.93	38.91	37.93	65.14	65.12	64.85	63.55	64.17	64.51	62.24	57.56	59.88	62.10	57.26	56.09
Al ₂ O ₃	18.59	18.66	18.53	18.55	18.60	18.72	19.64	19.35	18.71	23.83	26.63	24.90	23.50	27.01	27.84
FeO	0.31	0.05	0.08	0.06	0.00	0.03	0.10	0.07	0.40	0.00	0.29	0.65	0.12	0.01	0.07
CaO	0.17	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.80	0.27	0.00	4.99	8.66	6.95	4.96	8.82	9.80
Na ₂ O	1.66	1.78	1.73	1.29	1.87	1.04	1.82	3.31	3.06	8.54	6.73	7.49	8.47	6.46	5.96
K ₂ O	14.43	14.30	14.45	15.09	14.10	15.49	13.24	11.36	12.06	0.58	0.00	0.41	0.55	0.25	0.18
BaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.53	0.00	1.02	1.68	1.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.18	100.01	99.95	100.15	100.22	100.13	100.17	100.21	99.83	100.19	99.87	100.29	99.71	99.82	99.94
Si	2.98	2.99	2.99	2.99	2.99	2.99	2.93	2.95	2.97	2.76	2.58	2.67	2.76	2.57	2.52
Al	1.01	1.01	1.00	1.01	1.01	1.02	1.07	1.05	1.02	1.24	1.41	1.31	1.23	1.43	1.48
Fe ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.24	0.42	0.33	0.24	0.42	0.47
Na	0.15	0.16	0.15	0.11	0.17	0.09	0.16	0.29	0.27	0.73	0.58	0.65	0.73	0.56	0.52

K	0.84	0.84	0.85	0.88	0.83	0.91	0.78	0.67	0.71	0.03	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.000	0.010	0.00	0.019	0.030	0.020	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or (K+Ba)	84.41	83.67	84.61	88.52	83.41	90.76	79.77	69.33	72.72	3.29	0.00	2.34	3.12	1.45	1.00
Ab (Na)	14.74	15.80	15.39	11.48	16.59	9.24	16.29	29.34	27.28	73.11	58.42	64.58	73.19	56.16	51.87
An (Ca+Mn+Mg)	0.85	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	3.94	1.32	0.00	23.60	41.58	33.08	23.69	42.40	47.13

جدول ۳. بخشی از نتایج تجزیه نقطه‌ای کلریت‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس تعداد ۲۸ اتم اکسیژن به همراه نتایج دما-فشارسنجی.

Sample	JBZ-19 (quartzmonzodiorite)	JBZ-28 (grannodiorite)			JBZ-44 (quartzdiorite)			JBZ-47 (grannodiorite)		
Points	2a	3a			1a	a۲		1a		
Points	6	1	2	3	11	12	7	7	8	9
wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
SiO2	28.79	29.16	27.82	28.32	28.44	27.98	29.74	28.44	28.70	28.70
TiO2	0.35	0.00	0.27	0.00	0.65	0.58	0.34	0.17	0.79	0.40
Al2O3	16.67	19.63	20.26	20.34	18.60	17.91	17.63	19.39	17.94	18.47
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.05	0.05
Fe2O3	0.49	1.32	0.19	0.39	1.48	0.04	1.03	1.97	1.32	2.09
FeO	24.82	16.80	17.44	16.70	21.73	22.56	19.84	22.58	23.26	23.28
MnO	0.14	0.89	0.94	0.98	0.74	0.68	0.99	0.50	0.93	0.46
MgO	16.32	19.31	20.88	20.54	16.33	15.99	17.97	15.03	14.29	14.32
CaO	0.00	0.14	0.19	0.00	0.03	1.85	0.31	0.11	0.83	0.15
Na2O	0.00	0.21	0.09	0.40	0.00	0.58	0.43	0.02	0.51	0.12
K2O	0.57	0.14	0.10	0.00	0.23	0.00	0.10	0.00	0.04	0.00
Total	99.59	99.42	100.06	99.56	99.82	99.69	100.11	99.90	100.18	99.50
Si	6.01	5.88	5.60	5.70	5.86	5.81	6.04	5.87	5.94	5.97
Ti	0.06	0.00	0.04	0.00	0.10	0.09	0.05	0.03	0.12	0.06
Al	4.10	4.67	4.81	4.82	4.52	4.38	4.22	4.72	4.37	4.53
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
Fe3+	0.08	0.20	0.03	0.06	0.23	0.01	0.16	0.31	0.21	0.33
Fe2+	4.33	2.83	2.94	2.81	3.74	3.92	3.37	3.90	4.03	4.05
Mn	0.03	0.15	0.16	0.17	0.13	0.12	0.17	0.09	0.16	0.08
Mg	5.08	5.80	6.27	6.16	5.02	4.95	5.44	4.63	4.41	4.44
Ca	0.00	0.03	0.04	0.00	0.01	0.41	0.07	0.03	0.19	0.03
Na	0.00	0.16	0.07	0.31	0.00	0.46	0.34	0.01	0.41	0.10
K	0.30	0.07	0.05	0.00	0.12	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00
Al iv	1.99	2.12	2.40	2.30	2.14	2.19	1.96	2.13	2.06	2.03
Al vi	2.13	2.57	2.42	2.53	2.40	2.21	2.29	2.61	2.35	2.52
T(C)	439.43	467.43	527.03	506.81	472.08	483.29	433.51	469.71	455.33	449.17

Sample	JBZ-48 (grannodiorite)	JBZ-56 (granite)	JBZ-68 (granite)
--------	---------------------------	---------------------	---------------------

Points	1a			2a			1a		
Points	1	2	3	1	2	3	1	2	3
wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
SiO ₂	26.46	28.40	28.20	28.97	28.09	29.00	27.88	27.51	29.42
TiO ₂	0.25	0.62	1.85	6.78	0.00	3.99	0.00	0.07	0.19
Al ₂ O ₃	19.22	18.96	16.27	16.43	20.06	16.52	20.26	20.46	19.93
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.14	0.17	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03
Fe ₂ O ₃	0.35	1.98	0.90	7.82	2.69	5.39	0.94	1.19	2.94
FeO	26.62	22.98	23.95	14.71	28.87	20.47	21.30	21.92	18.83
MnO	1.27	1.14	0.55	0.67	0.92	0.71	0.81	1.24	0.36
MgO	14.13	13.55	13.79	5.43	7.22	7.49	16.52	15.53	16.11
CaO	0.00	0.50	1.89	7.70	0.10	5.26	0.00	0.32	0.02
Na ₂ O	0.00	0.21	0.32	0.00	0.09	0.03	0.27	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.12	0.58	0.10	0.96	0.00	0.10	0.17	0.06
Total	99.68	99.93	99.83	100.12	100.15	100.16	99.72	99.96	99.61
Si	5.608	5.891	5.910	5.984	5.964	6.065	5.723	5.676	5.974
Ti	0.041	0.097	0.291	1.053	0.000	0.628	0.000	0.011	0.029
Al	4.801	4.637	4.020	4.000	5.021	4.073	4.901	4.975	4.770
Cr	0.000	0.000	0.023	0.027	0.000	0.001	0.000	0.000	0.006
Fe ³⁺	0.057	0.309	0.142	1.216	0.430	0.848	0.146	0.185	0.450
Fe ²⁺	4.717	3.987	4.199	2.541	5.127	3.581	3.656	3.783	3.198
Mn	0.228	0.201	0.097	0.118	0.165	0.125	0.141	0.216	0.061
Mg	4.462	4.190	4.310	1.671	2.284	2.334	5.053	4.775	4.878
Ca	0.000	0.112	0.425	1.704	0.022	1.178	0.000	0.070	0.004
Na	0.000	0.171	0.259	0.000	0.073	0.021	0.218	0.000	0.000
K	0.000	0.061	0.307	0.051	0.521	0.000	0.051	0.088	0.032
Al ^{iv}	2.392	2.109	2.090	2.016	2.036	1.935	2.277	2.324	2.026
Al ^{vi}	2.413	2.564	1.961	2.075	3.051	2.202	2.648	2.671	2.784
T(C)	525.48	465.29	461.26	445.49	449.74	428.32	501.06	511.02	447.69

بحث

شیمی بیوتیت

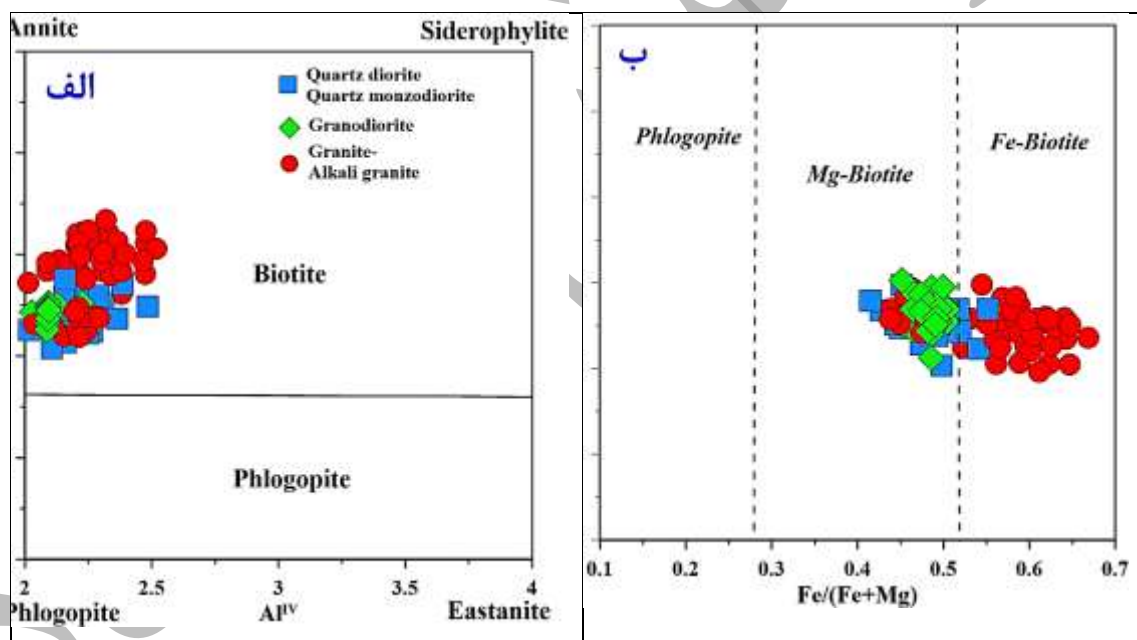
بیوتیت‌های اولیه ماگمایی معمولاً از TiO₂ (۵/۵۸ - ۱/۴۳ درصد وزنی؛ میانگین ۳/۵۰ درصد وزنی) و

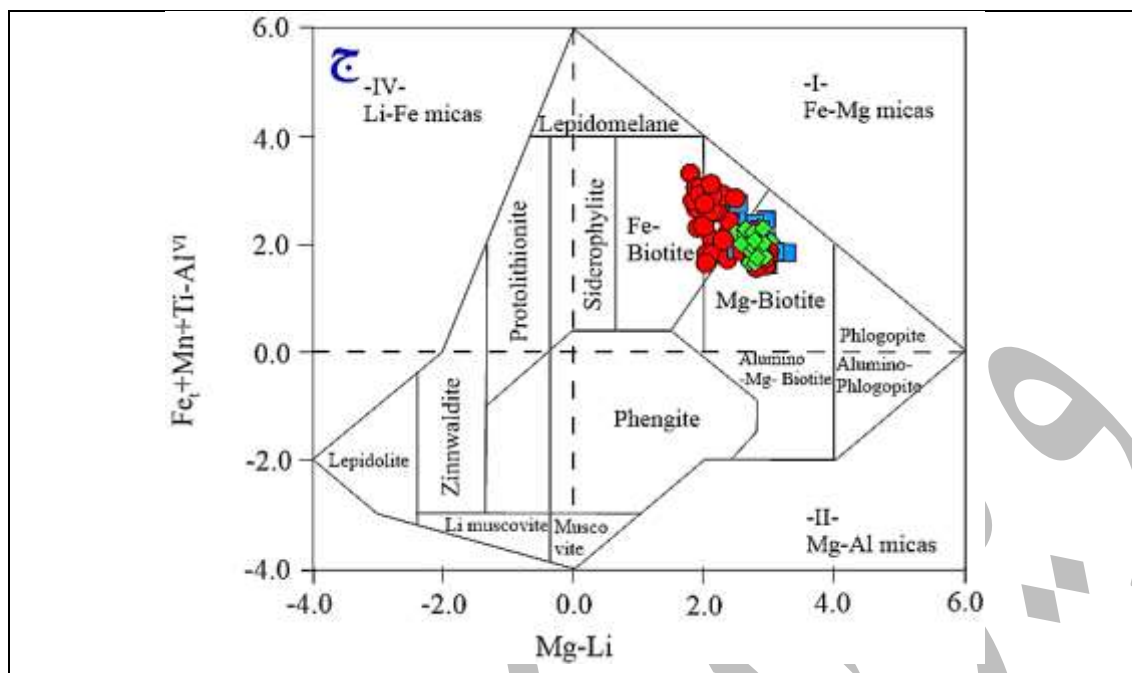
MnO (۱/۵۵ - ۰/۰۳ درصد وزنی؛ میانگین ۰/۷۹ درصد وزنی؛ جدول ۱) سرشار هستند. در برخی

نمونه‌ها، TiO₂ کمتر است، اما همچنان در محدوده میزان TiO₂ ماگمایی مشاهده شده در اینجا قرار

دارد.

بر اساس طبقه‌بندی انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی (IMA) برای میکاها [۴۹]، کانی بیوتیت توسط چهار عضو نهایی، آنیت $(\text{KFe}^{2+}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ ، سیدروفیلیت $(\text{KFe}^{2+}\text{AlAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ ، فلوگوپیت $(\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ و استونیت $(\text{KMg}_2\text{AlAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ مشخص می‌شود. بر اساس طبقه‌بندی [۵۰]، که نمودارهای تشخیص بیوتیت‌ها را بر اساس نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ به Al^{IV} پیشنهاد کرد، بیوتیت‌های نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک، در دسته بیوتیت‌های آهن‌دار (آنیت) و بر پایه نمودار رده‌بندی پیشنهادی [۵۱]، در محدوده منیزوبیوتیت تا فروبیوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف و ب). نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ به طور متوسط در بیوتیت‌های منطقه مردهک حدود ۰/۵ است. بیوتیت‌ها در نمودار $\text{mgli} (\text{Mg-Li})$ در مقابل $\text{feal} (\text{Fe}^{\text{tot}}+\text{Mn}+\text{Ti}+\text{Al}^{\text{VI}})$ [۱۶]، طبقه‌بندی شدند، که نمونه‌ها در محدوده بیوتیت‌های آهن‌دار تا بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴ ج).

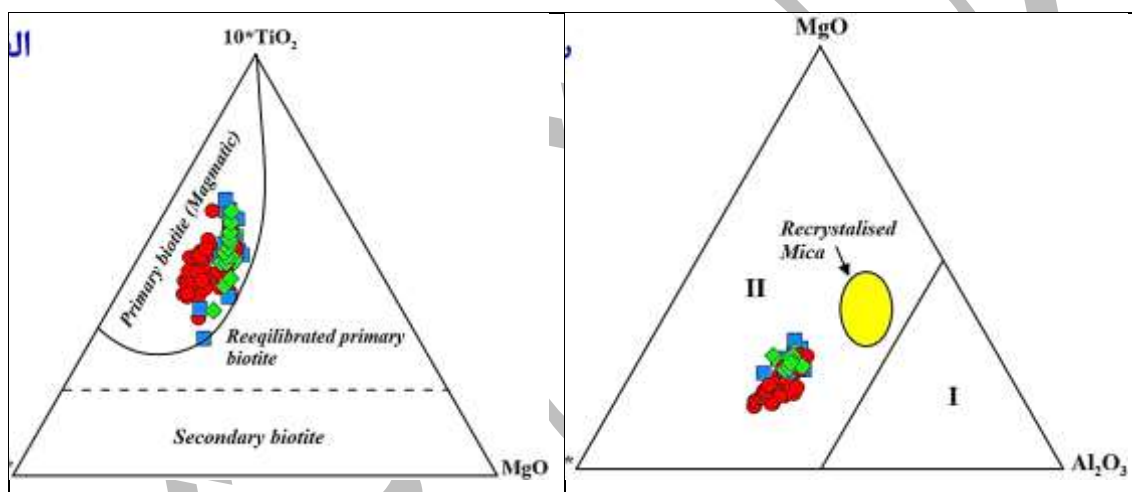




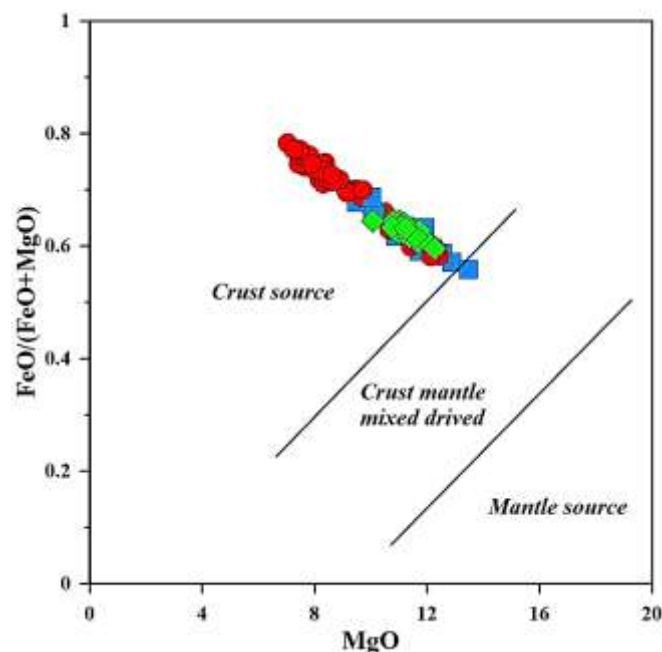
شکل ۴. تشخیص ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های منطقه مردهک در: الف) طبقه‌بندی بیوتیت‌ها در نمودار دوتایی (Fe/(Fe+Mg) در برابر Al^{IV} [۵۰]، ب) نمودار رده‌بندی شیمیایی میکاها [۵۱] بر اساس Si در برابر Fe/(Fe+Mg) (ج) نمودار $mgli$ (Mg-Li) در برابر $feal$ ($Fe^{tot}+Mn+Ti+Al^{VI}$) برگرفته از [۱۶].

ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های ماگمایی منعکس کننده شرایط ماگمایی است که در آن متبلور شده‌اند. با این حال، تنها زمانی می‌توان از ترکیب شیمیایی بیوتیت برای تعیین ویژگی‌های ماگمای سازنده آن استفاده کرد که این کانی دارای ماهیت ماگمایی اولیه باشد. ترکیب شیمیایی بیوتیت ماگمایی به عوامل شیمیایی و فیزیکی مرتبط با تبلور ماگما [۱، ۹] و همچنین به سیالات گرمایی محلول در ماگما [۵۲] حساس است. برای جداکردن بیوتیت اولیه از بیوتیت دوباره متعادل شده و ثانویه، از نمودار سه‌تایی $10*TiO_2 - FeO_{tot} + MnO - MgO$ [۵۳، ۱۱] استفاده شده است. رسم ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک بر روی این نمودار نشان می‌دهد که همه بیوتیت‌ها در محدوده بیوتیت‌های ماگمایی اولیه قرار می‌گیرند (شکل ۵الف). میزان تیتانیوم موجود در بیوتیت توسط گرما کنترل می‌شود [۵۴، ۵۵]. دانه‌های بیوتیت دوباره متعادل شده و نوظهور، که ناشی از دگرسانی گرمایی دمایی پایین هستند، در مقایسه با بیوتیت‌های ماگمایی اولیه دارای Ti کمتری هستند (شکل ۵ب). میزان آلومینیم موجود در بیوتیت متبلور شده در تعادل با مذاب سیلیکاته، نشان‌دهنده خاصیت

پرآلومینی مذاب است [۵۵] و این کانی معمولاً میزبان Al اضافی موجود در گرانیتوئیدهای پرآلومینوس است [۵۶]. بر پایه نمودار تشخیص انواع بیوتیت‌ها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بیوتیت و در میدان دو قطب نهایی آنیت-فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۵ب). بر اساس ترکیب بیوتیت و نمودار $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ در مقابل MgO [۵۷] می‌توان منشأ سنگ‌های گرانیتوئیدی را از هم تشخیص داد. بر این اساس، گرانیتوئیدهای با خاستگاه پوسته، گوشته و گوشته-پوسته از یکدیگر تشخیص داده می‌شوند [۵۷]. طبق نمودار یاد شده، بیوتیت‌های توده‌های نفوذی منطقه مردهک در محیط‌های با خاستگاه پوسته‌ای قرار دارند (شکل ۶).



شکل ۵: نمودارهای ترکیب شیمیایی بیوتیت گرانیتوئیدهای منطقه مردهک بر روی: الف) نمودار سه‌تایی $10^* \text{TiO}_2 - \text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MnO} - \text{MgO}$ ، ب) نمودار تشخیص بیوتیت‌ها [۵۸].



شکل ۶. نمودار FeO^*/FeO^*+MgO در برابر MgO بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها برای تعیین خاستگاه گرانیتوئیدها [۵۷]، که کانی‌های بیوتیت از نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در محدوده منشا پوسته‌ای قرار دارند.

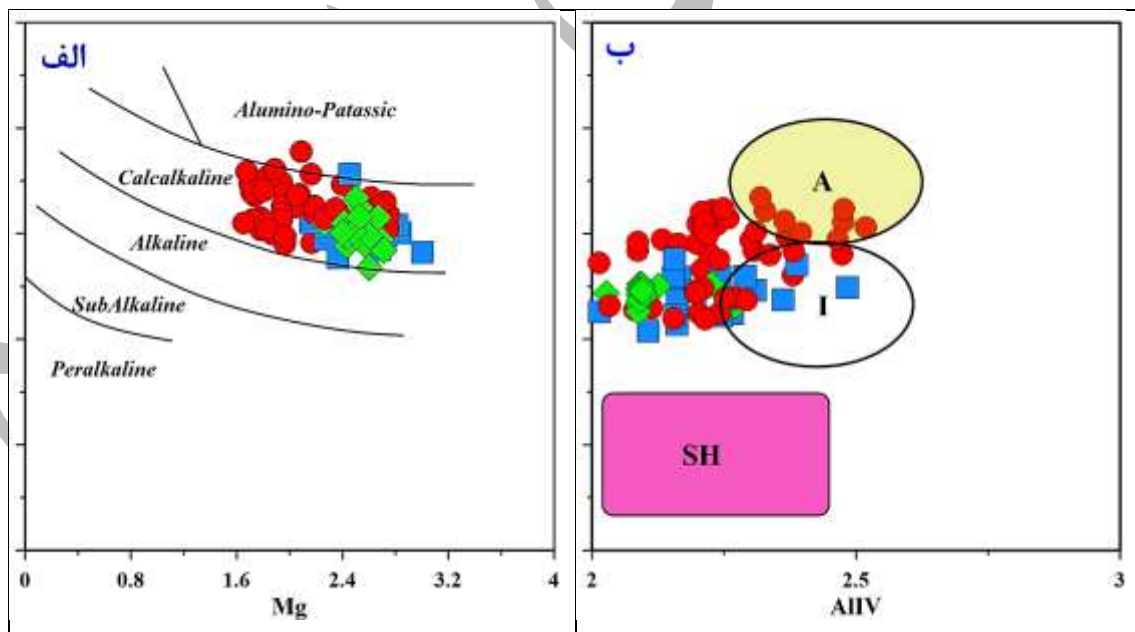
تعیین ماهیت ماگما و محیط زمین‌ساختی

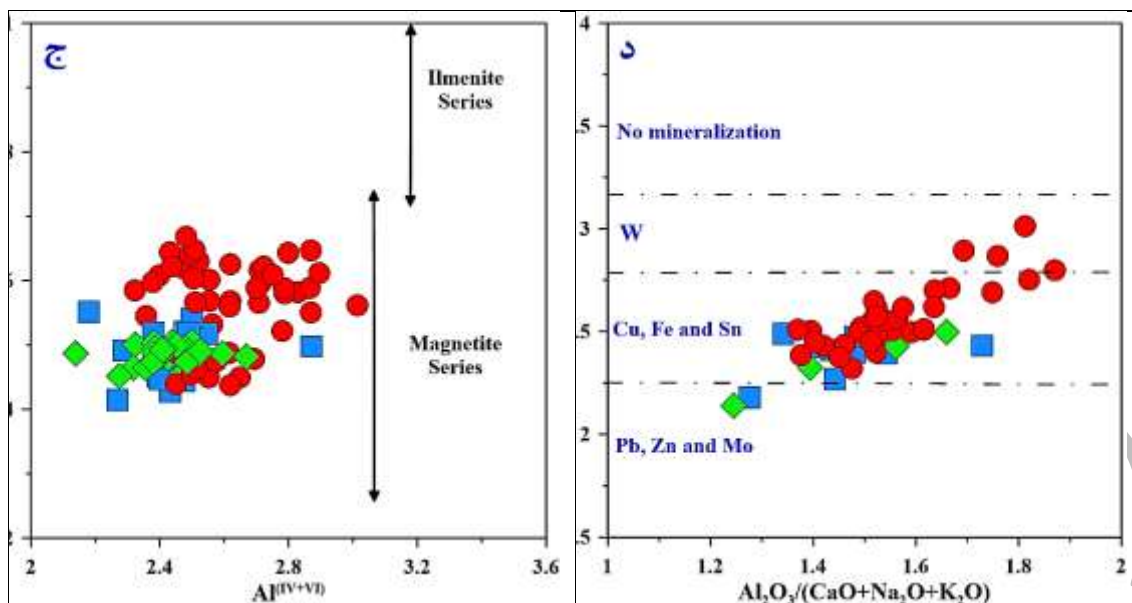
از ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها برای تعیین ماهیت ماگماها استفاده می‌شود [۲۲، ۳، ۱، ۵۹، ۶۰، ۶۱، ۵۳]. از ترکیب بیوتیت موجود در گرانیتوئیدها برای تعیین ماهیت ماگمایی که بیوتیت در آن متبلور شده است، استفاده کردند در نمودار طبقه‌بندی $Al(tot)$ در مقابل Mg که ماهیت ماگماهای گرانیتوئیدی به چهار نوع پرآلومینوس، کالک‌آلکان، ساب‌آلکان و آلکان-پراآلکان گروه‌بندی شده است، بیوتیت‌های نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در محدوده کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند (شکل ۷الف). همبستگی منفی بین Mg و Al در بین ترکیبات بیوتیت معمولاً به دلیل برخی از جانشینی‌های فعال بین چهار عضو انتهایی است (شکل ۷الف).

بیوتیت موجود در توده‌های نفوذی نوع I نسبتاً غنی از منیزیم هستند، در حالی که بیوتیت‌های موجود در توده‌های نفوذی نوع S به طور نسبی از Al سرشار هستند [۱]. در نمودار تشخیص خاستگاه بیوتیت‌ها [۶۲]، که برای تشخیص بین سه میدان A (گرانیت‌های کالک‌آلکان غیرکوهزایی)، I (گرانیتوئیدهای

کالک آلکالن کوهزایی) و SH (شوشونیت‌ها) گروه‌بندی شده است، بیوتیت‌های گرانیتوئیدهای منطقه مردهک در محدوده نوع I جای می‌گیرند (شکل ۷ب). به کمک نمودار $Fe^{\#}/Al$ در برابر Al نمونه‌های بیوتیت منطقه مردهک در محدوده گرانیتوئیدهای سری مگنتیتی قرار گرفته و میانگین 0.4 تا 0.7 را به عنوان میانگین FQM نشان می‌دهند (شکل ۷ج).

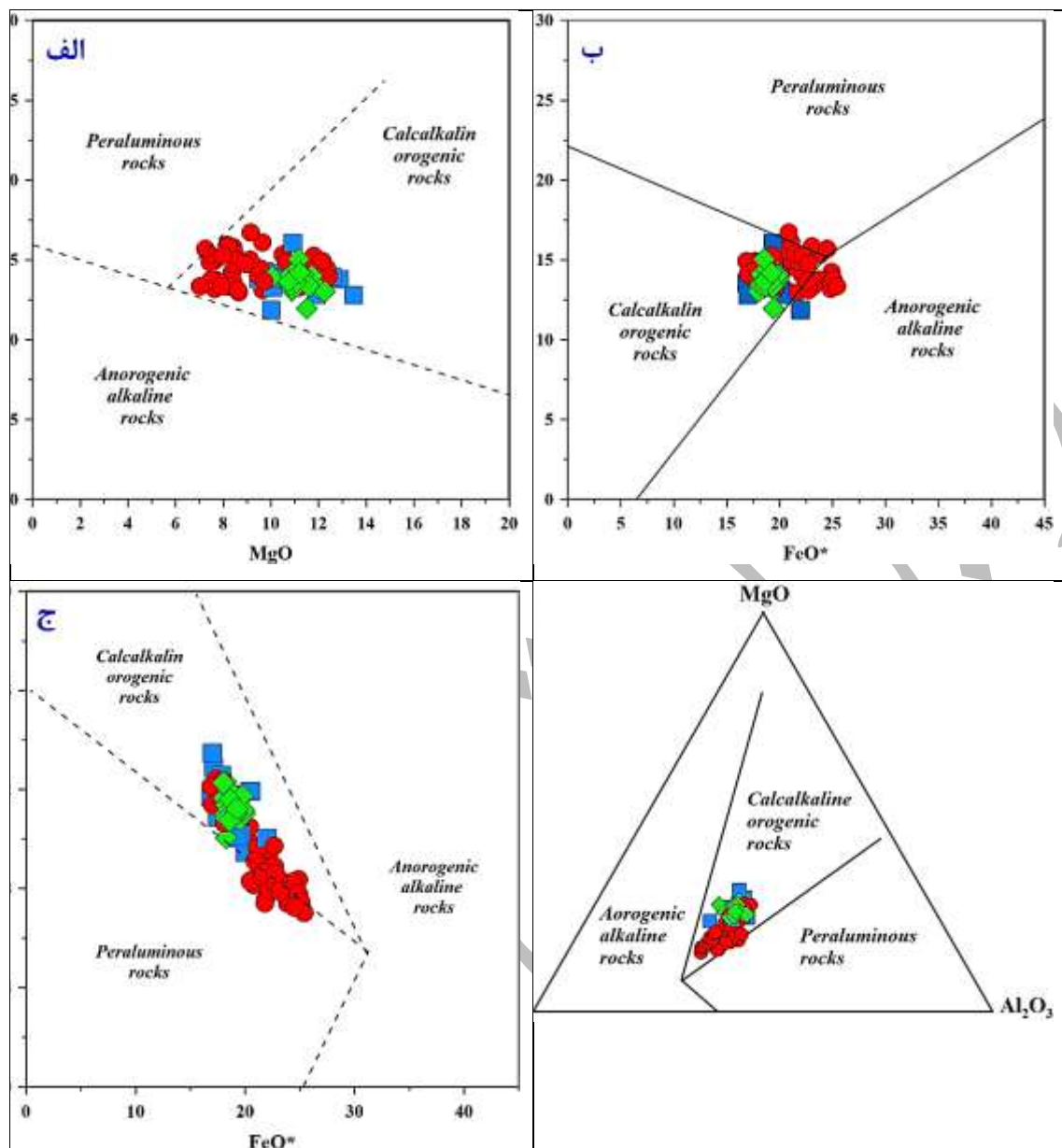
مطالعات [۴۷] نشان می‌دهد که مقدار آلومینیوم کل (Al^{total}) در بیوتیت موجود در گرانیتوئیدها می‌تواند به عنوان شاخصی کارآمد برای شناسایی کانسارهای گرمایی مرتبط با توده‌های گرانیتی مورد استفاده قرار گیرد. بر این اساس، در نمودار $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ در برابر مقدار Al^{total} نمونه‌های بیوتیت منطقه مردهک در محدوده گرانیتوئیدهای با پتانسیل کانه‌زایی مس، آهن و قلع جای می‌گیرند (شکل ۷د). شواهد کانی‌شناختی و مشاهدات صحرایی از جمله رگه‌های ملاکیت-آزورریت (کربنات مس آب-دار) و کالکوپیریت (سولفید مس) در درز و شکاف، شکستگی‌های سنگ و به صورت رگه‌ای و افشان در درون واحدهای گرانیتوئیدی منطقه نشان‌دهنده وجود فازهای سرشار از مس و پتانسیل کانه‌زایی مس در این منطقه است.





شکل ۷. موقعیت بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در نمودارهای: الف) تعیین سری ماگمایی بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها [۵۳]، ب) نمودار رده‌بندی بیوتیت‌ها بر پایه $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al_{IV} [۶۲]، ج) نمودار دوتایی $Fe\#$ در برابر Al کل برای تفکیک گرانیت‌های سری ایلمنیتی و مگنتیتی [۶۳]، د) نمودار $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ سنگ کل در برابر آلومینیم کل (Altot) [۴۷].

[۱] با استفاده از ترکیبات بیوتیت نشان داد که از نمودار سه‌تایی FeO ، MgO و Al_2O_3 ، و نمودارهای دوتایی FeO در برابر Al_2O_3 ، FeO در برابر MgO و MgO در برابر Al_2O_3 می‌توان برای تشخیص بین سه میدان جداگانه گرانیتوئیدهای آلکالن غیرکوهزایی نوع A مرتبط با محیط‌های زمین‌ساختی کششی، مجموعه‌های پرآلومین گرانیت‌های برخوردی نوع S و مجموعه‌های کالک‌آلکالن کوهزایی نوع I محیط مرتبط با فروران‌ش استفاده کرد (شکل ۸ الف تا د). بیوتیت‌های منطقه مردهک در این نمودارها، در میدان کالک‌آلکالن کوهزایی نوع I محیط مرتبط با فروران‌ش قرار می‌گیرند.



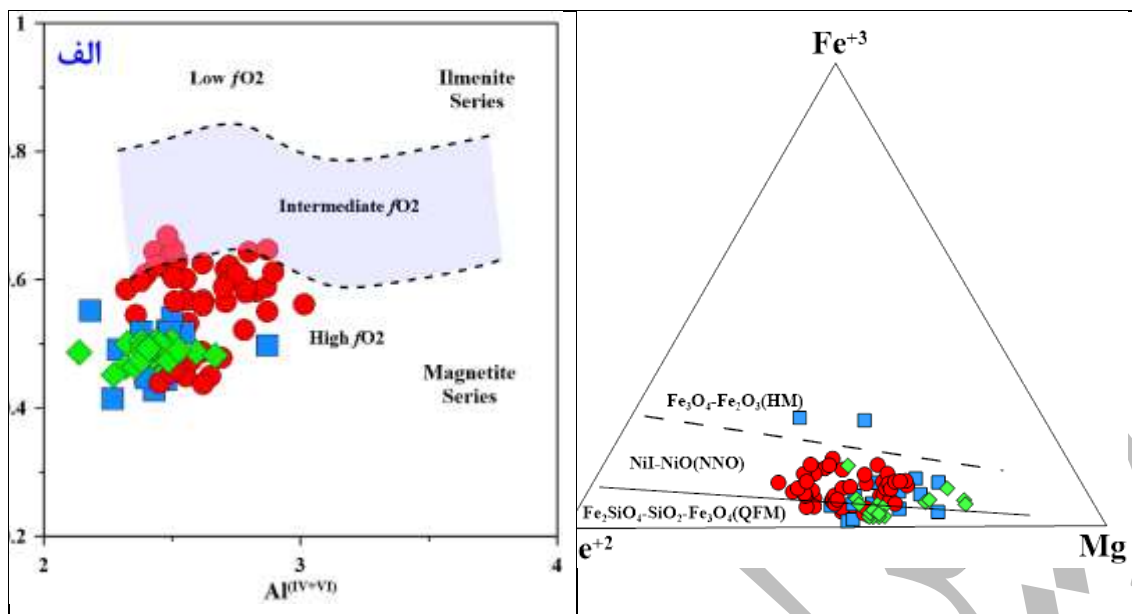
شکل ۸: موقعیت بیوتیت توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی بر اساس: الف) درصد Al_2O_3 در برابر MgO ، ب) درصد Al_2O_3 در برابر FeO ، ج) FeO در برابر MgO ، د) میزان $FeO-MgO$ - Al_2O_3 بیوتیت. مرزهای میدان از [۱].

تعیین شرایط تبلور

گریزندگی اکسیژن

گریزندگی اکسیژن اثرات قابل توجهی بر دمای مایع شدن و فرآیندهای ماگمایی کنترل کننده ترکیبات مذاب و بلور، توالی تبلور و نوع کانی‌ها [۶۴-۶۷] و تشکیل گرانیتوئیدهای سری مگنتیتی و ایلمنیتی

[۶۸] دارد. میزان آهن و منیزیم موجود در بیوتیت در طول فرآیند سرد شدن ماگما به گریزندگی اکسیژن بستگی دارد [۶]. در شرایط fO_2 بالا، کانی بیوتیت غنی از آهن است و با مگنتیت همزیستی دارد، در حالی که در شرایط fO_2 پایین، بیوتیت از نظر آهن فقیر بوده و همزیستی کمتری با مگنتیت دارد [۶۹]. بر این اساس، بررسی شرایط اکسیداسیون در گرانیتوئیدهای منطقه نشان می‌دهد که بیوتیت‌های مورد مطالعه با مقادیر $\#Fe$ بین ۰/۴ تا ۰/۷، در محدوده سری مگنتیتی قرار گرفته که حاکی از شرایط اکسیدی ماگمای مادر است (شکل ۹ الف). همچنین بر اساس دیاگرام Fe^{2+} - Fe^{3+} -Mg (شکل ۹ ب) بیوتیت‌های گرانیتوئیدهای منطقه در محدوده اکسیداسیون بالاتر از بافر NNO قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده ماگماهای نوع اکسیدی و سری مگنتیت [۷۰] است. بیوتیت موجود در گرانیتوئیدهای منطقه مردهک، مقادیر بالایی از FeO (۲۵/۳۹ - ۱۶/۸۵) دارند (جدول ۱)، که نشان‌دهنده تشکیل آنها در شرایط گریزندگی بالای اکسیژن است. محیط‌های با گریزندگی بالای اکسیژن دارای پتانسیل بالایی برای کانی‌سازی اقتصادی فلزات پایه به ویژه مس هستند [۷۱، ۷۲]. بنابراین، توده‌های نفوذی متبلور شده در محیط‌های با گریزندگی اکسیژن بالا باید به عنوان پتانسیل کانی‌سازی در نظر گرفته شوند. به اعتقاد [۲۵]، حضور مجموعه کانی‌های اسفن، مگنتیت و کوارتز در سنگ‌های گرانیتوئیدی، امکان ارزیابی میزان نسبی گریزندگی اکسیژن را فراهم می‌سازد. از رنگ بیوتیت در نور طبیعی (PPL) می‌توان برای ارزیابی حالت اکسیداسیون ماگمایی که در آن متبلور شده است، استفاده کرد. بیوتیت قهوه‌ای مایل به سبز (فقیر از Ti و Al و غنی از Mg و Fe^{3+}) در توده‌های نفوذی نشان‌دهنده یک محیط اکسیدکننده‌تر است [۷۳]، در حالی که بیوتیت قهوه‌ای مایل به قرمز (غنی از Al و Fe و فقیر از Fe^{3+})، نشان‌دهنده ماگمای احیا شده‌تر است. وجود کانی‌های اسفن، مگنتیت و کوارتز و بیوتیت‌های قهوه‌ای مایل به سبز تأییدکننده گریزندگی بالای اکسیژن در گرانیتوئیدهای منطقه مردهک و پتانسیل کانه‌زایی مس در آنها است.



شکل ۹. موقعیت بیوتیت‌های نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در: الف) نمودار دوتایی Al کل در برابر $Fe^{\#}$ [۶۳] و تفکیک گرانیتوئیدهای سری ایلمنیتی و مگنتیتی با ارزیابی نسبی گریزندگی اکسیژن نسبت، ب) مقایسه ترکیب بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک با بافرهای QFM، NNO و HM در نمودار سه تایی Fe^{+2} ، Fe^{+3} و Mg [۶].

دمای تبلور

مطالعات نشان می‌دهند که دما عامل کلیدی در کنترل میزان تیتانیم در بیوتیت است، به طوری که با افزایش دما، میزان Ti افزایش یافته، اما فشار اثر معکوس دارد [۷۴، ۷۵] همچنین، میزان Ti در بیوتیت رابطه مستقیمی با مقدار آهن دارد [۷۶، ۷۷]. رابطه‌ای که [۴۶] برای محاسبه دماسنجی بیوتیت‌ها پیشنهاد کرده است، عبارت است از:

رابطه (۱)

$$T(^{\circ}K) = 838 / (1.0337 - Ti/Fe^{2+})$$

محاسبه دما در این روش بر حسب درجه کلوین است. دماسنجی بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک به طور میانگین دماهای ۵۹۳ تا ۷۸۵ درجه سانتیگراد را برای به تعادل رسیدن این کانی در این توده‌ها نشان می‌دهد (جدول ۱).

باور بر این است که میزان تیتانیوم بیوتیت‌ها به دمای تبلور بیوتیت و گریزندگی اکسیژن (fO_2) و احتمالاً به میزان مواد فرار ماگما [۵۹] بستگی دارد. میزان تیتانیوم پایین با دمای پایین تبلور و گریزندگی اکسیژن پایین مرتبط است [۷۴، ۷۸، ۷۹]. بیوتیت‌های منطقه مورد مطالعه، تیتانیم بالایی داشته و دماهای بین ۶۰۰ تا ۷۶۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند (شکل ۱۰ الف).

دمای تبلور بیوتیت، به عنوان یکی از عوامل مؤثر بر گریزندگی اکسیژن، با استفاده از روش [۱۲] در محیط نرم‌افزار Geo- fO_2 [۱۳] محاسبه شد. برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌های گرانیتوئیدهای منطقه مردهک، از رابطه (۲)، [۱۲] بر اساس زمین‌دماسنج Ti بر پایه نسبت Mg# استفاده شد که محدوده دمایی ۵۴۵ تا ۷۵۹ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد (جدول ۱).

معادله‌ای که [۱۲] برای محاسبه دمای بیوتیت‌ها ارائه کردند به شرح زیر است:

رابطه (۲)

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

که دما بر حسب درجه سانتیگراد، X_{Mg} برابر با نسبت $Mg/(Mg+Fe)$ ، $a = -2.3594$ ، $c = -1.7283$ و $b = 4.6482 \times 10^{-9}$ محاسبه شده است.

علاوه بر این، در نمودار fO_2 در مقابل T (شکل ۱۰ ب) [۲۵، ۶]، بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی، در امتداد بافر کوارتز-فایالیت-مگنتیت (QFM) در دماهای بالا رسم شده‌اند و با سرد شدن ماگما، بالاتر از بافر نیکل-اکسید نیکل (Ni-NiO) افزایش می‌یابند و مقادیر میانگینی را در امتداد مرز گرانیت‌های سری مگنتیت و سری ایلمنیت نشان می‌دهند.

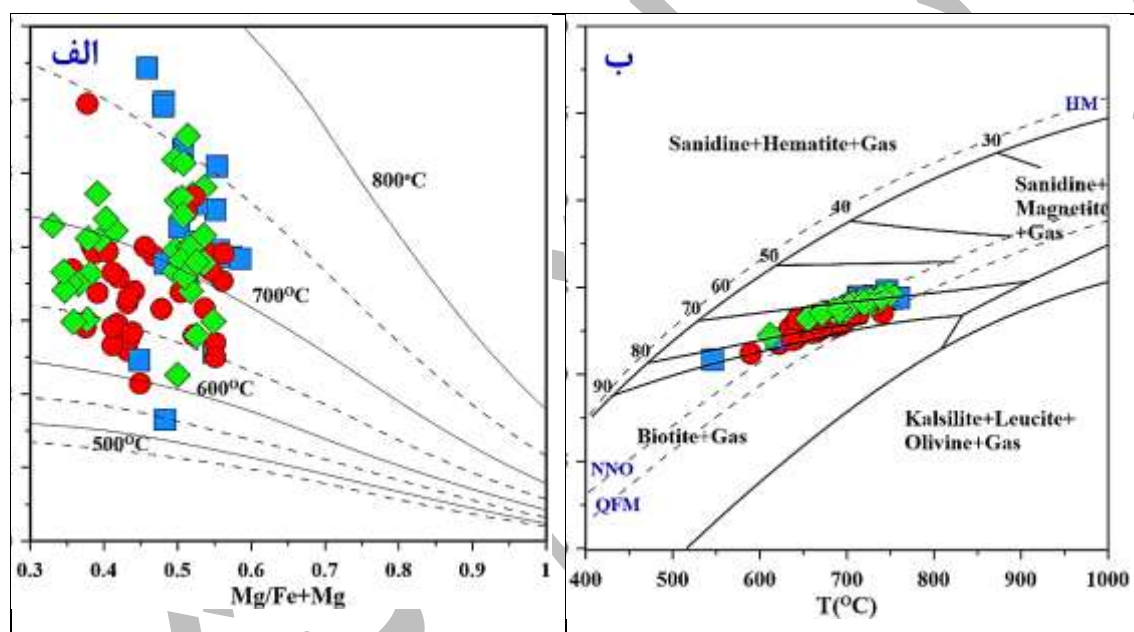
در روند جایگزینی نهایی ماگما و سرد شدن آن در پوسته قاره‌ای بالایی، دماهای بالا نشان‌دهنده دمای تبلور هستند، در حالی که دماهای پایین‌تر به دمای توقف تبادل و رسیدن به تعادل نهایی (دمای بسته شدن) مربوط می‌شوند.

برای ارزیابی فشار بر اساس میزان آلومینیم موجود در بیوتیت، روش [۴۷] در محیط نرم‌افزار Geo- fO_2 [۱۳] با استفاده از رابطه زیر محاسبه شده است:

رابطه (۳)

$$P(kb) = 3.03 \times AIT - 6.53 (\pm 0.33)$$

در این روش، فشار حاکم بر تبلور بیوتیت در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک، در حدود ۰/۳۰ تا ۲/۶۲ کیلو بار برآورد شده است. برای محاسبه عمق بر حسب کیلومتر از فشارهای به‌دست‌آمده، از میانگین چگالی پوسته قاره‌ای (۲/۷ g/cm³) استفاده شد، که عمقی معادل ۱/۱۳ تا ۹/۹ کیلومتر به دست آمد (جدول ۱).



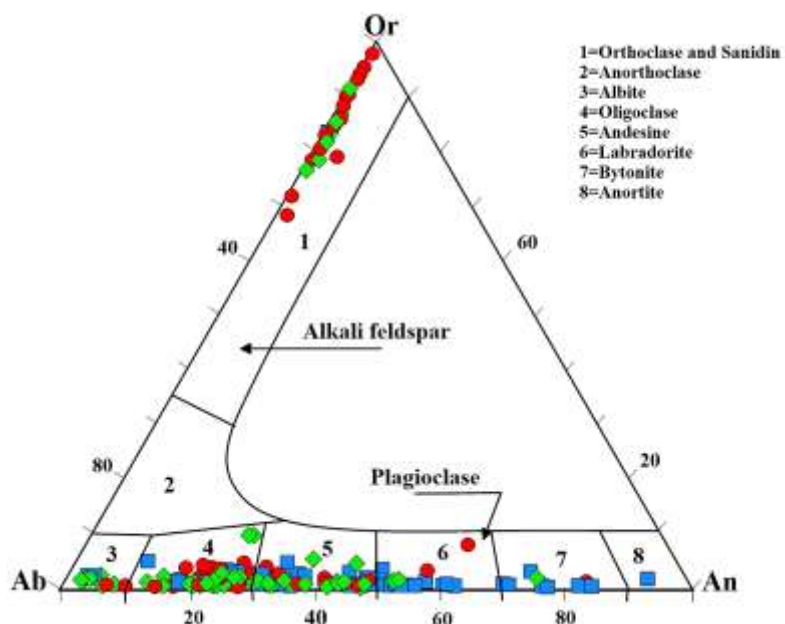
شکل ۱۰. موقعیت بیوتیت توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در نمودارهای: الف) زمین‌دماسنجی بر اساس مقدار تیتانیوم موجود در بیوتیت‌ها برگرفته از [۱۲]، ب) نمودار تغییرات Log fO₂ در برابر دما [۶، ۲۵].

شیمی فلدسپار

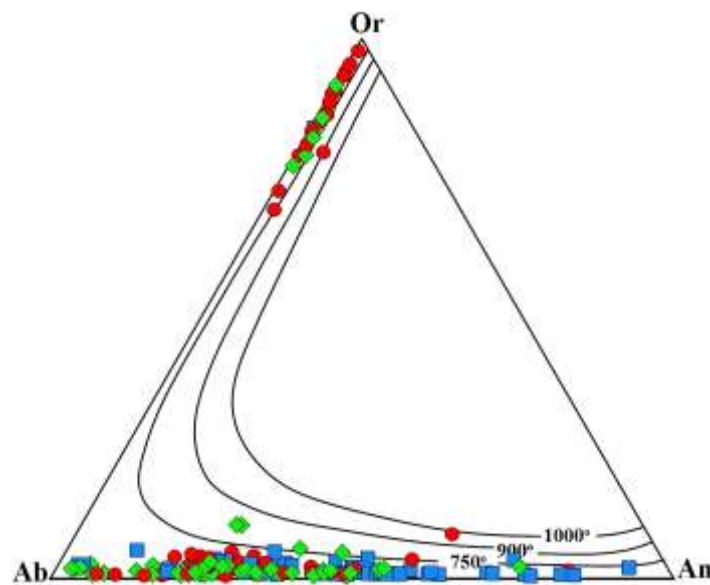
برای مطالعه ترکیب شیمیایی و فرآیندهای فیزیکی-شیمیایی که بر محیط تبلور فلدسپارها در توده‌های گرانیتوئیدی مردهک حاکم هستند، داده‌های ریزکاوالکترونی کانی فلدسپار مربوط به ۱۱ نمونه همراه با فرمول ساختاری محاسبه‌شده بر اساس ۸ اتم اکسیژن و ۵ آنیون در جدول ۲ ارائه شده‌اند. فلدسپارهای موجود در نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه از دو نوع فلدسپارهای سدیم-کلسیم‌دار و پتاسیم‌دار هستند. ترکیبات بین Ab و An به عنوان پلاژیوکلاز و ترکیبات بین Ab و Or به عنوان

فلدسپارهای قلیایی شناخته می‌شوند. شکل ۱۱ الگوی توزیع فلدسپارها را نشان می‌دهد. فلدسپارها بر اساس اعضای انتهایی محلول جامد $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (آلبیت، Ab) - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (آنورتیت، An) - KAlSi_3O_8 (ارتوکلاز، Or) طبقه‌بندی می‌شوند [۵۰]. این اطلاعات نشان‌دهنده نوسان ترکیب پلاژیوکلاز بین An_1 تا An_{91} و ترکیب فلدسپارهای قلیایی بین Or_1 تا Or_{97} است و به ترتیب پلاژیوکلازها میانگین ترکیبی الیگوکلاز تا بایتونیت و فلدسپارهای قلیایی ترکیب اورتوکلاز دارند. در برخی موارد، حاشیه پلاژیوکلازها در مقایسه با مرکز، درصد آنورتیت بالاتری داشته و کلسیم بیشتری دارد، که این امر به منطقه‌بندی غیرعادی و وارونه اشاره دارد. این خصوصیت نشان‌دهنده نبود تعادل بین بلور و ماگما به دلیل وقوع فرآیندهایی مانند آمیختگی ماگمایی یا تغییرات فشار بخار آب در زمان تبلور پلاژیوکلاز است. با وجود این، وجود لخته‌های کانی‌های مافیک در این سنگ‌ها نیز احتمالاً بیانگر رخداد آمیختگی ماگمایی است [۸۰].

با استفاده از سیستم سه‌تایی Or-Ab-An، دما برای سنگ‌های مختلف از حدود ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد بدست آمد (شکل ۱۲). این دماها با نتایج به‌دست‌آمده از دماسنجی بیوتیت‌ها هم‌خوانی دارند. با این حال، برخی از این دماها کمتر از دمای واقعی تبلور سنگ‌های منطقه است که احتمالاً به دلیل تشکیل فلدسپارها در زیر خط انجماد (در شرایط نیمه جامد) طی فرآیند سرد شدن توده است.



شکل ۱۱. ترکیب فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در نمودار مثلثی Or-Ab-An [۵۰].

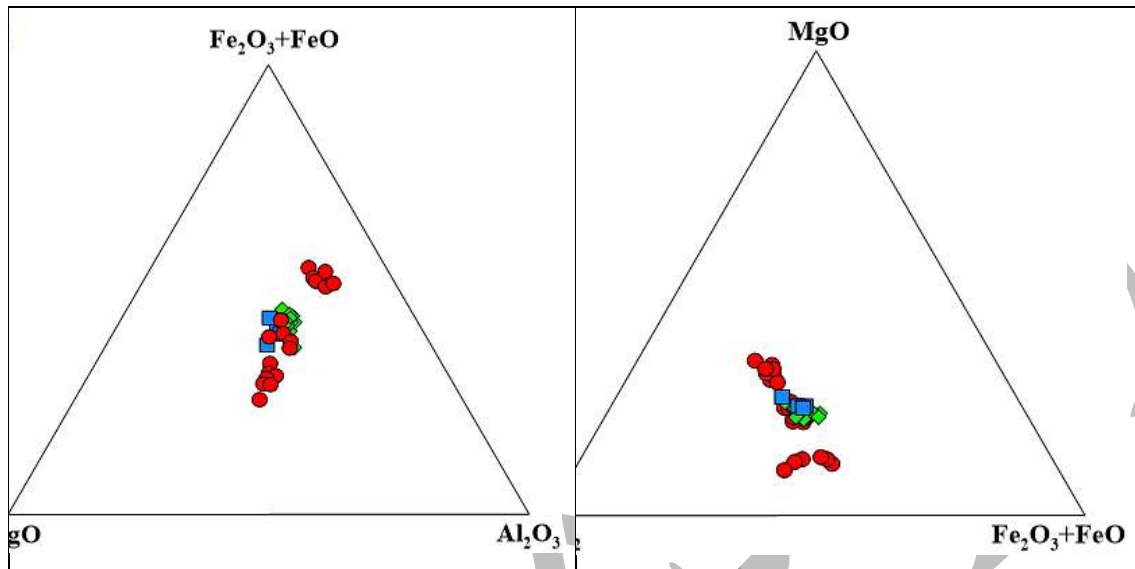


شکل ۱۲: موقعیت فلدسپارها در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک بر روی نمودار سه تایی Or-Ab-An برای دماسنجی آنها [۴۸].

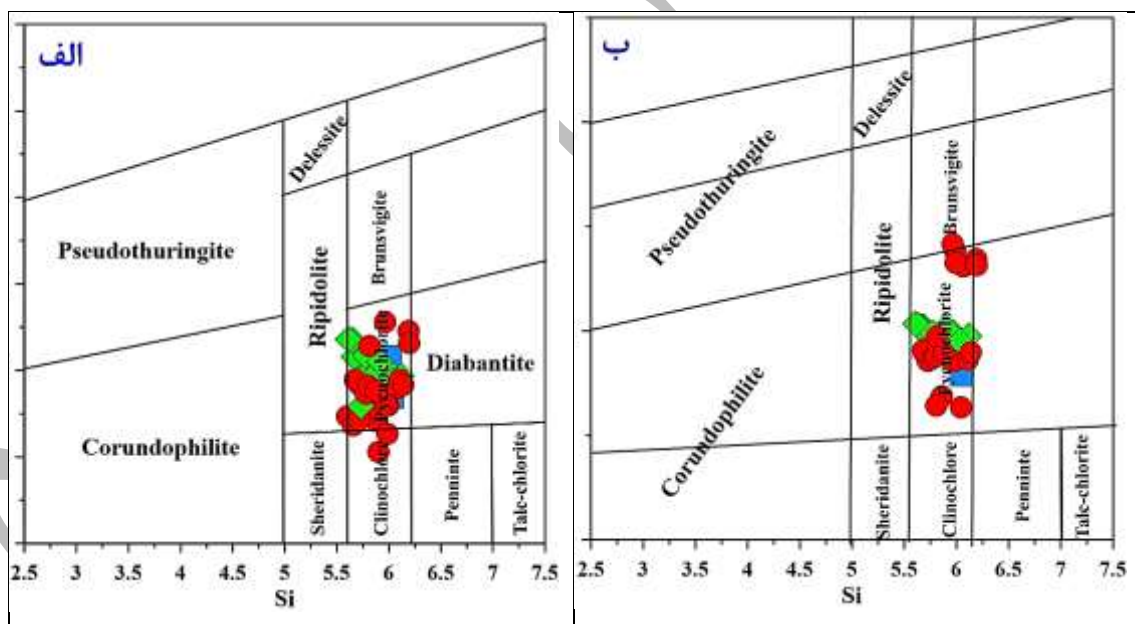
کلریت

بر اساس داده‌های ریزکوالکترونی (جدول ۳)، تغییرات ترکیبی در کلریت، نشان‌دهنده تفاوت‌های زیاد در میزان Fe، Mg، Si و Al است (شکل ۱۳ الف و ب). Si و Al تنها اجزای تشکیل‌دهنده جایگاه چهاروجهی هستند و اجزای اصلی جایگاه هشت وجهی Mg، Fe²⁺، Al و Fe³⁺ می‌باشند (جدول ۳).

نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ از ۰/۲۵ تا ۰/۷۰، Fe از ۲ تا ۵ و میزان Si از ۵ تا ۶/۲۵ apfu متغیر است که منجر به طبقه‌بندی کلیت‌ها بیشتر به عنوان پیکنوکلیت می‌شود (شکل ۱۴ الف و ب).



شکل ۱۳. (a و b) تغییرات ترکیبی در نمونه‌های کلیت سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک بر اساس میزان اکسیدهای آهن، منیزیم، آلومینیم و سیلیسیم.



شکل ۱۴. ترکیب شیمیایی کلیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در نمودارهای: الف) Fe_{total} در برابر Si [۵۰]، ب) تغییرات ترکیبی بر حسب $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در مقابل Si (کاتیون‌ها/۲۸ اتم اکسیژن) [۵۰].

دماسنجی کلریت توسط پژوهشگران مختلف [۸۶-۸۱] و با روش‌های گوناگون پیشنهاد شده است. در اینجا از روش دماسنجی کلریت [۸۱] برای سنجش دمای تشکیل کلریت در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک استفاده شده است. بر اساس این روش، دما با ترکیب شیمیایی کلریت رابطه‌ای مستقیم دارد و تعداد اتم‌های Al در موقعیت چهاروجهی (Al_{IV}) در ساختار کلریت به شدت تحت تأثیر دمای شکل‌گیری آن قرار دارد. با استفاده از فرمول زیر از طریق میزان آلومینیم موجود در جایگاه چهاروجهی، دما محاسبه شده است:

$$T = (Al_{IV} + 2.02 + 8.26 \times 10^{-2}) / (4.71 \times 10^{-3})$$

دماهای محاسبه شده، تغییرات زیادی را بین ۴۱۲ تا ۵۲۷ با میانگین ۴۷۰ درجه سانتیگراد نشان می‌دهند. محدوده دماهای محاسبه شده با دمای دگرسانی بیوتیت و تبدیل آن به کلریت سازگار است (جدول ۳).

برداشت

بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های نفوذی منطقه مردهک در جبال بارز، سرشار از منیزیم (Mg-بیوتیت) تا سرشار از آهن (Fe-بیوتیت) هستند. ترکیب بیوتیت‌ها بیانگر خاستگاه ماگمایی آنها و تبلور از یک ماگمای کالک‌آلکالن در کمان ماگمایی فرورانش حاشیه قاره است. این توده‌ها در شرایط گریزندگی بالای اکسیژن و در نتیجه فرورانش ورقه اقیانوسی نوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی در زمان ائوسن پسین-الیگوسن تشکیل شده‌اند. دما-فشارسنجی بر اساس ترکیب بیوتیت‌ها بیانگر دماهای ۵۴۵ تا ۷۸۵ درجه سانتیگراد و فشارهای ۰/۳۰ تا ۲/۶۲ برای تبلور و تعادل نهایی این کانی در جریان جایگزینی نهایی توده‌های گرانیتی در پوسته بالایی است. دماهای بالاتر با دمای تبلور و دماهای پایین‌تر با دماهای توقف تبادل و تعادل نهایی (دمای بسته شدن) بیوتیت سازگار هستند. این روند، در جریان بالا آمدن و جایگزینی نهایی ماگما در پوسته و انبارش و سرد شدن آن در پوسته قاره‌ای بالایی (اعماق کمتر از ۱۰ تا ۱ کیلومتری) رخ داده است. دماسنجی فلدسپارها نیز بیانگر محدوده دمایی ۶۵۰ تا ۷۵۰

درجه سانتیگراد است که سازگاری خوبی با دمای بیوتیت‌ها دارند. دماسنجی کلریت، تغییرات دمایی زیادی از ۴۱۲ تا ۵۲۷ با میانگین ۴۷۰ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد که با نتایج تجربی گزارش شده در مورد دمای کلریتی شدن بیوتیت‌ها در سنگ‌های گرانیتی سازگار است.

سپاسگزاری

این مقاله بخشی از نتایج رساله دکتری نگارنده نخست با عنوان "پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک، خاور جیرفت، کرمان" است که با پشتیبانی معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است. نگارندگان از دانشگاه صنعتی شاهرود و دانشگاه آریستول (یونان) برای فراهم نمودن امکانات انجام پژوهش و از داوران فرهیخته مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران برای راهنمایی‌های ارزشمند در جهت بهبود نسخه اولیه سپاسگزارند.

- [1] Abdel-Rahman, A.F.M., “*Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas*”, *Journal of Petrology* (1994), 35(2), pp.525-541.
- [2] Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., “*An Introduction to the Rock Forming Mineral*”, Third Longman Editions” (2013), 498 pp.
- [3] Yavuz, F., “*Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: Part II—Applications using the computer program Mica+ Computers & geosciences*”, (2003), 29(10), pp.1215-1228.
- [4] Nash, W.P. and Crecraft, H.R., “*Partition coefficients for trace elements in silicic magmas*”, *Geochimica et Cosmochimica Acta* (1985), 49(11), pp.2309-2322.
- [5] Rasmussen, K.L. and Mortensen, J.K., “*Magmatic petrogenesis and the evolution of (F: Cl: OH) fluid composition in barren and tungsten skarn-associated plutons using apatite and biotite compositions: Case studies from the northern Canadian Cordillera*”, *Ore Geology Reviews* (2013), 50, pp.118-142.
- [6] Wones, D.R., Eugster, H.P., “*Stability of biotite: Experiment, theory, and application*”, *American Mineralogist* (1965), 50: 1228-1272.
- [7] Heinrich, E.W., “*Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series*”, *American Journal of Science* (1946), 244(12): 836-848.
- [8] Foster M. D., “*Interpretation of the composition of trioctahedral micas*”, *Geol* (1960). *Surv. Prof. Paper*. 354-B (1960) 49.
- [9] Munoz, J.L., “*Calculation of HF and HCl fugacities from biotite compositions: revised equations*”, *Geological Society of America Abstracts with Programs* (1992), 24: p. 221.
- [10] López-Munguira, A., Nieto, F., and Morata, D., “*Chlorite composition and geothermometry: a comparative HRTEM/AEMEMPA-XRD study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena Zone*”, *SW Spain, Clay Minerals* (2002) 37(2), 267-281. <http://dx.doi.org/10.1180/0009855023720033>.
- [11] Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., Ben Ohoud, M., “*Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites*”, *Comptes Rendus* (2005). *Géoscience* 337, 1415–1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>.
- [12] Henry, D., Guidotti, C.V., Thomson, J., “*The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms*”, *American Mineralogist* (2005) 90, 316– 328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>.
- [13] Li, W., Cheng, Y., and Yang, Z., “*Geo-fO₂: Integrated software for analysis of magmatic oxygen fugacity Geochemistry*”, *Geophysics, Geosystems* (2019), 20(5), 2542-2555.
- [14] Cerny, P. and Burt, D., “*Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution in micas in granite pegmatites*”, In *Micas* (pp. 257-297). *Reviews in Mineralogy* (1984), Vol. 13, Min. Soc. America.
- [15] Speer, J.A., “*Micas in igneous rocks*”, *Reviews in mineralogy* (1984), 13(1), pp.299-356.
- [16] Tischendorf, G., Förster, H.J. and Gottesmann, B., “*Minor-and trace-element composition of trioctahedral micas: A review*”, *Mineralogical Magazine* (2001), 65(2), pp.249-276.

- [17] Barrière, M., Cotton, J., "Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granites", Contributions to Mineralogy and Petrology (1979) 70:183–192.
- [18] Van Lichtervelde, M., Grégoire, M., Linnen, R.L., Béziat, D. and Salvi, S., "Trace element geochemistry by laser ablation ICP-MS of micas associated with Ta mineralization in the Tanco pegmatite, Manitoba, Canada", Contributions to Mineralogy and Petrology (2008), 155, pp.791-806.
- [19] Neiva, A.R., "Geochemistry of hybrid granitoid rocks and of their biotites from central northern Portugal and their petrogenesis", Lithos (1981), 14(2), pp.149-163.
- [20] Plá Cid J, Nardi LVS, Conceição H, Bonin B., "Anorogenic alkaline granites from northeastern Brazil: major, trace, and rare earth elements in magmatic and metamorphic biotite and Namafic minerals", J Asian Earth Sci (2001) 19:375–397.
- [21] Machev, P., Klain, L. and Hecht, L., "Mineralogy and chemistry of biotites from the Belogradchik pluton-some petrological implications for granitoid magmatism in Northwest Bulgaria", In Annual Science Conference Geology (2004), pp. 16-17.
- [22] Masoudi, F. and Jamshidi, B.M., "Biotite and Hornblende composition used to investigate the nature and thermobarometry of Pichagchi pluton, northwest Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran" (2008).
- [23] Karimpour, M.H., Stern, C.R. and Mouradi, M., "Chemical composition of biotite as a guide to petrogenesis of granitic rocks from Maherabad, Dehnow, Gheshlagh, Khajehmourad and Najmabad, Iran" (2011) 89-100.
- [24] Beswick, A. E., "An experimental study of alkali metal distributions in feldspars and micas", Geochimica et Cosmochimica Acta (1973) 37:183–208.
- [25] Wones, D. R., "Contributions of crystallography, mineralogy, and petrology to the geology of the Lucerne pluton, Hancock County, Maine", Am Mineral (1980) 65:411–437.
- [26] Zhu, C., Sverjensky, D. A., "F–Cl–OH partitioning between biotite and apatite", Geochimica et Cosmochimica Acta (1992) 56:3435–3467.
- [27] Sallet, R., "Fluorine as a tool in the petrogenesis of quartz-bearing magmatic associations: applications of an improved F–OH biotite–apatite thermometer grid", Lithos (2000) 50:241–253.
- [28] Ghorbani, M., "Petrology and geochemistry of Mijan intrusive masses in the Jebal-e-Barez Mountains granitoid complex (southeast of Jiroft) (in persian)", Earth Science Research, year 2, No.8, (2011), 19-35pp.
- [29] Rahmanian, Z., Ghadami, Gh. A., Aahmadipour, H., Poosti, M., "Petrogenesis of granitoids from Dalfard area (Northwest of Jiroft): Evidence of Volcanic arc tectonic setting in Urumieh–Dokhtar magmatic belt", Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol. 33, Issue 1, Serial No. 127, Spring 2023, pp. 123-142.
- [30] Behpour, Sh., Moradian, A., Ahmadipour, H., "The origi, magma evolution and tectonic setting of southeast of Jebal-e-Baez granitoid, Bam, Kerman province (in persian)", Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCE, Vol.29, No. 116, Summer 2020.

- [31] Yazdanfar, A., “*Petrogenesis of delayed intrusive masses (Mijan, Hishin, Karur, Dara Hamzeh) in the Jabal Barez Batholith and its relationship with copper mineralization*”, University of Shahid Beheshti, 2009. (in persian).
- [32] Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., “*Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran*”, *Mineralium Deposita* (2009), 44, pp.265-283.
- [33] Rasouli, J., Ghorbani, M., Ahadnejad, V., & Poli, G., “*Calk-alkaline magmatism of Jebal-e-Barez plutonic complex, SE Iran: implication for subduction-related magmatic arc*”, *Arabian Journal of Geosciences* (2016), 9, 1-22.
- [34] Hosseini, M. R., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Sun, W., & Li, C. Y., “*Age revision of the Neotethyan arc migration into the southeast Urumieh-Dokhtar belt of Iran: Geochemistry and U–Pb zircon geochronology*”, *Lithos* (2017), 284, 296-309.
- [35] Behpour, S., Moradian, A., Ahmadipour, H., & Nakashima, K. “*Mineralogy, petrology and geochemistry of mafic dikes in the southeast Jebal-E-Barez Granitoids (Bam, Kerman province, Iran): Studies from mafic dikes formed in avolcanic arc-setting*”, *Turkish Journal of Earth Sciences* (2019), 28(6), 920-938.
- [36] Nazarinia, A., Mortazavi, S.M., Arvin, M. and Poosti, M., “*Geothermobarometry of Sarmeshk granitoids in the Northwest of Sarduiyeh*”, *Petrological Journal* (2018), 9(3), pp.173-192.
- [37] Moghadam, H.S., Griffin, W.L., Santos, J.F., Chen, R.X., Karsli, O., Lucci, F., Sepidbar, F., O'Reilly, S.Y., “*Geochronology, geochemistry and petrology of the Oligocene magmatism in SE segment of the UDMB, Iran*”, *Lithos* (2022a) 416–417, 106644.
- [38] Moghadam, H.S., Li, Q.L., Griffin, W.L., Stern, R.J., Santos, J.F., Ducea, M.N., Ottley, C.J., Karsli, O., Sepidbar, F., O'Reilly, S.Y., “*Temporal changes in subduction- to collision-related magmatism in the Neotethyan orogen: The southeast Iran example*”, *Earth-Science Reviews* (2022b) 226, 103930.
- [39] Babazadeh, S., Ghalamghash, J., Raeisi, D., Santosh, M., Furman, T., Choi, S.H., D'Antonio, M., Heilimo, E. and Cottle, J.M., “*Arc magmatism associated with continental convergence in the SE segment of the UDMA, Iran: Insights from zircon geochronology and Hf–Sr–Nd–Fe isotopes*”, *Lithos* (2024b), 466, p.107468.
- [40] Berberian, M., King, G.C.P., “*Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*”, *Canadian Journal of Earth Sciences* (1981) 18, 210–265.
- [41] Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., Jolivet, L., “*Arcmagmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences*”, *Lithos* (2008) 106, 380–398.
- [42] Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., et al., “*Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny*”, *Lithos* (2013) 162-163, 70–87.
- [43] Valeh, N., “*Geological Map of Iran Sheet 7647 Jebal Barez*”, Geological Survey of Iran (1972), Tehran.

- [44] Grabeljsek, V., Cvetic, S., and Dimitrijevic, M. N., “*Geological Map of Iran Sheet 747-Sabzevaran*”, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (1972), Tehran.
- [45] Whitney, D.L., and Evans, B.W., “*Abbreviations for names of rock-forming minerals*”, American Mineralogist (2010) 95, 185–187.
- [46] Luhr, J.F., Carmichael, I.S., Varekamp, J.C., “*The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydritebearing pumices*”, Journal of Volcanology and Geothermal Research (1984) 23(1- 2), 69-108.
- [47] Uchida, E., Endo, S., Makino, M., “*Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits*”, Resource Geology (2007) 57(1): 47–56.
- [48] Anderson, J.L., “*Status of thermobarometry in granitic batholiths*”, Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh (1997) 87, 125-138.
- [49] Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, 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. “*Nomenclature of the micas*”, Canadian Mineralogist (1998), v. 36, p. 905-912.
- [50] Deer, W.A., Howie, R.A., Sussman, J., “*An introduction to the rock forming minerals*”, Longman Ltd (1992). 528 p.
- [51] Forster, H.J., and Tischendorf, G., “*Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: the Hercynian Postkinematic granites and associated high-temperature mineralization of the Erzgebirge (G.D.R)*”, Chemie der Erde (Geochemistry) (1989), 49, 7-20.
- [52] Siahcheshm, K., Calagari, A.A., Abedini, A., Lentz, D.R., “*Halogen signatures of biotites from the Maher-Abad porphyry copper deposit, Iran: Characterization of volatiles in syn- to post-magmatic hydrothermal fluids*”, Int. Geol. Rev. 54, 1368-1353.
- [53] Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P., “*Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoids*”, Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Academie des Sciences (1985) 301 (11) 813–818.
- [54] Patiño Douce, A.E., “*Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability*”, Chemical Geology (1993), 108(1–4): 133–162.
- [55] Stussi, J.M., Cuney, M., “*Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and per-aluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: a comment*”, J. Petrol (1996). 37, 1025–1029.
- [56] Fleet, M.E., “*Rock-Forming minerals. Volume 3A: Micas, seconded*”, The Geological Society of London (2003), pp. 325–585.
- [57] Zhou, Z. X., “*The origin of intrusive mass in Fengshandong, Hubei province*”, Acta Petrologica Sinica 1986 2(2), 59-70.
- [58] Nockolds, S.R., “*The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks*”, American Journal of Science (1947) 245, 401– 420.
- [59] Albuquerque, C.A., “*Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal*”, Geochimica et Cosmochimica Acta (1973) 37, 1779 1802.

- [60] Samadi, R., Torabi, G., Kawabata, H., Miller, N.R., "Biotite as a petrogenetic discriminator: Chemical insights from igneous, meta-igneous and meta-sedimentary rocks in Iran", *Lithos* (2021) 386–387, 106016. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106016>.
- [61] Shabani, A.A.T., Lalonde, A.E., Whalen, J.B., "Composition of biotite from granitic rocks of the canadian appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator?", *Canadian Mineralogist* (2003) 41, 1381–1396.
- [62] Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F., Zhou, X.R., Rui, X.J., Yang, W.Z., "Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: Implications for granitoid geneses", *Lithos* (2002) 63(3-4), 165-187.
- [63] Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F., "Thermometers and thermobarometers in granitissystems", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (2008) 69, 121–142.
- [64] Kilinc, A., Carmichael, I., Rivers, M., Sack, R., "The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air", *Contributions to Mineralogy and Petrology* (1983) 83: 136–140.
- [65] Botcharnikov, R., Koepke, J., Holtz, F., Mc Cammon, C., Wlike, M., "The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt", *Geochimica et Cosmochimica Acta* (2005) 69: 5071– 5085.
- [66] Moretti, R., "Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modeling of silicate melts", *Annales Geophysicae* (2005) 56: 340–368.
- [67] France, L., Koepke, J., Ildefonse, B., Cichy, S. B., Deschamps, F., "Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast-spreading ridges: Experimental and natural observations", *Contributions to Mineralogy and Petrology* (2010) 160: 683–704.
- [68] Ishihara, S., "Major molybdenum deposits and related granitic rocks in Japan", *Rep. Geol. Surv. Japan* (1971), 239, 1-178.
- [69] Castro, A., Stephen, W. E., "Amphibole rich clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves", *The Canadian Mineralogist* (1992) 30: 1093–1112.
- [70] Ishihara, S., "The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27(145): 293-305.
- [71] Wyborn, D., Sun, S. S., 1994. Sulphur-undersaturated magmatism: A key factor for generating magma-related copper-gold deposits". *AGSO Research Newsletter* (1977) 21: 7–8.
- [72] Sun, W. D., Arculus, R. J., Kamenetsky, V. S., Binns, R. A., "Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization", *Nature* (2004) 431: 975–978.
- [73] Lalonde, A. E., Bernard, P., "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", *Can Mineral* (1993) 31:203–217.
- [74] Robert, J.-L., "Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions", *Chemical Geology* (1976) 17, 213–227. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(76\)90036-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(76)90036-X).
- [75] Tromnes, R.G., Edgar, A.D., and Arima, M., "A high pressure-high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry", *Geochimica et Cosmochimica Acta* (1985), 49, 2323–2329.

- [76] Arima, M. and Edgar, A.D., “*Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin*”, Contributions to Mineralogy and Petrology (1981), 77, 288–295.
- [77] Abrecht, J. and Hewitt, D.A., “*Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite*”, American Mineralogist (1988), 73, 1275–1284.
- [78] Buddington A.F., Lindsley D.H., “*Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalent*”, J. Petrology (1964) 5, 310–357.
- [79] Kwak, T.A.P., “*Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario*”, Geochimica et Cosmochimica Acta (1968) 32, 1222–1229. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(68\)90124-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(68)90124-5).
- [80] Hibbard, M.J., “*Petrography to petrogenesis*”, Prentice Hall (1995), 587.
- [81] Cathelineau M. and Nieva, D., “*A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system*”, Contribution to Mineralogy and Petrology (1985), 91: 235–244.
- [82] Walshe, J. L., “*A six component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems*”, Economic Geology (1986), 81: 681–703.
- [83] De Caritat, P., Hutcheon, I.A.N., and Walshe, J.L., “*Chlorite geothermometry: a review*”, Clays and Clay Minerals (1993) 41, 219–239.
- [84] Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Munoz, M., Parra, T., and Pascarelli, S., “*P-T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan)*”, Journal of Metamorphic Geology (2006), 24(7), 669– 683.
- [85] Inoue, A., Kurokawa, K., Hatta, T., “*Application of chlorite geothermometry to hydrothermal alteration in Toyoha geothermal system, Southwestern Hokkaido*”, Japan. Resource Geology (2010), 60, 52–70.
- [86] Bourdelle, F., and Cathelineau, M., “*Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on T-R₂+Si diagram*”, European Journal of Mineralogy (2015) 27, 617–626.