



دما و فشارسنجی و ژئوشیمی توده‌های باردار و عقیم در محور دهج-میدوک با استفاده از شیمی بیوتیت (شمال شهر بابک)

لیلا برهمند*، جمال رسولی، منصور قربانی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
(دریافت مقاله: ۹۵/۲/۸، نسخه نهایی: ۹۵/۴/۲۳)

چکیده: سنگ‌های مورد بررسی در محور دهج-میدوک در شمال شهر بابک قرار دارند. در این منطقه، در مجموع هشت توده پورفیری نیمه عمیق شامل میدوک، پرکام، ایجو، سقینو، نرکوه، ایوب انصار، سرا و کدر دیده شده‌اند که از میان آنها توده‌های پرکام، ایجو، سقینو و میدوک باردار بوده و توده‌های نرکوه، ایوب انصار، سرا و کدر عقیم‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه‌ها بیشتر شامل کوارتز دیوریت و گرانودیوریت است. کانی‌های غالب در ترکیب این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، پیروکسن، پتاسیم فلدسپار و کوارتز. بیوتیت به عنوان یکی از شاخص‌ترین کانی‌های فرومنیزین در این سنگ‌ها محسوب می‌شود. از نظر ترکیب شیمیایی همه بیوتیت‌ها (توده‌های باردار و نیز توده‌های عقیم) در بین قطب آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفته‌اند. بیوتیت‌های توده‌های عقیم از نوع ماگمایی اولیه هستند ولی بیوتیت‌های توده‌های باردار علاوه بر اینکه به صورت اولیه نیز دیده شده‌اند در گستره‌ی بیوتیت‌های دوباره متعادل شده و بیوتیت‌های دگرسان شده نیز قرار می‌گیرند. بررسی چگونگی اکسایش و احیای ماگمای خاستگاه توده‌های مورد بحث بر اساس ترکیب بیوتیت، بیانگر برقراری شرایط اکسیدی و فوگاسیته‌ی اکسیژن بالاست. این شواهد نشان می‌دهند که سنگ‌های مورد بررسی سری مگنتیتی بوده و ماگما در شرایط اکسایش و در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل شده‌اند. دمای جایگیری توده‌های باردار بر اساس تیتانیوم در بیوتیت، بین ۵۴۸ تا ۵۷۴ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده و این دما برای توده‌های عقیم بین ۷۴۹ تا ۸۰۵ درجه‌ی سانتی‌گراد محاسبه شده است. همچنین فشار محاسبه شده براساس آلومینیم کل بیوتیت برای توده‌های باردار ۰/۲۲ kb تا ۰/۸۷ kb و برای توده‌های عقیم ۱/۱۵ kb تا ۱/۹۴ kb است. محتوی آلومینیم کل بیوتیت برای توده‌های باردار بین ۲/۳ تا ۲/۹ و برای توده‌های عقیم بالاتر از ۳/۳ است. این داده‌ها نشان می‌دهند که بر اساس روش یوشیدا و همکاران، سنگ‌های توده‌های باردار، توانایی خوبی در کانه‌زایی مس دارند. در نهایت اینکه شاره‌های وابسته در توده‌های باردار میزان $\log(fH_2O/fHCl)$ بالاتری نسبت به شاره‌های وابسته به توده‌های عقیم دارند.

واژه‌های کلیدی: محور دهج-میدوک؛ کمریند ماگمایی / ارومیه-دختر؛ شیمی‌کانی؛ زمین - دما فشارسنجی؛ محتوی آلومینیم کل بیوتیت.

مقدمه

زمین-دماسنجی بر این فرض استوار است که مجموعه کانی-های سنگ در شرایط تعادلی تشکیل شده‌اند. به عقیده‌ی پژوهندگان [۲، ۳]، این شرایط ممکن است برای سنگ‌هایی که به سرعت سرد شده و یا در دمای پایینی قرار داشته‌اند، معتبر نباشد. بیوتیت به عنوان فراوان‌ترین

بررسی‌های زمین دما- فشارسنجی غالباً بر پایه‌ی تجربیات آزمایشگاهی و محاسبات و مدل‌سازی ترمودینامیکی کانی‌ها بنا شده که به شناخت بهتر شرایط دما و فشار حاکم طی فرایندهای زمین‌شناسی کمک موثری کرده‌اند [۱]. اساس

بیشتر آندزیت، آندزی بازالت، تراکی آندزیت، داسیت تا ریولیت و سنگ‌های پیروکلاستیک وابسته است. این واحد از نظر اقتصادی در برگیرنده‌ی توده‌ی پورفیری شبه‌آتشفشانی کانهدار با سن الیگومیوسن است. در حالت کلی گروه‌بندی فعالیت‌های ماگمایی منطقه‌ی مورد بررسی بدین قرار است [۱۷]: مرحله‌ی اول: بازالت‌های تیره رنگ و دگرسان شده به سن ائوسن زیرین (قدیمی‌ترین فعالیت ماگمایی منطقه). مرحله‌ی دوم: آندزیت، تراکیت سبز تیره تا قهوه‌ای به همراه برش‌های آتشفشانی به سن ائوسن میانی تا بالایی. مرحله سوم: آندزیت‌های پورفیری با فنوکریست‌های درشت دانه به سن ائوسن بالایی تا الیگوسن زیرین. مرحله‌ی چهارم: توده‌های نفوذی پورفیری گاهی کانهدار به همراه گنبد‌های اسیدی به سن میوسن میانی تا پلیوسن.

به نظر می‌رسد فعالیت‌های زمین‌ساختی در این منطقه به شدت در دوران سوم انجام گرفته و شاهد آن نیز گسل‌ها، درزه و شکاف‌های بسیار فراوان در سنگ‌های این منطقه می‌باشد [۹، ۱۳]. به همین سبب در بسیاری از سنگ‌های ماگمایی پهنه مس‌دار کرمان، بافت داربستی (استوک ورکی) به خوبی گسترش یافته و زمینه برای پیشرفت کانه‌زایی در این منطقه فراهم شده است. این در مجموع هشت توده‌ی پورفیری نیمه عمیق شامل میدوک، پرکام، ایجو، سقینو، نرکوه، ایوب انصار، سرا و کدر دیده شده (شکل ۲ الف) که از میان آنها توده‌های پرکام (شکل ۲ ب)، ایجو، سقینو (شکل ۲ پ) و میدوک باردار بوده و توده‌های نرکوه، ایوب انصار، سرا و کدر (شکل ۲ ت) نیز عقیم‌اند.

سنگ‌نگاری واحدهای سنگی محور دهج-میدوک

براساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی توده‌های نفوذی محور دهج-میدوک در حالت کلی به دو بخش مهم ۱- دیوریت پورفیری (شامل دیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت) و ۲- گرانودیوریت پورفیری (شامل گرانودیوریت همراه با تونالیت و کوارتز دیوریت که فاقد مرز مشخصی با هم هستند)؛ می‌توان تقسیم کرد. دیوریت‌های پورفیری بخش مهم این توده‌های نفوذی نیمه عمیق را تشکیل می‌دهند. مجموعه کانی‌شناسی مشاهده شده در دیوریت‌های پورفیری شامل: پلاژیوکلاز (۵۸٪)، هورنبلند سبز (۱۷٪)، بیوتیت (۹٪)، پیروکسن (۷٪)، کوارتز (۳٪)، اورتوکلاز (۳٪)، آپاتیت، اسفن و زوئیزیت بعلاوه کانی‌های کدر، کلریت و در مواردی الیوین و سریسیت با بافتی ریزدانه تا پورفیری است.

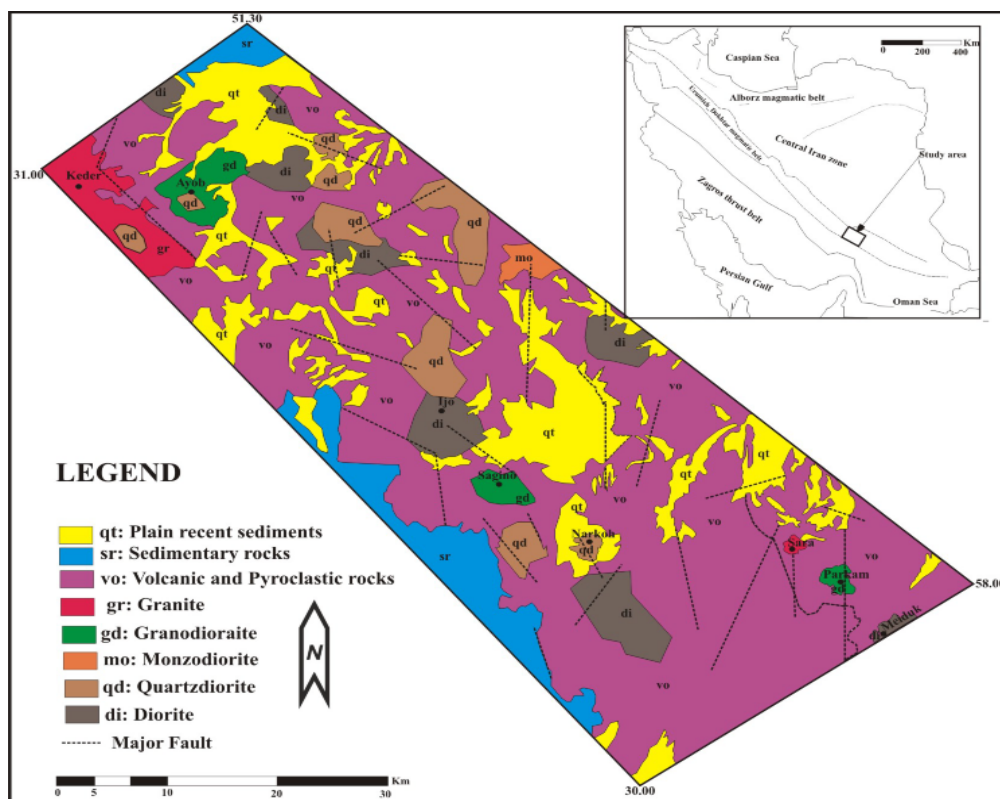
گرانیتوئیدی، کانی بسیار مهمی در بررسی‌های زمین دما- فشارسنجی است [۴]. فرمول عمومی بیوتیت $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH, F, Cl)_4$ بوده که در ساختار آن، لایه‌ی هشت‌وجهی منطقه‌ی اول (X) با کاتیون‌های بزرگ مانند K, Na و Ca و نیز Cs, Rb, Ba و غیره پر می‌شود. این لایه، با دو لایه هشت‌وجهی Y با عناصر (Mg, Fe^{2+}) و مقادیر کمتری Li, Ti, Cr, Mn, Fe^{3+} پر شده‌اند. در منطقه‌ی هشت‌وجهی Z نیز عموماً عناصر Si یا Al و احتمالاً Fe^{+3} و Ti قرار می‌گیرند. ترکیبات و نسبت جایگزینی اکسیدهای سه عنصر اصلی Fe, Al و Mn می‌توانند در تحلیل شرایط سنگ‌شناسی ماگمای مادر موثر باشد. بنابراین با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌توان انواع ماگما را تشخیص داد [۵]، و ماهیت آن ماگما را تعیین کرد [۶] و در شرایط دما و فشار تشکیل سنگها بحث کرد. در محور دهج-میدوک، بررسی‌های گسترده‌ای صورت گرفته است [۷-۱۵]. ولی هیچکدام از این بررسی‌ها روی شیمی کانی‌ها و شرایط دما و فشار تشکیل توده‌های پورفیری یاد شده تمرکز نداشته‌اند. نگارندگان در این پژوهش تلاش کرده‌اند تا با استفاده از نتایج تجزیه‌ی شیمیایی ریزپردازشی کانی بیوتیت، نخست ویژگی‌های ژئوشیمیایی کانی بیوتیت را در توده‌های باردار و عقیم منطقه مورد بررسی دقیق تشریح کرده، سپس دما-فشارسنجی توده‌های یادشده را به روش‌های مختلف انجام داده و مقایسه‌ی منطقی از نظر شرایط دما و فشار تشکیل توده‌های باردار و عقیم با یکدیگر صورت گرفته و در نهایت ویژگی‌های کانه‌زایی توده‌های عقیم و باردار نیز با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها مورد بررسی و مقایسه قرار گیرند.

زمین‌شناسی عمومی

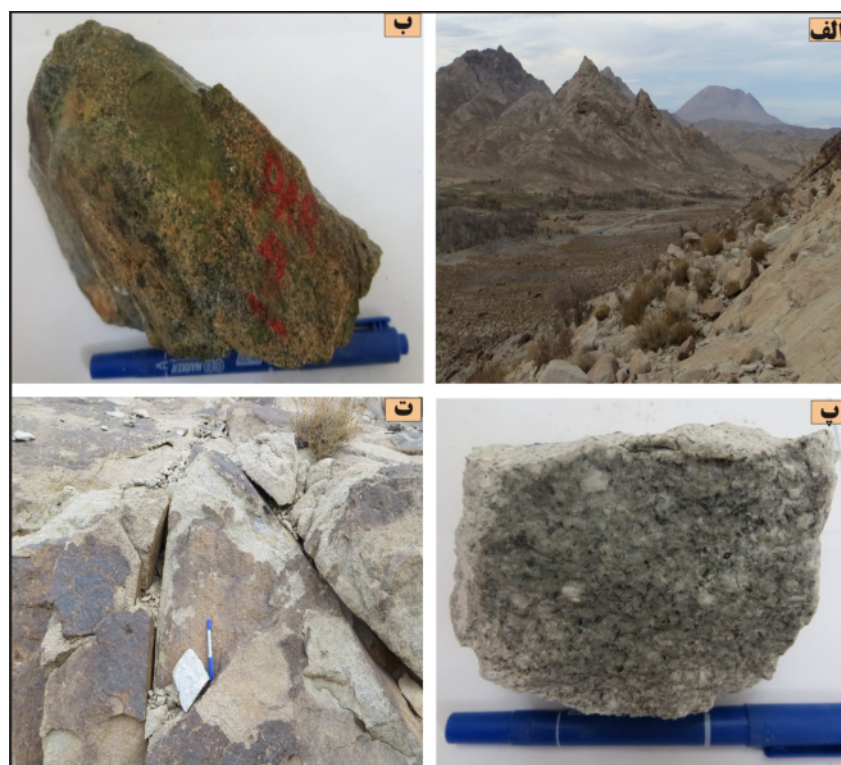
منطقه‌ی مورد بررسی در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و در پهنه‌ی ماگمایی مس‌دار کرمان، در شمال شهربابک قرار گرفته است (شکل ۱). کمربند ماگمایی ارومیه-دختر حاصل فروانش صفحه‌ی عربی به زیر صفحه‌ی ایران است [۱۶]. در واقع قدیمی‌ترین واحد زمین‌شناسی در این منطقه، فیلیش‌های ائوسن - پالئوسن هستند [۱۳]. لیتولوژی فیلیش‌ها شامل مارن ماسه‌ای، آهک ماسه‌ای، مارن سیلتی، آهک و کنگلومرا است. بیشترین گسترش در منطقه‌ی دهج-میدوک به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن وابسته است که از شرق تا شمال غرب منطقه-ی مورد بررسی گسترش دارند. ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها

فازهای فرعی آن نیز سوزنی‌های آپاتیت، به صورت نفوذی در اورتوکلاز و بیوتیت، زیرکن و اسفن دیده می‌شوند و رگه‌های داخلی تیره رنگ را نیز درون توده‌ی آذرین می‌توان مشاهده کرد که سرشار از کانی‌های فرومنیزین (هورنبلند سبز و بیوتیت) هستند. این رگه‌ها علاوه بر درشت بلورهای پلاژیوکلاز، در برخی نمونه‌ها دارای زینوکریست‌های کوارتز هستند که از رگه‌های کوارتزی مجاور شکل گرفته و بیانگر تقدم تزریق گدازه‌ی سیلیسی بر تزریق گدازه‌ی بازی در این مناطق است. ترکیب این رگه‌ها شامل پلاژیوکلاز (۳۰-۵۵٪)، بیوتیت (۸-۸٪)، هورنبلند سبز (۲۷-۴۳٪)، زوئیزیت (۳-۶٪)، کلریت، اپیدوت، آپاتیت، اسفن (۲-۱۲٪) در یک مجموعه‌ی دیوریتی با بافت ریزدانه‌ای تا پورفیری است. در نهایت اینکه دایک‌ها و رگه‌های کوارتزی و آپلیتی از مهمترین بخش‌های مشاهده شده در بررسی‌های صحرایی هستند که در بخش‌های حاشیه‌ای توده‌ی نفوذی و حتی درون واحدهای آذرین حضور دارند. میلونیتی شدن و تاثیر تنش‌های پس از سردشدن در بخش‌هایی از گرانودیوریت‌های منطقه، بخصوص در حاشیه‌ی توده، قابل توجه است.

آنچه در این مجموعه‌ی کانی‌شناسی نمود چشمگیری دارد، حضور گسترده‌ی بیوتیت و پلاژیوکلاز است. کانی آپاتیت در این سنگ‌ها شکل سوزنی داشته و به صورت نفوذی در بیوتیت دیده می‌شود. چنانکه اشاره شد بخش دیگری از سنگ‌های نفوذی را گرانودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند که دارای ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشخصی از قبیل: کوارتز (۱۰٪)، پلاژیوکلاز (۵۲٪)، فلدسپار قلیایی (میکروکلین و اورتوکلاز) (۹٪)، بیوتیت (۱۰٪)، هورنبلند سبز (۱۷٪) بوده که به مقدار خیلی کم نیز کانی‌های آپاتیت، زیرکن، اسفن و آلانیت دیده شده که نسبت حجمی هر یک از کانی‌ها در نمونه‌های مختلف اندکی متفاوت است. در این بخش نیز بیوتیت یک فاز شاخص بوده و در مشاهدات میکروسکوپی دیده می‌شود که بیوتیت به کلریت، اسفن، روتیل، تیتانیت و اکسید آهن تجزیه شده است. پلاژیوکلازها نیز به سریسیست و مسکوویت (اندک) و زوئیزیت تجزیه شده است. علاوه بر این رخنمون‌های کوارتز دیوریتی تا توانالیتی به صورت پراکنده در میان یا حاشیه‌ی بخش ریزدانه-ای مشاهده شده است که به صورت سری تغییر یافته‌ی موضعی و فاقد سطح تماس مشخص با آنها حضور دارند.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی محور دهج-میدوک برگرفته از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ انار و شهرباک با تصحیحات.



شکل ۲ الف) نمایی کلی از سنگ‌های توده‌های نیمه عمیق محور دهج-میدوک، ب) نمایی از نمونه دستی سنگ‌های دگرسان شده توده باردار پرکام، پ) نمایی از نمونه دستی توده‌ی باردار ایجو و ت) نمایی از سنگ‌های گرانودیوریتی توده‌ی عقیم کدر.

روش بررسی

به منظور دستیابی به هدف‌های این پژوهش، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخنمون‌های مختلف، ۱۲۰ نمونه از سنگ‌های نفوذی محور دهج-میدوک برداشت شده و طی ۱۲۰ مقطع نازک از آنها تهیه شدند. ۱۲ مقطع نازک از ۱۲۰ مقطع، برای شیمی کانی بیوتیت انتخاب شدند. سپس برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی بیوتیت در نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان، آنالیز ریز پردازشی (EPMA) با JEOL مدل JXA-8200 در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. این دستگاه با ولتاژ شتاب دهنده‌ی ۲۰ kV و جریان ۲۵ nA و کار می‌کند و آنالیز کمی دقیق نقطه‌ای با قدرت تفکیک ۱۰ و یا ۱۰۰ میکرون در هر نقطه دلخواه از عنصر سدیم تا اورانیم (Na - U) تهیه شدند. در جدول‌های ۱ (توده‌های باردار) و ۲ (توده‌های عقیم)، نتایج این آنالیزها قابل مشاهده‌اند.

بحث

شیمی بیوتیت

بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها از بهترین روش‌های شناخت فرایندهای ماگمایی است. برای آگاهی از تغییرات

ترکیب کانی‌ها و شرایط تبلور ماگما و نیز بررسی فرایند دگرسانی، کانی بیوتیت یکی از مهم‌ترین کانی‌ها به شمار می‌رود. بیوتیت، متداول‌ترین کانی گزارش شده در سیستم‌های مربوط به دگرسانی گرمابی در نهشته‌های مس پورفیری است [۱۸]. شیمی بیوتیت برای تفسیر اطلاعات مربوط به سرشت گرمابی و سازوکارهای دگرسانی به کار می‌رود. تغییر ترکیب بیوتیت در پهنه‌های دگرسانی به خوبی نشانگر شرایط متفاوت فیزیکوشیمیایی در طول دگرسانی است [۱۹]. چنانکه اشاره شد، به منظور بررسی و نمایش تغییرات ترکیب شیمیایی بیوتیت، از هر دو گروه توده‌های باردار و عقیم نمونه‌برداری صورت گرفت. باید در نظر داشت که دو عضو پایانی سری محلول جامد بیوتیت شامل فلوگوپیت (Mg) و آنیت (Fe^{2+}) بوده و کسر مولی $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{Fe}^\#)$ یا X_{FeO^*} ($X_{\text{FeO}^*} = \text{MgO}$) بیوتیت، به سنگ میزبان آن وابسته است. به طوری که در نمونه‌های بازی $X_{\text{FeO}^*} \approx 0$ تا $X_{\text{FeO}^*} \approx 1$ در نمونه‌های فلسیک تغییر می‌کند [۲۰]. بر اساس رده‌بندی [۵]، میکاهای محور دهج-میدوک در گستره‌ی بیوتیت قرار گرفته و بین قطب آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفته‌اند. البته بیشتر

(شکل ۴ پ). با توجه به موقعیت زمین‌ساختی و ویژگی‌های تکتونوماگمایی منطقه مورد بررسی و حضور مناطق برشی محلی که می‌توانند همزمان و یا پس از ماگماتیسم فعال باشند، به نظر می‌رسد بخشی از بیوتیت‌ها در اثر دگرسانی کانی‌های مافیک همانند آمفیبول به وجود آمده و از نوع بیوتیت‌های ثانویه به حساب می‌آیند. البته برخی از بیوتیت‌ها نیز به تشکیل در اثر فرایند دوباره متعادل شده وابسته‌اند (شکل ۴ الف و پ).

تعیین محیط تکتونوماگمایی و سری ماگمایی

ترکیب بیوتیت‌ها در سنگ‌ها تابع ترکیب ماگمای مولد، گریزندگی اکسیژن، دمای گدازه و خاستگاه ماگماست [۲۲]. بنابراین از ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌توان تعیین چگونگی شرایطی که طی آن سنگ‌های ماگمایی میزبان تشکیل می‌شوند، بهره گرفت. برای تعیین محیط تکتونوماگمایی و سری ماگمایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نمودار [۲۲] بهره گرفت که در آن از مقادیر سه اکسید Al_2O_3 - FeO^* - MgO بیوتیت‌ها برای تقسیم‌بندی استفاده شده است. بدین صورت که نسبت میانگین FeO^*/MgO بیوتیت‌های سنگ‌های قلیایی، برابر $۷/۰۴$ ، در سنگ‌های دیرین خاکی برابر $۳/۸۴$ و در سنگ‌های آهکی-قلیایی برابر $۱/۷۶$ در نظر گرفته شده و سری‌های ماگمایی تشکیل دهنده بیوتیت‌ها با استفاده از مقدار و نسبت‌های جانشینی این سه اکسید تعیین شده است. بر اساس رده‌بندی محیط تکتونوماگمایی و سری ماگمایی [۲۲] که بیوتیت‌های ماگمای غنی از آلومینیم را از بیوتیت‌های ماگمایی دارای مقادیر کمتر آلومینیم تفکیک می‌کند، تمامی بیوتیت‌ها منطقه‌ی مورد بررسی، غنی از آلومینیم با نسبت بالای FeO^*/MgO هستند. بررسی‌ها نشان می‌دهند که قلمرو پایداری بیوتیت‌های غنی از آلومینیم، در دماهای پایین گسترده است. در حالی که منطقه پایداری تیتانیم و منیزیم با افزایش دما، افزایش می‌یابد [۲۱]. بنابراین مقادیر پایین آلومینیم در بیوتیت، نتیجه‌ی پایداری کم آلومینیم در بیوتیت و در نتیجه افزایش دماست. بر این اساس، اغلب بیوتیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی آهک-قلیایی قرار گرفته و به گستره‌ی پرآلومین تمایل دارند. ولی تعدادی از نمونه‌ها نیز در گستره‌ی پرآلومین واقع شده‌اند (شکل ۵ الف و ب). برای تعیین محیط تکتونوماگمایی بیوتیت‌ها نیز از نمودار مربوطه بهره گرفته شد [۶]. چنانکه در این نمودار دیده می‌شود، بیوتیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی آهکی-قلیایی مناطق کوه‌زایی قرار گرفته‌اند (شکل ۵ پ).

بیوتیت‌های منطقه تمایل به قطب آنیت دارند (شکل ۳ الف). بیوتیت‌های ماگمایی در مراحل میانی و نهایی انجماد ماگما، هم‌زمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز (با ترکیب حدواسط) متبلور می‌شوند [۶]. از آنجاکه تغییرات TiO_2 به دما [۲۱] و کسر مولی X_{FeO^*} وابسته است، بنابراین بر پایه‌ی نمودار سه‌تایی با اضلاع FeO ، MgO و TiO_2 ، این امکان وجود دارد که بیوتیت‌های ریشه گرفته از سری‌های فلسیک (X_{FeO}) و مافیک (X_{MgO}) را از هم تشخیص داد. زیرا برای کسر خاصی از FeO^* ، مقادیر TiO_2 ، تابعی از دمای تشکیل و شکل‌گیری بیوتیت است. همچنین در نمودار سه‌تایی ناچیت (10^*TiO_2 - MgO - $FeO+MnO$) گستره بیوتیت‌های اولیه (A)، بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی (B) و بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره (C) از یکدیگر قابل تمایز است. چنانکه در شکل ۳ ب، مشاهده می‌شود، بیوتیت‌های توده‌های عقیم در گستره‌ی A قرار گرفته و از نوع ماگمای اولیه، حاصل تبلور ماگما بوده که بصورت خودشکل در مقاطع دیده می‌شوند (شکل ۴ الف، ب و ت). اما بیوتیت‌های توده‌های باردار در هر سه ناحیه‌ی A، B و C قرار گرفته‌اند. پایین‌ترین گستره‌ی که بیوتیت‌های ناحیه‌ی A (بیوتیت‌های ماگمایی اولیه) در آن قرار دارند، دارای کمترین مقدار TiO_2 بوده و کسر مولی FeO بین $۰/۸۵$ - $۰/۷$ است. چنانکه در شکل ۳ ب دیده می‌شود، با کاهش کسر مولی FeO ، ترکیب بیوتیت‌های ماگمایی به سمت مقادیر بالاتری از TiO_2 تمایل دارد. بالاترین مقدار TiO_2 و کمترین کسر مولی FeO به سنگ‌های مافیک و اولترامافیک وابسته است. بیوتیت‌هایی که در ناحیه‌ی B قرار دارند، مقدار TiO_2 آنها کمتر از حد بیوتیت‌های ماگمای اولیه است. در واقع سه نوع بیوتیت در منطقه‌ی مورد بررسی دیده شده‌اند که تفاوت‌های میکروسکوپی تشخیص داده شده بین این سه گروه بیوتیت شامل تغییر رنگ، پلئوکروئیسم، بافت و شکل است. به این ترتیب که بیوتیت‌های ماگمایی اولیه با محتوای TiO_2 بالاتر، رنگ تیره‌تر متمایل به قهوه‌ای داشته، بلورهای خودشکل باگت مانند و میله‌ای تشکیل داده که هلالی شدیدتری نشان می‌دهند (شکل ۴ الف، ب و ت). بیوتیت‌های قرار گرفته در گستره‌ی دوباره متعادل شده، با محتوای TiO_2 پایین‌تر، رنگ روشن‌تر و هلالی ضعیف‌تر مشخص می‌شوند (شکل ۴ الف). دگرسانی بیوتیت وابسته به مناطق باردار که در بررسی‌های ریزپردازشی نیز قابل مشاهده است (تغییر رنگ، تغییرات هلالی شکل و غیره) با تبلور دوباره (ناحیه C) اکسیدهای آهن و تیتانیوم همراه است [۶]

جدول ۱ نتایج آنالیز EPMA کانی بیوتیت (W%) برای توده‌های باردار (فرمول ساختاری براساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است).

Lithology	دیوریت				کوارتز دیوریت			
SAM.NO	Par_1	Par_2	Par_3	Par_4	Chf_1	Chf_2	Chf_3	Chf_4
SiO ₂	۳۸,۵۵	۳۷,۸۷	۳۹,۲	۳۷,۸۱	۳۶,۴۷	۳۶,۴۲	۳۶,۴	۳۶,۴۳
TiO ₂	۳,۶۷	۳,۵۸	۳,۸۱	۳,۹۱	۴,۴۵	۴,۴۲	۴,۴۲	۴,۰۸
Al ₂ O ₃	۱۴,۵۷	۱۴,۵۵	۱۴,۸۳	۱۴,۳	۱۴,۲۴	۱۴,۱۷	۱۴,۸۵	۱۶,۲۳
FeO	۱۴,۷۸	۱۴,۸۷	۱۴,۴	۱۵,۰۷	۱۵,۷۲	۱۷,۲۲	۱۶,۵۳	۱۶,۱۹
MnO	۰,۱۹	۰,۲۲	۰,۱۸	۰,۲۱	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۳۹	۰,۴۱
MgO	۱۴,۷۹	۱۴,۵۸	۱۵,۲۶	۱۴,۹۲	۱۴,۳۱	۱۴,۳۱	۱۴,۹۳	۱۵,۷۴
CaO	۰,۳۲	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۱۹	۰,۱۸
Na ₂ O	۰,۴۹	۰,۵۴	۰,۵۲	۰,۵۷	۰,۴۳	۰,۴۳	۰,۲۸	۰,۳۶
K ₂ O	۸,۰۴	۹,۳۳	۹,۴۶	۹,۱۵	۹,۳۶	۹,۳۶	۷,۵۴	۷,۱۹
Total	۹۵,۴	۹۵,۷	۹۷,۸۲	۹۶,۱	۹۵,۲	۹۶,۵۵	۹۶,۵۳	۹۶,۸۱
Cations per 23 Oxygen								
Si	۵,۸۸	۵,۸۱	۵,۹۳	۵,۸۶	۵,۷۵	۵,۷۰	۵,۶۸	۵,۵۸
Al	۲,۶۹	۲,۷۰	۲,۶۴	۲,۶۱	۲,۶۵	۲,۶۲	۲,۷۳	۲,۹۴
Al ^{iv}	۲,۳۲	۲,۰۸	۲,۱۲	۲,۸۰	۲,۱۸	۲,۶۰	۲,۰۲	۲,۰۸
Al ^{vi}	۰,۵۴	۰,۵۲	۰,۵۶	۰,۶۱	۰,۶۳	۰,۵۸	۰,۶۴	۰,۶۷
Ti	۰,۴۳	۰,۴۲	۰,۴۳	۰,۴۶	۰,۵۳	۰,۵۲	۰,۵۲	۰,۴۷
Fe	۱,۹۴	۱,۹۶	۱,۸۲	۱,۹۵	۲,۰۷	۲,۲۶	۲,۱۶	۲,۰۷
Mn	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۵
Mg	۳,۴۵	۳,۴۳	۳,۴۴	۳,۴۵	۳,۳۶	۳,۳۴	۳,۴۷	۳,۵۹
Ca	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۳
Na	۰,۱۵	۰,۱۷	۰,۱۵	۰,۱۷	۰,۱۳	۰,۱۳	۰,۰۸	۰,۱۱
K	۱,۶۱	۱,۸۸	۱,۸۳	۱,۸۱	۱,۸۸	۱,۸۷	۱,۵۰	۱,۴۰
F	۰,۱۷	۰,۱۴	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۲	۰,۰۸	۰,۱۱	۰,۱۴
Cl	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۲	۰,۰۶
Mg(Mg+Fe ₂)	۰,۶۴	۰,۶۳	۰,۶۵	۰,۶۳	۰,۶۱	۰,۵۹	۰,۶۱	۰,۶۳

ادامه جدول ۱

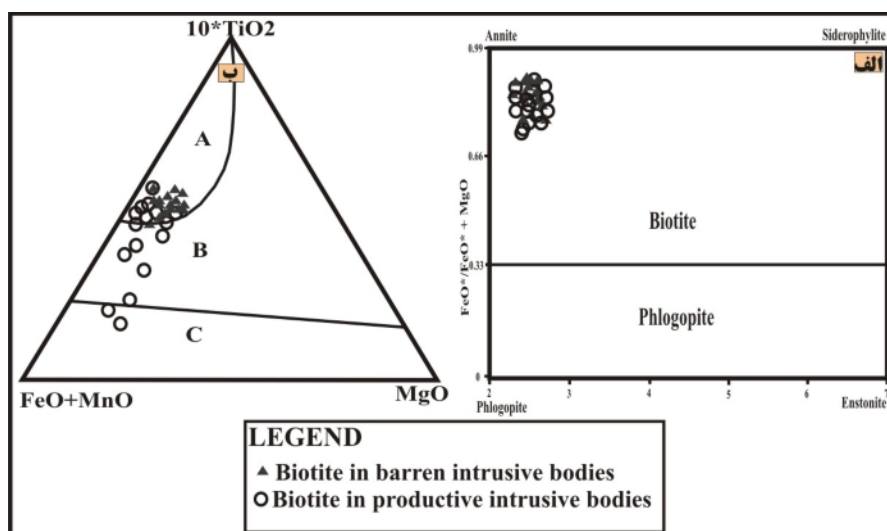
Lithology	ديوريت				ديوريت			
SAM.NO	Ijo_1	Ijo_2	Ijo_3	Ijo_4	Seg_1	Seg_2	Seg_3	Seg_4
SiO ₂	۳۷.۹۱	۳۷.۴۳	۳۹.۴۰	۳۷.۴۷	۳۷.۳۶	۳۶.۹۸	۳۶.۹۹	۳۷.۹۷
TiO ₂	۴.۶۷	۴.۱۳	۳.۸۱	۴.۳۵	۴.۳۵	۴.۳۳	۴.۳۳	۴.۳۷
Al ₂ O ₃	۱۳.۵۳	۱۳.۶۳	۱۴.۳۲	۱۴.۴۴	۱۳.۱۹	۱۳.۲۰	۱۳.۹۲	۱۳.۸۳
FeO	۱۴.۴۴	۱۵.۱۲	۱۴.۲۴	۱۵.۸۲	۱۴.۲۱	۱۵.۱۴	۱۶.۲۵	۱۴.۹۴
MnO	۰.۲۱	۰.۳۱	۰.۱۹	۰.۱۸	۱.۰۲۳	۰.۲۴	۰.۲۳	۰.۲۶
MgO	۱۵.۵۷	۱۵.۴۳	۱۵.۲۶	۱۴.۳۹	۱۴.۳۷	۱۵.۷۱	۱۴.۶۰	۱۵.۱۷
CaO	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۱۶	۰.۰۸	۰.۱۲	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۱
Na ₂ O	۰.۶۴	۰.۰۵	۰.۵۴	۰.۴۱	۰.۴۴	۰.۶۲	۰.۵۷	۰.۶۱
K ₂ O	۹.۸۶	۹.۱۷	۹.۴۲	۹.۵۶	۹.۱۶	۹.۴۴	۹.۴۶	۹.۲۶
Total	۹۶.۹۰	۹۵.۳۰	۹۷.۳۴	۹۶.۷۰	۹۷.۴۳	۹۵.۷۲	۹۶.۴۲	۹۶.۴۲
Cations per 23 Oxygen								
Si	۵.۸۴	۵.۸۶	۵.۹۹	۵.۸۱	۵.۶۹	۵.۸۹	۵.۷۸	۵.۸۷
Al	۲.۴۶	۲.۵۱	۲.۵۶	۲.۶۴	۲.۵۱	۲.۴۸	۲.۵۶	۲.۵۲
Al ^{iv}	۲.۱۶	۲.۰۸	۲.۱۴	۲.۱۶	۲.۱۱	۲.۱۸	۲.۰۸	۲.۲۴
Al ^{vi}	۰.۶۱	۰.۶۳	۰.۵۹	۰.۵۴	۰.۵۸	۰.۶۸	۰.۶۶	۰.۵۸
Ti	۰.۵۴	۰.۴۹	۰.۴۴	۰.۵۱	۰.۵۰	۰.۵۲	۰.۵۱	۰.۵۱
Fe	۱.۸۶	۱.۹۸	۱.۸۱	۲.۰۵	۲.۰۷	۱.۸۸	۲.۱۲	۱.۹۳
Mn	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۵۵	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳
Mg	۳.۵۸	۳.۶۰	۳.۴۶	۳.۳۲	۳.۲۶	۳.۴۹	۳.۴۰	۳.۵۰
Ca	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰
Na	۰.۱۹	۰.۰۲	۰.۱۶	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۹	۰.۱۷	۰.۱۸
K	۱.۹۴	۱.۸۳	۱.۸۳	۱.۸۹	۱.۷۸	۱.۹۲	۱.۸۸	۱.۸۳
F	۰.۱۲	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۰۴	۰.۰۸	۰.۰۳	۰.۱۲	۰.۱۴
Cl	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۶	۰.۰۲	۰.۰۸	۰.۰۶
Mg(Mg+Fe ₂)	۰.۶۵	۰.۶۴	۰.۶۳	۰.۶۱	۰.۶۱	۰.۹۴	۰.۶۵	۰.۶۵

جدول ۲ نتایج آنالیز EPMA کانی بیوتیت (W%) برای توده‌های عقیم (فرمول ساختاری براساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است).

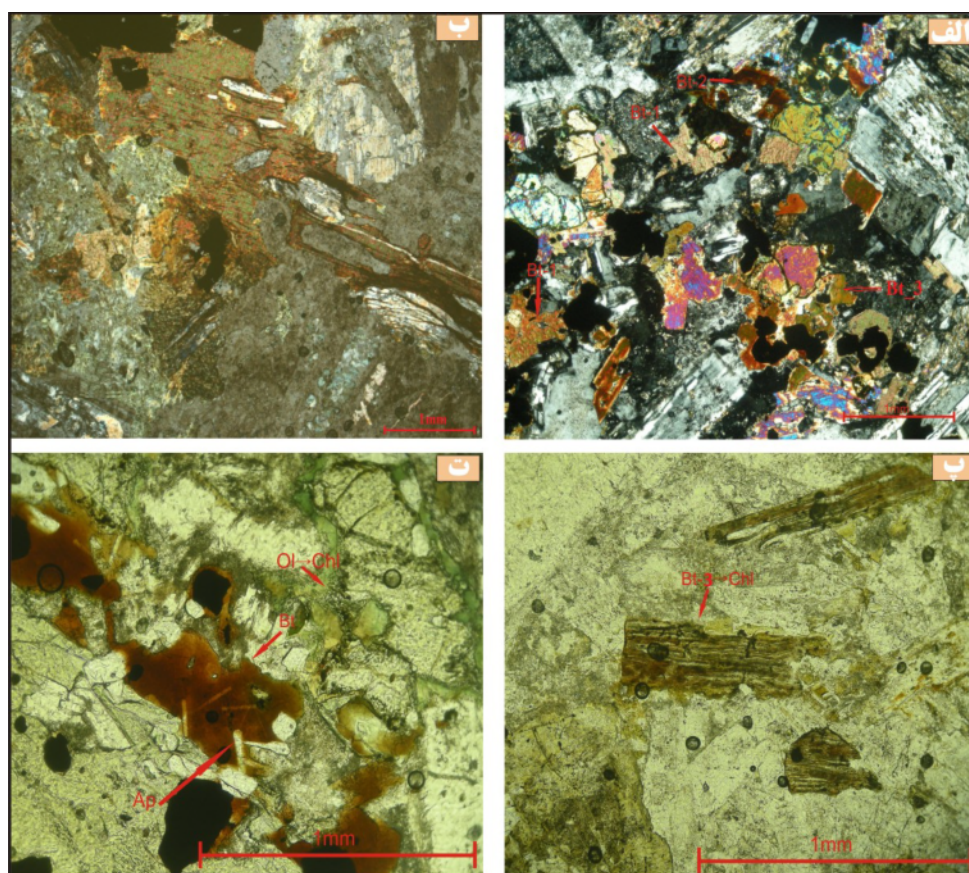
Lithology	گرانودیوریت				دیوریت			
SAM.No	keder 1	keder 2	keder 3	keder 4	sar 1	sar 2	sar 3	sar 4
SiO ₂	۳۸٫۶۵	۳۸٫۵۲	۳۹٫۰۵	۳۹٫۲۷	۳۸٫۷۴	۳۷٫۹۲	۳۸٫۳۵	۳۸٫۹۸
TiO ₂	۳٫۹۹	۳٫۹۹	۴٫۲۱	۳٫۹۸	۳٫۶۸	۳٫۶۸	۳٫۶۳	۳٫۷۰
Al ₂ O ₃	۱۴٫۴۱	۱۴٫۵۵	۱۴٫۱۲	۱۴٫۲۶	۱۴٫۳۹	۱۴٫۳۵	۱۴٫۶۲	۱۴٫۸۹
FeO	۸٫۶۵	۸٫۶۷	۸٫۶۸	۸٫۶۴	۱۴٫۸۲	۱۴٫۷۹	۱۳٫۷۹	۱۳٫۸۸
MnO	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۵
MgO	۲۰٫۶۲	۲۰٫۰۵	۲۰٫۰۱	۱۹٫۷۹	۱۴٫۹۸	۱۴٫۹۱	۱۴٫۸۲	۱۴٫۷۷
CaO	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۵
Na ₂ O	۰٫۸۷	۰٫۹۶	۰٫۶۶	۰٫۸۲	۰٫۵۸	۰٫۶۶	۰٫۶۱	۰٫۶۴
K ₂ O	۹٫۵۷	۹٫۷۶	۹٫۷۶	۹٫۸۶	۹٫۳۵	۹٫۳۳	۹٫۵۴	۹٫۴۶
Total	۹۶٫۸۸	۹۶٫۶۰	۹۶٫۶۰	۹۶٫۷۶	۹۵٫۷۱	۹۵٫۸۳	۹۵٫۵۲	۹۶٫۵۱
Cations per 23 Oxygen								
Si	۵٫۷۸	۵٫۷۸	۵٫۸۵	۵٫۸۸	۵٫۹۸	۵٫۹۲	۵٫۹۴	۵٫۹۶
Al	۲٫۵۴	۲٫۵۸	۲٫۴۹	۲٫۵۲	۲٫۶۲	۲٫۶۴	۲٫۶۷	۲٫۶۹
Al ^{iv}	۲٫۵۵	۲٫۵۱	۲٫۵۲	۲٫۴۹	۲٫۰۲	۲٫۰۸	۲٫۰۶	۲٫۰۴
Al ^{vi}	۰٫۵۸	۰٫۵۹	۰٫۵۰	۰٫۵۷	۰٫۶۰	۰٫۵۶	۰٫۶۱	۰٫۶۵
Ti	۰٫۴۵	۰٫۴۵	۰٫۴۷	۰٫۴۵	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۴۳
Fe	۱٫۰۸	۱٫۰۹	۱٫۰۹	۱٫۰۸	۱٫۷۸	۱٫۸۰	۱٫۷۹	۱٫۷۸
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Mg	۴٫۶۰	۴٫۴۹	۴٫۴۷	۴٫۴۲	۳٫۴۵	۳٫۴۷	۳٫۴۲	۳٫۳۷
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۱۹	۰٫۲۴	۰٫۱۷	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۱۹
K	۱٫۸۳	۱٫۸۷	۱٫۸۷	۱٫۸۸	۱٫۸۴	۱٫۸۶	۱٫۸۹	۱٫۸۵
F	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۱۸	۰٫۲	۰٫۱
Cl	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳
Mg(Mg+Fe ₂)	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۶۴	۰٫۶۵

ادامه جدول ۲

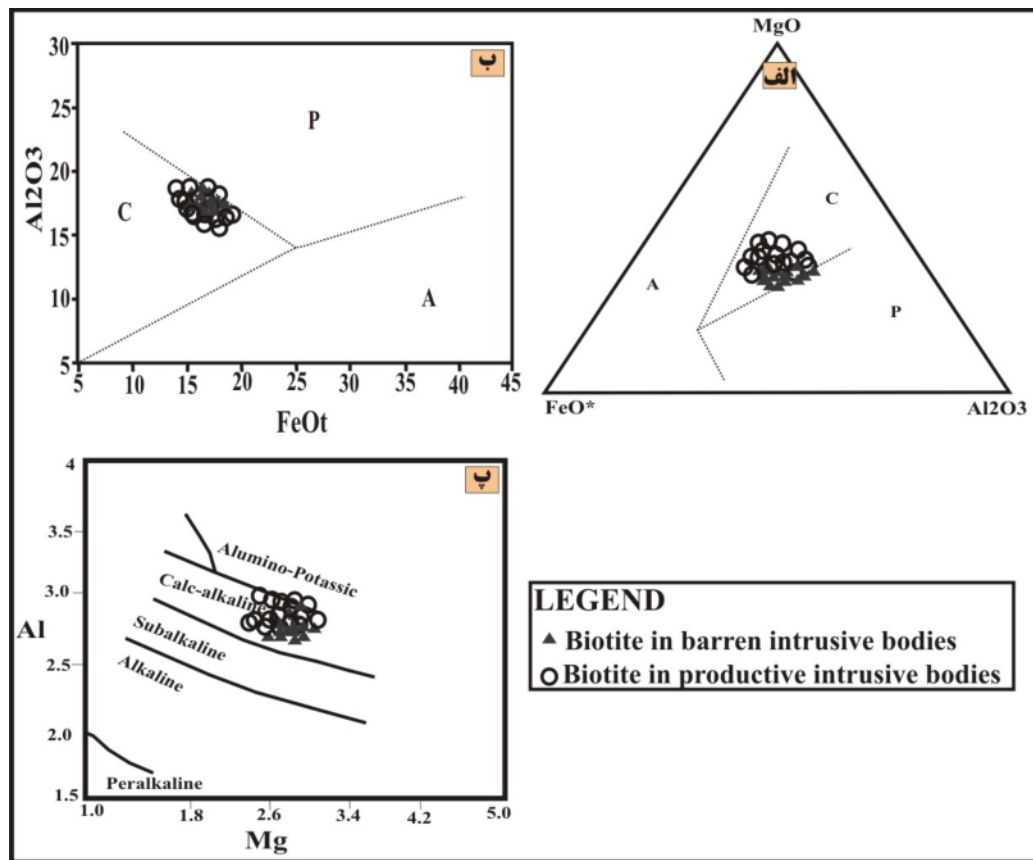
Lithology	گرانودیوریت				گرانودیوریت			
SAM.No	ayob 1	ayob 2	ayob 3	ayob 4	nar 1	nar 2	nar 3	nar 4
SiO ₂	۳۷٫۳۲	۳۷٫۴۲	۳۷٫۸۳	۳۷٫۱۵	۳۷٫۳۷	۳۷٫۵۸	۳۷٫۲۷	۳۷٫۹۹
TiO ₂	۴٫۲۴	۴٫۲۴	۴٫۳۲	۴٫۴	۴٫۶۶	۴٫۶۲	۴٫۶۸	۴٫۶۱
Al ₂ O ₃	۱۴٫۰۱	۱۴٫۲۸	۱۴٫۲۱	۱۴٫۳۱	۱۴٫۹۲	۱۴٫۱۶	۱۴٫۶۹	۱۴٫۸۷
FeO	۱۳٫۶۶	۱۳٫۴۸	۱۳٫۹۶	۱۲٫۴۳	۱۵٫۱۲	۱۵٫۵۹	۱۴٫۹۷	۱۴٫۵۷
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۱۵	۰٫۲
MgO	۱۶٫۳۸	۱۶٫۵۲	۱۶٫۴۸	۱۷٫۸۴	۱۴٫۹۷	۱۵٫۳۹	۱۵٫۸۳	۱۵٫۲۸
CaO	۰٫۱۹	۰٫۲۹	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۲
Na ₂ O	۰٫۶۹	۰٫۶۴	۰٫۷۰	۰٫۶۷	۰٫۵۴	۰٫۶۶	۰٫۶۲	۰٫۶
K ₂ O	۹٫۲۱	۸٫۹۵	۹٫۱۸	۹٫۵۱	۸٫۴۷	۸٫۸۴	۸٫۷۱	۸٫۷
Total	۹۵٫۸۱	۹۵٫۹۶	۹۶٫۹	۹۶٫۵۴	۹۶٫۴۲	۹۷٫۱۱	۹۷٫۰۱	۹۶٫۹۴
Cations per 23 Oxygen								
Si	۵٫۷۸	۵٫۷۷	۵٫۷۹	۵٫۶۹	۵٫۷۵	۵٫۷۸	۵٫۷۱	۵٫۲۵
Al	۲٫۵۶	۲٫۶۰	۲٫۵۶	۲٫۵۸	۲٫۷۱	۲٫۵۷	۲٫۶۵	۳٫۸۸
Al ^{iv}	۲٫۰۴	۲٫۰۳	۲٫۰۴	۲٫۰۵	۲٫۱۲	۲٫۰۴	۲٫۰۶	۲٫۲۸
Al ^{vi}	۰٫۶۳	۰٫۶۷	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰٫۶۸	۰٫۶۰	۰٫۶۴	۰٫۸۲
Ti	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۵۰	۰٫۵۱	۰٫۵۴	۰٫۵۳	۰٫۵۴	۰٫۴۸
Fe	۱٫۷۷	۱٫۷۴	۱٫۷۹	۱٫۵۹	۱٫۹۶	۲٫۰۰	۱٫۹۲	۱٫۶۸
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Mg	۳٫۷۸	۳٫۸۰	۳٫۷۶	۴٫۰۷	۳٫۴۴	۳٫۵۳	۳٫۶۲	۳٫۱۵
Ca	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Na	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۱۶
K	۱٫۸۲	۱٫۷۶	۱٫۷۹	۱٫۸۶	۱٫۶۶	۱٫۷۳	۱٫۷۰	۱٫۵۳
F	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۱۳	۰٫۰۸
Cl	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۳
Mg(Mg+Fe ₂)	۰٫۶۸	۰٫۶۸	۰٫۶۷	۰٫۷۱	۰٫۶۳	۰٫۶۳	۰٫۶۵	۰٫۶۵



شکل ۳ الف) تعیین انواع میکاهای آهن و منیزیم دار در نمودار چهار قطبی [۵]، ب) تعیین خاستگاه بیوتیت‌های مورد بررسی [۶] A: بیوتیت‌های اولیه، B: بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی و C: بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره.



شکل ۴ الف) هر سه نوع بیوتیت در این شکل دیده می‌شوند: بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی پیروکسن و آمفیبول (Bt-1)، بیوتیت‌های اولیه (Bt-) و بیوتیت‌های دگرسان شده به کلریت (Bt-3) در منطقه ایجو، ب) بیوتیت‌های کشیده سبز - قهوه‌ای تیره رنگ با پلئوکروئیسم مشخص (Bt-) در منطقه کدر؛ پ) بیوتیت دگرسان و تبدیل شده به کلریت در منطقه سقینو ت) باگتی از بیوتیت‌های اولیه که دارای پلئوکروئیسم شدید و نفوذی‌هایی از آپاتیت در منطقه ایوب انصار.



شکل ۵ الف و ب) تعیین سری ماگمایی بر اساس شیمی بیوتیت [۲۲]. گستره‌ها: A: قلیایی، C: آهکی - قلیایی، P: پراآلمین. پ) تعیین محیط تکنوماگمایی بر اساس روش [۶].

مس، مولیبدن، سرب، روی، طلا و نقره‌ی موجود در کمرندهای ولکانو-پلوتونیک (مانند ارومیه-دختر)، به ویژه ذخایر نوع پورفیری، از دیدگاه ژنتیکی در ارتباط با ماگماهای سری I بوده که با سرشت نسبتاً اکسایشی آنها مشخص می‌شوند. بیوتیت‌های منطقه‌ی بررسی شده حاوی آهن بالا بوده که نشان‌دهنده‌ی تشکیل آنها در شرایط گریزندگی بالای اکسیژن است. مقادیر بالای گریزندگی اکسیژن در این نمونه‌ها با سنگ‌های شبه‌آلمین نوع I و سنگ‌های نوع مگنتیتی [۲۳] هم‌خوانی دارند. بنابراین به نظر می‌رسد نمونه‌های بررسی شده نمادی از ماگماتیسم شبه‌آلمین از نوع I در این منطقه بوده و این خاستگاه برای کل مجموعه قابل تعمیم است (شکل ۶). زیرا حتی در مقیاس میکروسکوپی نیز شواهدی از قبیل حضور مجموعه‌ی تیتانیت + مگنتیت $\pm$ کوارتز در بسیاری از نمونه‌ها وجود دارد.

برآورد گریزندگی اکسیژن ماگمای خاستگاه از طریق ترکیب بیوتیت: با فرض اینکه جز Mg و Fe، عنصر دیگری بر تعادل بیوتیت در خط اتصال (محلول جامد) بیوتیت-فلوگوپیت اثر خاصی نداشته باشد، گریزندگی اکسیژن اصلی‌ترین عامل تغییر دهنده‌ی ترکیب شیمیایی بیوتیت خواهد بود.

بر اساس مقدار $Fe/Fe+Mg$ ، دو روند متضاد در گریزندگی اکسیژن و دما قابل تشخیص‌اند [۲۳]: الف) روند اکسایش که بیوتیت به صورت فزاینده‌ای با کاهش دما (یا پیشرفت تبلور) از نظر آهن غنی‌تر می‌شود. ب) روند احیاء که بیوتیت به صورت فزاینده‌ای از منیزیم غنی‌تر می‌شود. بنابراین غنی بودن بیوتیت از آهن یا منیزیم به گریزندگی اکسیژن در طول سرد شدن گدازه بستگی داشته و در شرایط اکسایش، بیوتیت غنی از آهن خواهد بود [۲۳]. در صورتیکه اگر تبلور در شرایط احیاء و با گریزندگی پایین اکسیژن انجام شود، بیوتیت غنی از منیزیم تشکیل خواهد شد [۲۴]. به طور کلی همه‌ی ذخایر با اهمیت

انجام شده است [۳، ۲۹-۳۱]. اما فشارسنجی سنگ‌های نفوذی بر اساس محتوای آلومینیم کل بیوتیت برای اولین بار توسط یوشیدا [۴]، در جهت فشارسنجی سنگ‌های گرانیتوئیدی تعدادی از معادن ژاپن ارائه شد. اعتقاد بر این است که فشار محاسبه شده به‌وسیله‌ی محتوای کل آلومینیم بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی، حاصل کاهش حجم بیوتیت و ماگمای همراه آن است [۴]. همچنین بین محتوای کل آلومینیم در بیوتیت و فشار انجماد توده‌های گرانیتوئیدی ارتباط وجود دارد. برای تایید این فرضیه، پژوهندگان داده‌های مربوط به فشار انجماد در مناطق مختلف گرانیتوئیدی را که از قبل و با روش‌های دیگری مثل فشارسنجی با آمفیبول [۱] و نیز فشارسنجی اسفالریت بود، با محتوای آلومینیم کل بیوتیت مقایسه کرده و متوجه شدند که ارتباط بسیار خوبی بین محتوای آلومینیم کل بیوتیت با فشار انجماد برقرار است. بر اساس نتایج آن پژوهش، با افزایش فشار انجماد، Al^T بیوتیت نیز افزایش می‌یابد. به همین دلیل [۴] پیشنهاد کرد که می‌توان از محتوای آلومینیم کل بیوتیت به عنوان یک زمین فشارسنج در سنگ‌های گرانیتوئیدی استفاده کرد. معادله تجربی آن به قرار زیر است:

$$P(b) = 3.03 \times Al^T - 6.53 (\pm 0.33)$$

در این معادله، Al^T محتوای کل آلومینیم بیوتیت بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن است. از این روش برای تعیین فشار ایجاد شده هنگام انجماد، روی سنگ‌های مورد بررسی محور دهج-میدوک استفاده شد. نتایج نشان می‌دهند که دامنه تغییرات فشار نیز برای سنگ‌های توده‌های باردار و عقیم متفاوتند. بدین صورت که دامنه‌ی فشار در سنگ‌های توده‌های باردار 0.22 kb تا 0.87 kb (با میانگین 0.72 kb) در تغییر بوده و دامنه تغییرات فشار بین 0.94 kb تا 1.15 kb (با میانگین 1.03 kb) است. در ادامه نمودار عمق در برابر فشار [۳۲] هم برای توده‌های باردار و هم برای توده‌های عقیم ترسیم شد (شکل ۷). نتایج نشان می‌دهند که عمق جایگزینی توده‌های باردار حدود 2.48 km بوده است، در حالیکه توده‌های عقیم در عمقی در حدود 7.3 km کیلومتر قرار داشتند. این اعماق محاسبه شده با بررسی‌های قبلی در منطقه‌ی مورد بررسی همخوانی دارد. برای مثال عمقی که برای جایگزینی توده‌ی میدوک با استفاده از داده‌های ایزوتوپی تعیین شد، 2.51 km کیلومتر است [۳۳].

از سوی دیگر گریزندگی اکسیژن نمونه‌های مورد بحث در بین بافرهای NNO (نیکل-اکسید نیکل) و HM (هماتیت-مگنتیت) قرار می‌گیرند که تبلور ماگما در شرایط گریزندگی بالای اکسیژن را تأیید می‌کند. مقادیر بالای گریزندگی اکسیژن در ماگمای سنگ‌های مورد بحث، بیانگر یک محیط زمین-ساختی فشارشی بوده و همگرایی مرزهای برگه‌ها را نشان می‌دهد [۲۵-۲۷]. بنابراین با استناد به بررسی‌های قبلی [۱۲] و با توجه به بررسی‌های انجام شده بر روی کانی بیوتیت، احتمالاً سنگ‌های توده‌های نفوذی منطقه مورد بررسی، حاصل تشکیل ماگما در منطقه‌ی فرورانشی هستند.

دماسنجی با محتوای تیتانیوم بیوتیت

زمین‌دماسنجی مقدار تیتانیوم در بیوتیت [۲۸]، بر اساس غلظت Ti برای شبه‌پهنه‌ای‌های پرآلومین بنا شده است. از این زمین‌دماسنج برای محاسبه دمای سنگ‌های نیمه عمیق با ترکیب گرانیتوئیدی نیز بهره برداری می‌شود. دماها می‌توانند با فرمول زیر به راحتی محاسبه شوند:

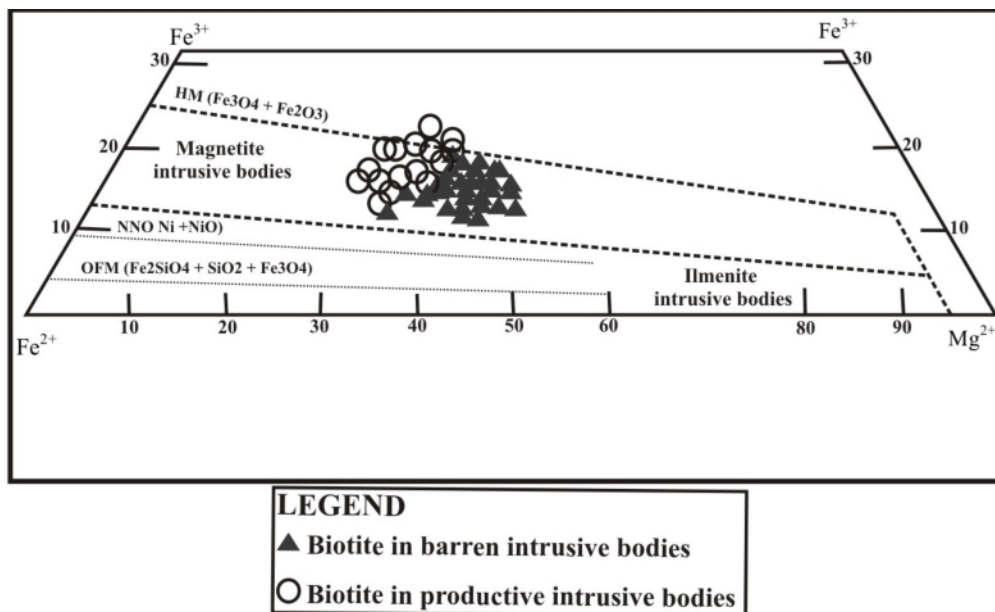
Coefficient	a	b	c
Value	-2.3594	4.6482e-9	-1.728

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

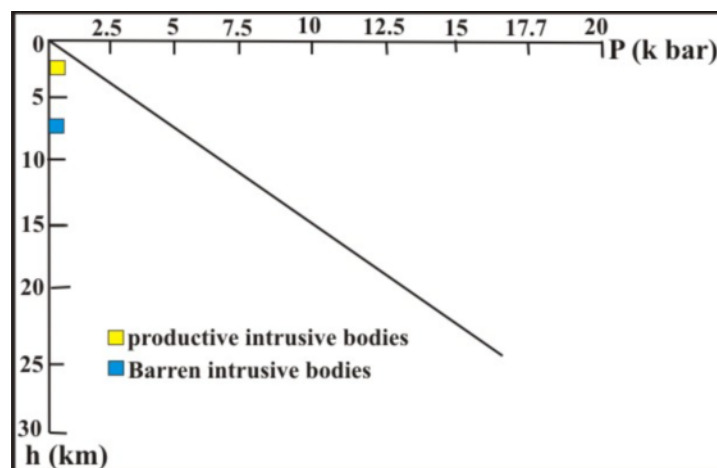
که در آن T دما بر حسب درجه‌ی سانتی‌گراد، Ti مقدار اتم در واحد فرمول یا (apfu) بهنجار شده به ۲۳ اکسیژن، X_{Mg} برابر با $Mg/(Mg+Fe)$ و a، b و c پارامترهای بالا هستند. این فرمول برای مقادیر $0.04 - 0.6$ Ti، $0.275 - 1.0$ X_{Mg} و $480 - 810^\circ\text{C}$ T معتبر است. بر اساس این دماسنج، دمای تشکیل توده‌های نیمه عمیق باردار و عقیم اختلاف زیادی باهم دارند. بدین ترتیب که دمای محاسبه شده برای توده‌های باردار بین 548 تا 574 درجه‌ی سانتی‌گراد (میانگین 560 درجه‌ی سانتی‌گراد) بوده در حالیکه دمای تشکیل توده‌های عقیم بین 805 تا 749 درجه‌ی سانتی‌گراد (با میانگین 776) محاسبه شده است. بنابراین به خوبی دیده می‌شود که میانگین دمای تشکیل توده‌های نیمه عمیق باردار تقریباً 210 درجه‌ی سانتی‌گراد کمتر از توده‌های عقیم است.

فشارسنجی با محتوای آلومینیم کل (Al^T) بیوتیت

فشارسنجی سنگ‌ها بر اساس محتوای آلومینیم کل آمفیبول (Al^T)، روشی متداول بوده که توسط پژوهندگان مختلفی



شکل ۶ نمودار سه‌تایی Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg به‌منظور تعیین گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های محور دهج-میدوک [۲۳]. در سیستم سه‌تایی quartz-fayalite-magnetite (QFM)-nickel-nickel oxide (NNO)-hematite-xybiotite-Annite-Phlogopite بافرها عبارتند از: magnetite (HM).



شکل ۷ برآورد عمق تشکیل سنگ‌های نفوذی محور دهج-میدوک روی نمودار عمق - فشار.

سنگ‌های گرانیتوئیدی: $2/4 < \text{Al}^T < 2/9$ ، ۳- کانسار تنگستن در سنگ‌های گرانیتوئیدی: $2/9 < \text{Al}^T < 3/2$ ، ۴- گرانیتوئیدهای بدون کانه‌زایی: $\text{Al}^T < 3/2$. براساس این روش، نمودار وابسته به سنگ‌های مورد بررسی ترسیم شد. چنانکه در شکل ۸ به خوبی دیده می‌شود، نمونه‌های وابسته به توده‌های باردار در گستره‌ی دوم قرار می‌گیرند. این بدان معناست که Al^T بیوتیت در توده‌های باردار، بین ۲/۵ تا ۲/۹ در تغییر بوده و بنابراین این سنگ‌ها دارای توانایی کانه‌زایی مس، آهن و قلع هستند (شکل ۹). ولی توده‌های عقیم در گستره‌ی چهارم قرار گرفته و معمولاً

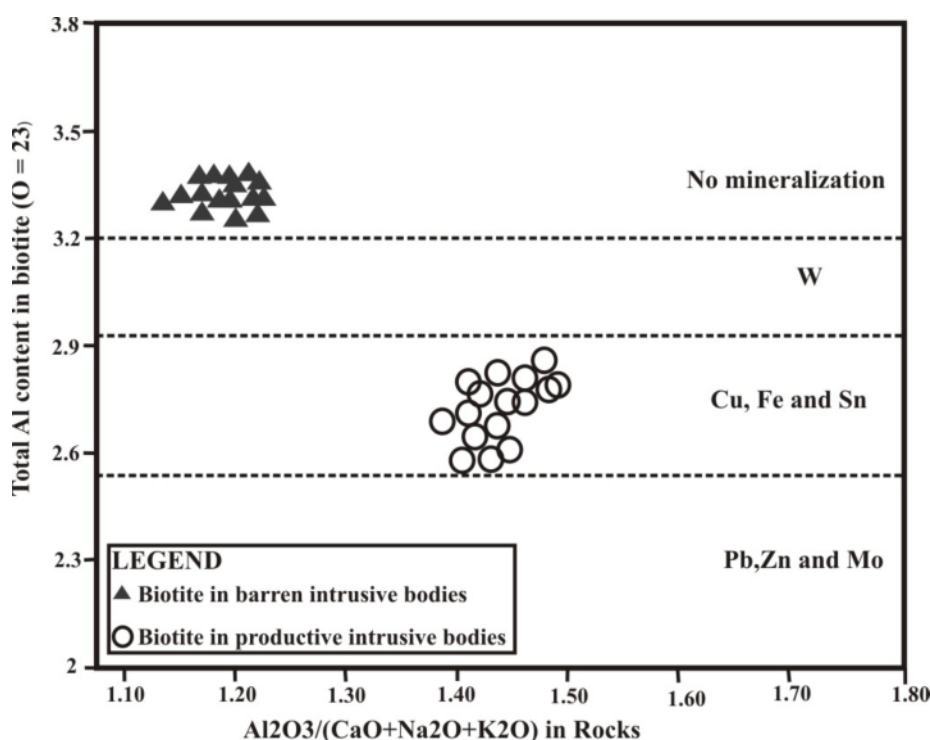
بررسی کانه‌زایی توده‌های عقیم و باردار پورفیری با ترکیب بیوتیت

اوشیدا همواره معتقد بود که بین Al^T بیوتیت و فشار جایگیری و تشکیل نوع کانسارها ارتباط برقرار است [۴]. بدین صورت که اگر Al^T بیوتیت در مقابل ضریب اشباع از آلومینیم ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) در یک نمودار ترسیم شوند، این روابط بین Al^T بیوتیت سنگ‌های گرانیتوئیدی با نوع کانسار برقرار است (شکل ۸):

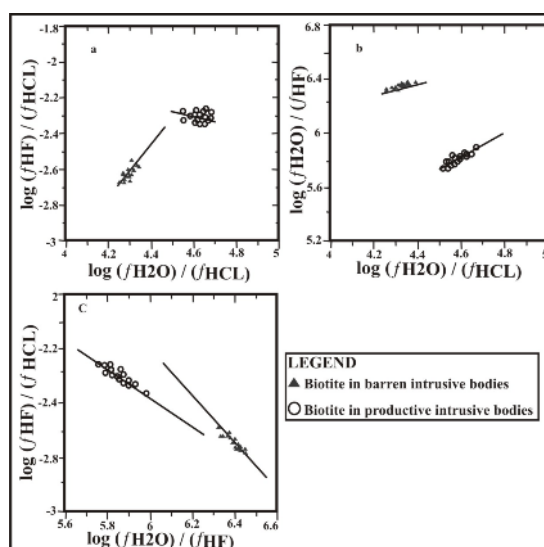
۱- کانسارهای سرب، روی و مولیبدن در سنگ‌های گرانیتوئیدی: $\text{Al}^T < 2/4$ ، ۲- کانسارهای مس، آهن و قلع در

مهمی در تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی فرایندهای دگرسانی و کانه‌زایی در نهشته‌های مس پورفیری دارد [۱۹]. اطلاعات عناصر فلور و کلر در بیوتیت‌های ثانویه توده‌های باردار و عقیم برای برآورد $\log(fH_2O/fHF)$, $\log(fH_2O/fHCl)$ و $\log(fHF/fHCl)$ در گرماب‌هایی که مسئول کانه‌زایی و دگرسانی گرمابی هستند، استفاده شد (شکل ۹). در نمودار $\log(fHF/fHCl)$ در مقابل $\log(fH_2O/fHCl)$ دید می‌شود که شارهای وابسته به توده‌های باردار میزان $\log(fH_2O/fHCl)$ بالاتری نسبت به شارهای وابسته به توده‌های عقیم دارند. همچنین نسبت‌های گریزندگی $\log(fHF/fHCl)$ بیوتیت‌های توده‌های باردار نیز مقادیر بالاتری نسبت به توده‌های عقیم نشان می‌دهد. این موارد نشان می‌دهند که ترکیب گرماب‌های وابسته به توده‌های باردار نسبت به توده‌های عقیم، در نهشته‌های مس پورفیری بررسی شده متفاوت است.

مقدار Al^T بیوتیت در آنها بالای ۳/۳ بوده و در نتیجه بر اساس این روش توانایی تولید کانه‌ی فلزی ندارند. از سوی دیگر، نکته جالبی که در بررسی نقطه‌ای بیوتیت‌های منطقه مشهود است، حضور مس در ساختار تعدادی از بیوتیت‌های توده‌های باردار منطقه‌ی مورد بررسی است. زمین‌شناسان اقتصادی همواره میزان مس وابسته به بیوتیت‌ها را به عنوان راهنما و سرنخی برای کشف ذخایر مس پورفیری به کار برده‌اند [۳۴]. این بررسی‌ها نشان داد که مس در مکان‌های مکعبی بیوتیت به جای آهن جایگزین می‌شود. همراهی نفوذی‌های مس در مکان‌های دگرسانی با توجه به تعادل جرمی، پیشنهاد می‌کند که این سیلیکات‌های ورقه‌ای، به عنوان مکانی برای مس و نه به عنوان خاستگاهی برای کانه‌زایی عمل می‌کنند [۳۴]. همچنین غنی‌شدگی بیوتیت‌ها از مس در طول شرایط اکسایشی دمای پایین یعنی به احتمال زیاد در طول هوازگی رخ داده است، بنابراین در مورد فرایندهای برون‌زا، اطلاعات مفیدی در اختیار قرار می‌دهد [۱۹]. شیمی عناصر هالوزن در بیوتیت و نسبت‌های گریزندگی گرماب‌ها نقش



شکل ۸. رابطه‌ی ضریب اشباع از آلومینیم $(Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O))$ و محتوای آلومینیم کل (Al^T) بیوتیت با کانه‌زایی در سنگ‌های محور دهج-میدوک.



شکل ۹. (a) نسبت‌های فلوگاسیته‌ی $\log(\text{HF}/\text{HCl})$ در مقابل $\log(\text{H}_2\text{O}/\text{HCl})$ (b) $\log(\text{H}_2\text{O}/\text{HF})$ در مقابل $\log(\text{H}_2\text{O}/\text{HCl})$ و (c) $\log(\text{HF}/\text{HCl})$ در مقابل $\log(\text{H}_2\text{O}/\text{HF})$ در بیوتیت‌های توده‌های باردار و عقیم محور دهج-میدوک.

برداشت

۱- ترکیب شیمیایی همه‌ی بیوتیت‌ها (هم توده‌های باردار و هم توده‌های عقیم) در بین قطب آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفته- اند. ۲- بیوتیت‌های توده‌های عقیم از نوع ماگمای اولیه بوده اما بیوتیت‌های توده‌های باردار علاوه بر اینکه به صورت اولیه نیز دیده شده‌اند، در گستره‌ی بیوتیت‌های دوباره متعادل شده و بیوتیت‌های دگرسان شده نیز قرار می‌گیرند. ۳- دمای جایگیری توده‌های باردار بر اساس تیتانیوم در بیوتیت، بین ۵۴۸ تا ۵۷۴ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده و این دما برای توده‌های عقیم بین ۷۴۹ تا ۸۰۵ درجه‌ی سانتی‌گراد محاسبه شده است. ۴- فشار محاسبه شده براساس آلومینیم کل بیوتیت برای توده‌های باردار ۰٫۲۲ kb تا ۰٫۸۷ kb و برای توده‌های عقیم ۱٫۱۵ kb تا ۱٫۹۴ kb است. همچنین محتوای آلومینیم کل بیوتیت برای توده‌های باردار بین ۲٫۳ تا ۲٫۹ و برای توده‌های عقیم معمولاً بیشتر از ۳٫۳ است. این داده‌ها نشان می‌دهد که بر اساس روش یوشیدا و همکاران، سنگ‌های توده‌های باردار، توانایی خوبی در کانه‌زایی مس دارند. ۵- شاره‌های وابسته به توده‌های باردار، میزان $\log(\text{H}_2\text{O}/\text{HCl})$ بالاتری نسبت به شاره‌های وابسته به توده‌های عقیم دارند. ۶- بر اساس ترکیب بیوتیت، سنگ‌های مورد بررسی در فاز اکسیدی و گریزندگی بالای اکسیژن تشکیل شده و سری مگنتیتی هستند، بنابراین در مرز ورقه‌های همگرا به وجود آمده‌اند.

مراجع

[1] Thomas W., Ernst W.G., *The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic*

rocks; a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars In: Spencer RJ, Chou I-M, (eds) *Fluid-mineral interactions: a tribute to H.P. Eugster*, Geochem. Soc Spec Publ, 2, (1990) 59-63.

[2] Bucher K., Frey M., *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, eidelberg, New York, Springer-Verlag, 7th edition, 341 p. Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. & Fukuoka, M., 1991- *A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 109, (2002) 130-137.

[3] Schmidt M.W., *Amphibole composition in tonalite as a function of pressure; an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer*, Contrib Mineral Petrol 110, (1992) 304-310.

[4] Uchida E., Endo S., Makino M., *Relationship Between Solidification Depth of Granitic Rocks and Formation of Hydrothermal Ore Deposits*, Resource Geology, 57, (2007) 47-56.

[5] Deer W.A., Howie R.A., Zussman, J. *An introduction to the rock-forming minerals*, 2nd edition, Longman, Harlow (1992.)

[6] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites*, C. R. Geoscience 337, (2005) 1415-1420.

[7] Bazine A., Hubner P., *Copper deposit in Iran* G.S.I. (1969) Report number: 13.

- [21] Robert J.L., *Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions*; Chem. Geol. 17 (1976) 213-227.
- [22] Abdel-Rahman A., *Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous Magmas*; J. Petrol. 35 (1994) (2) 525-541.
- [23] Wones D. R., Eugster H. P., *Stability of biotite: experiment, theory and application*; Am. Mineral. 128 (1965) 50-72.
- [24] Castro A., Stephen W. E., *Amphibole rich clots in calcalkalin granitic rocks and their enclaves*, The Canadian Mineralogist 30(1992) 1093-1112.
- [25] Ewart A., *A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In Fred Barker, Ed., Trondhjemites, dacites, and related rocks*; Springer-Verlag, (1979) 12-101.
- [26] Nockolds S. R., *"The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks"*. American Journal of Science., 245, 7, (1947) 401-420.
- [27] Helmy H. M., Ahmed A. F., El Mahallawi M. M., Ali S. M., *"Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic Implications"* Journal of African Earth Sciences 38(2004) 255-268.
- [28] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. *The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms*, American Mineralogist, 90, (2005) 316-328.
- [29] Hammarstrom J. M., Zen E., *Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer*; American Mineralogist 71(1986) 1297-1313.
- [30] Anderson J.L., Smith D.R., *The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer*; Am Mineral 80 (1995) 549-559.
- [31] Johnson M.C., Rutherford M.J., *Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks* Geology 17 (1989) 837-841.
- [32] Hall, A., *Igneous petrology* Longman, (1987) London, 573 P.
- [33] McInnes B. I. A, Evans N. J., Fu F. Q. Garwin S., *"Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits"*, Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 58(2005) 467-498.
- [34] Eugene S., Ilton E. S. Veblen D. R., *Copper inclusions in sheet silicates from porphyry Cu deposits*, Nature 334 (1988) 516-518.
- [۸] مرادیان شهرباکی، ع.، "بررسی پترولوژی و ارزیابی اقتصادی سنگ‌های فلدسپاتوئیددار شهرباک- جوزم"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۲۵۴ صفحه.
- [۹] بیابانگرد ع.، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های نیمه آتشفشانی شهرباک - جوزم"، (۱۳۷۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۳۴ صفحه.
- [10] Hassanzadeh J., *Metallogenic events in the Se sector of the Cenozoic active continental margin of iran (Shahr-e-Babak area), Kerman province* (1993) Unpublished PhD Thesis, University of California, Los Angeles. 204 pp.
- [۱۱] اسدی پور ع.، "پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی توده‌ها و زیر ولکانیک کالدرای استراتوولکان مزاحیم"، (۱۳۸۱) شرکت ملی صنایع مس ایران، شماره گزارش ۱۴۶، ۴۳۰ صفحه.
- [۱۲] قزوینی ا.، "بررسی زمین‌شناسی اقتصادی کنسارهای مس میدوک"، (۱۳۷۱)، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۶۱ صفحه.
- [۱۳] قربانی م.، "ارزیابی پتانسیل‌های مس پورفیری در زیر زون آبدر- دهج به مرکزیت میدوک"، (۱۳۸۷)، شرکت ملی صنایع مس ایران، شماره گزارش ۲۷۳، ۳۴۷ صفحه.
- [۱۴] پروین پور ف.، "مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی کنسارهای مس پورفیری زیر زون آبدر- دهج (شمال غرب کرمان)"، (۱۳۸۶)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۲۸۷ صفحه.
- [۱۵] عطاپور ح.، آفتابی ع.، "ژئوشیمی و متالورژی سنگ‌های کلسیمی قلیایی، شوشونیتی و آداکیتی در ارتباط با کنسارسازی مس - مولیدن پورفیری و رگه‌ای در کمربند آتشفشانی نفوذی دهج - ساردوئیه، کرمان"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۲، صفحه ۱۷۰-۱۶۱.
- [16] Berberian F., Berberian M., *Tectono-plutonic episodes in Iran, In: Zagros, Hindu Kush and Himalaya Geodynamic Evolution*; Am. Geophys. Union, Geodynamic Series 3(1981) 5-32.
- [17] Dimitrijevic M.D., *Geology of Kerman region* (1973) Report YU/52, Iran, Geological Survey of Iran, 234 p.
- [18] Beane R. E., *"Biotite stability in the porphyry copper environment"*, Economic Geology 69 (1974) 241-256.
- [19] Ilton E. S., Veblen D. R., *"Origin and mode of copper enrichment in biotite from rocks associated with porphyry copper deposits: a transmission electron microscopy investigation"*, Economic Geology 88(1993) 885-900.
- [20] Abrecht J., Hewitt D.A., *Experimental evidence on the substitution of tin in biotite*; Am. Miner. 73 (1988) 1275-1284.