



مقاله پژوهشی

تعیین شرایط فیزیکو شیمیایی و نقش سیالات در تکامل گرانیتوئید گیسور (شرق گناباد) با استفاده از شیمی کانی بیوتیت

عبدالصمد پورمحمد^۱، احمد احمدی خلجی^{۱*}، مسعود همام^۲، محمد ابراهیمی^۳ و رسول اسمعیلی^۳

(۱) گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

(۲) گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(۳) گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۹/۲۴، پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۲۰

چکیده

توده گرانیتوئیدی گیسور با سن کرتاسه پایینی از گرانودیوریت، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و سیل میکروگرانیت تشکیل شده است. کانی های اصلی این سنگ ها عبارتند از پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و بیوتیت. بیوتیت های نمونه های گرانودیوریت و آنکلاوها در گروه I و گروه بیوتیت های آهن دار قرار دارند و بیوتیت های نمونه های میکروگرانیت در گروه I و گروه بیوتیت های منیزیم دار قرار می گیرند. دمای تشکیل بیوتیت ها در گرانودیوریت ۶۵۳ تا ۷۳۲ درجه سانتی گراد، آنکلاو ۶۳۱ تا ۷۲۴ درجه سانتی گراد و در میکروگرانیت ۶۸۹ تا ۷۳۲ درجه سانتی گراد است. همچنین مقدار فشار متوسط برای گرانودیوریت و آنکلاو حدود ۴ Kbar و میکروگرانیت ۲ Kbar است. بیوتیت های توده گرانودیوریتی و آنکلاوها در بالای بافر NNO قرار دارند و بیوتیت های میکروگرانیت در زیر خط بافر NNO و در محدوده بافر QFM واقع می شوند. از آنجایی که توده گرانیتوئیدی گیسور از گرانیت های نوع I دما پایین است، نمی توان از نمودارهای متمایز کننده محیط های زمین ساختی با استفاده از ترکیب بیوتیت ها استفاده کرد. همه بیوتیت ها با روندهای خطی $\log(f_{HF}/f_{HCl})$ ، $\log(f_{H_2O}/f_{HF})$ و $\log(f_{H_2O}/f_{HCl})$ زاویه زیادی می سازند که بیانگر تغییر شرایط فوگاسیته و تغییر محتوای هالوژن سیال ها در اثر واکنش سنگ دیواره است. نسبت های فوگاسیته سیالات هیدروترمال نشان می دهند که سیالات هیدروترمال از نوع پتاسیک هستند؛ اما سیالات ماگمایی توده نفوذی گیسور به طور مشخصی متفاوت از سیالات پورفیری است.

واژه های کلیدی: بیوتیت، بافر، سیالات، گرانیتوئید، گیسور، گناباد

مقدمه

فلسیک و حدواسط بوده و به عنوان یک فاز فرعی در بعضی از سنگ های مافیک حضور دارد که به طور بالقوه شرایط طبیعی و

بیوتیت یک کانی فرو منیزین مهم در بیشتر سنگ های آذرین

قوی ویژگی فلزی و نقل و انتقال جرم را به مکان ته‌نشست‌های هیدروترمال هدایت می‌کند (Webster, 1997). دما، شوری و PH سیالات دارای F و Cl، عاملی برای دگرسانی مرتبط با جایگزینی پورفیری هستند (Candela, Munoz, 1984; Webster, 1997).

درک رفتار F و Cl در بیوتیت، کلیدی برای ارزیابی نقش هالوژن‌ها در تبلور ماگماها و سیالات هیدروترمال مشتق‌شده از آنهاست. جایگزینی‌های F و Cl در موقعیت هیدروکسیل میکا به وسیله فعالیت F یا Cl، ترکیب میکا و دما کنترل می‌شود (Munoz and Ludington, 1977; Munoz and Swenson, 1981; Munoz, 1984; Lentz, 1994). بررسی‌های آزمایشگاهی و ترمودینامیکی نشان می‌دهند که در شرایط یکسان در میکاهای غنی از Mg نسبت به میکاهای غنی از Fe، فلونور مشارکت بیشتری دارد. این ویژگی اصل طرد Fe-F نامیده می‌شود (Ekstrom, 1972; Ramberg, 1952).

در این مقاله به بررسی ویژگی‌های شیمی کانی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی گیسور و شرایط پترولوژیکی تشکیل آن به همراه نگاهی به سیالات مشتق‌شده از توده و ویژگی‌های آنها پرداخته می‌شود.

مواد و روش‌ها

در راستای بررسی واحدهای سنگی مجموعه آذرین گیسور، در ۵۷ ایستگاه نمونه‌برداری انجام شد که ضمن بررسی صحرایی و سنگ‌شناسی از نمونه‌های برداشت‌شده، تعداد ۵۲ مقطع نازک تهیه و از میان این نمونه‌ها چند کانی بیوتیت بدون تجزیه‌شدگی برای آنالیز ۳۰ نقطه انتخاب و توسط دستگاه ریز کاوننده الکترونی مدل CAMECA SX Five با ولتاژ شتاب‌دهنده 15 kV و جریان پرتو 20 nA (اندازه پرتو 5 μm) در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم در کشور چین (IGG-CAS) آنالیز شدند (جدول ۱). نتایج به کمک نرم‌افزار MICA⁺ (Yavuz, 2003a, 2003b) پردازش شد. این نرم‌افزار در محیط Dos و در پلتفرم سیستم عامل (ویندوز) XP

فیزیکوشیمیایی ماگماهایی که از آن تشکیل شده‌اند را نشان می‌دهد. همچنین بیوتیت به عنوان یک سازنده در سنگ‌های آذرین می‌تواند اطلاعات پتروزنتیکی مهمی در اختیار ما قرار دهد (Abdel-Rahman, 1994).

میکاهای تری‌اکتاهدر که مشتمل بر محلول‌های جامد آنیت-فلوگوپیت، ایستونیت-سیدروفیلیت هستند، در همه انواع گرانیت‌ها و سنگ‌های گرانیتی یافت می‌شوند. این میکاها بنا به ساختار بلوری خود، می‌توانند با بیشتر عناصر موجود در ماگماهای گرانیتی سازگار باشند. ویژگی‌های زیر از بیوتیت‌ها شاخصی با ارزش برای ترکیب ماگماها می‌سازد:

۱) مهم‌ترین مخزن برای آلومینیم اضافی در گرانیت‌هایی هستند که بدون مقادیر با اهمیتی از گارنت، کردیریت یا پلی‌مورف آلومینوسیلیکات هستند.
۲) ساده‌ترین شاخص قابل دسترس حالت اکسیداسیون هستند (Shabani and Lalonde, 2003).

فرمول عمومی و ساده‌شده بیوتیت‌ها را می‌توان به صورت $IM_2-3 \square_{1-0} T_4 O_{10} A_2$ نوشت که در آن معمولاً Cs, K, Na, Rb, Li, Fe (2+ or 3+), Ba, Ca, NH₄ M اغلب و در موقعیت \square Mg, Mn (2+ or 3+), Zn, Al, Cr, V, Ti قرار دارند. جای خالی را نشان می‌دهد. در موقعیت T عناصر Be, Al, B, Fe³⁺, Si و در موقعیت A نیز O, S, OH, Cl قرار می‌گیرند. عناصری که پررنگ شده‌اند، بیشتر کاربرد دارند؛ هر چند جایگزینی‌های دیگر نیز محتمل است.

ترکیب شیمیایی بیوتیت در کانی‌زایی گرانیتوئیدها و ته‌نشست‌های مس پورفیری به عوامل شیمیایی و فیزیکی حساس است که با فعالیت ماگمایی و هیدروترمال شامل غلظت آب، هالوژن و نهشته‌های فلزی، حالت‌های تعادلی اکسیداسیون-سولفیداسیون، جدایش فاز فرار (در تعادلات مذاب-سیال-بخار)، روابط توزیع عنصری و دما و فشار تشکیل نهشته‌های اقتصادی مرتبط است (Webster, 1997, 2004). زمان اشباع سیال-بخار بر روی توزیع F و Cl بین ماگماهای گرانیتی، کانی‌ها و سیالات هیدروترمال ماگمایی اثر می‌گذارد که به‌طور

قابل اجراست. داده‌های حاصل از این نرم‌افزار، مبنای تجزیه و تحلیل قرار گرفت. علائم به کار گرفته شده در این مقاله از وایتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است.

جدول ۱. داده‌های تجزیه نقطه‌ای بیوتیت در گرانودیوریت گیسور و محاسبه فرمول ساختاری آن

Table 1. Microprobe data of biotite in Geysour granodiorite, and calculation of its structural formula

| GG5 (Granodiorite) | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Sample | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 |
| SiO ₂ | 35.67 | 35.95 | 35.57 | 35.97 | 36.51 | 35.67 | 36.41 | 35.80 | 36.01 | 36.15 |
| TiO ₂ | 2.69 | 2.80 | 2.77 | 2.86 | 2.68 | 2.68 | 2.83 | 2.81 | 2.85 | 2.30 |
| Al ₂ O ₃ | 18.63 | 18.91 | 20.47 | 18.64 | 19.71 | 19.71 | 19.45 | 19.28 | 19.42 | 19.21 |
| FeO* | 18.62 | 18.33 | 17.31 | 17.88 | 18.38 | 18.38 | 17.97 | 18.21 | 18.48 | 18.44 |
| MnO | 0.39 | 0.42 | 0.36 | 0.38 | 0.41 | 0.41 | 0.38 | 0.38 | 0.35 | 0.33 |
| MgO | 8.35 | 8.22 | 8.06 | 8.28 | 8.48 | 8.48 | 8.45 | 8.48 | 8.41 | 8.68 |
| CaO | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| Na ₂ O | 0.13 | 0.11 | 0.22 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.13 | 0.19 | 0.15 | 0.18 |
| K ₂ O | 9.62 | 9.60 | 9.45 | 9.82 | 9.73 | 9.73 | 9.76 | 9.87 | 9.72 | 9.69 |
| F | 0.26 | 0.46 | 0.26 | 0.40 | 0.57 | 0.57 | 0.72 | 0.57 | 0.61 | 0.50 |
| Cl | 0.05 | 0.03 | 0.06 | 0.04 | 0.07 | 0.07 | 0.05 | 0.07 | 0.07 | 0.07 |
| Li ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| TotalOxi. | 96.97 | 97.39 | 97.08 | 96.97 | 99.31 | 98.24 | 98.72 | 98.11 | 98.56 | 98.14 |
| Si | 2.75 | 2.75 | 2.71 | 2.76 | 2.74 | 2.71 | 2.75 | 2.72 | 2.73 | 2.75 |
| Al(IV) | 1.26 | 1.25 | 1.29 | 1.24 | 1.26 | 1.29 | 1.25 | 1.28 | 1.27 | 1.25 |
| sum | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 |
| Ti | 0.16 | 0.16 | 0.16 | 0.17 | 0.15 | 0.15 | 0.16 | 0.16 | 0.16 | 0.13 |
| Al(VI) | 0.43 | 0.46 | 0.54 | 0.45 | 0.48 | 0.47 | 0.48 | 0.45 | 0.46 | 0.47 |
| Fe ₃₊ (M) | 0.22 | 0.25 | 0.31 | 0.29 | 0.26 | 0.21 | 0.28 | 0.25 | 0.22 | 0.28 |
| Fe ₂₊ | 0.98 | 0.93 | 0.80 | 0.86 | 0.89 | 0.95 | 0.86 | 0.91 | 0.95 | 0.90 |
| Mn | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Mg | 0.96 | 0.94 | 0.91 | 0.95 | 0.95 | 0.96 | 0.95 | 0.96 | 0.95 | 0.98 |
| Sum[Y=M] | 2.77 | 2.76 | 2.74 | 2.74 | 2.76 | 2.78 | 2.75 | 2.76 | 2.76 | 2.78 |

ادامه جدول ۱. داده‌های تجزیه نقطه‌ای بیوتیت در گرانودیوریت گیسور و محاسبه فرمول ساختاری آن

Table 1 (Continued). Microprobe data of biotite in Geysour granodiorite, and calculation of its structural formula

| GG5 (Granodiorite) | | | | | | | | | | |
|--|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Sample | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 |
| M-Mg | 1.81 | 1.82 | 1.83 | 1.79 | 1.81 | 1.82 | 1.80 | 1.80 | 1.82 | 1.79 |
| Na | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 |
| K | 0.95 | 0.94 | 0.92 | 0.96 | 0.93 | 0.94 | 0.94 | 0.96 | 0.94 | 0.94 |
| Sum[X=I] | 0.97 | 0.95 | 0.95 | 0.98 | 0.95 | 0.96 | 0.96 | 0.99 | 0.96 | 0.97 |
| K% | 97.83 | 98.22 | 96.32 | 98.16 | 98.10 | 98.13 | 98.12 | 97.06 | 97.61 | 97.10 |
| OH | 1.93 | 1.89 | 1.93 | 1.90 | 1.86 | 1.86 | 1.82 | 1.86 | 1.85 | 1.87 |
| F | 0.06 | 0.11 | 0.06 | 0.10 | 0.13 | 0.14 | 0.17 | 0.14 | 0.15 | 0.12 |
| Cl | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Sum[A] | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 |
| Total | 9.74 | 9.71 | 9.69 | 9.72 | 9.71 | 9.74 | 9.71 | 9.74 | 9.73 | 9.74 |
| charge + | 22.06 | 22.09 | 22.15 | 22.13 | 22.11 | 22.06 | 22.12 | 22.08 | 22.06 | 22.15 |
| mgli | 0.85 | 0.82 | 0.81 | 0.83 | 0.81 | 0.85 | 0.82 | 0.85 | 0.83 | 0.86 |
| feal | 0.94 | 0.90 | 0.74 | 0.89 | 0.85 | 0.88 | 0.84 | 0.89 | 0.90 | 0.86 |
| I-site | 0.97 | 0.95 | 0.95 | 0.98 | 0.95 | 0.96 | 0.96 | 0.99 | 0.96 | 0.97 |
| M-site | 2.88 | 2.88 | 2.84 | 2.86 | 2.90 | 2.88 | 2.88 | 2.87 | 2.88 | 2.90 |
| IMTA-sites | 9.84 | 9.83 | 9.79 | 9.84 | 9.85 | 9.84 | 9.84 | 9.86 | 9.84 | 9.87 |
| F/(F+Cl+OH) | 0.135 | 0.151 | 0.187 | 0.183 | 0.159 | 0.130 | 0.171 | 0.152 | 0.137 | 0.169 |
| Xphl | 0.444 | 0.444 | 0.453 | 0.452 | 0.452 | 0.451 | 0.456 | 0.453 | 0.448 | 0.456 |
| logX_{Cl}/X_{OH} | -2.463 | -2.685 | -2.435 | -2.52 | -2.448 | -2.339 | -2.429 | -2.332 | -2.294 | -2.305 |
| logX_F/X_{OH} | -1.482 | -1.23 | -1.482 | -1.296 | -1.385 | -1.135 | -1.025 | -1.133 | -1.102 | -1.193 |
| logX_F/X_{Cl} | 0.98 | 1.455 | 0.952 | 1.224 | 1.063 | 1.204 | 1.404 | 1.199 | 1.192 | 1.112 |
| logf(H₂O)/f(HF)^{fluid} | 4.842 | 4.582 | 4.829 | 4.654 | 4.736 | 4.495 | 4.381 | 4.495 | 4.457 | 4.559 |
| logf(H₂O)/f(HCl)^{fluid} | 4.57 | 4.788 | 4.535 | 4.627 | 4.551 | 4.447 | 4.535 | 4.44 | 4.399 | 4.415 |
| logf(HF)/f(HCl)^{fluid} | -0.664 | -0.178 | -0.672 | -0.418 | -0.568 | -0.44 | -0.235 | -0.45 | -0.445 | -0.543 |
| logf(H₂O)/f(HF) | 4.402 | 4.14 | 4.374 | 4.215 | 4.294 | 4.047 | 3.937 | 4.051 | 4.012 | 4.117 |
| logf(H₂O)/f(HCl) | 2.325 | 2.561 | 2.319 | 2.385 | 2.325 | 2.202 | 2.298 | 2.19 | 2.164 | 2.156 |
| logf(HF)/f(HCl) | 2.077 | 1.579 | 2.056 | 1.83 | 1.969 | 1.845 | 1.639 | 1.861 | 1.848 | 1.961 |

ادامه جدول ۱. داده‌های تجزیه نقطه‌ای بیوتیت در آنکلاوهای گرانیتوئید گیسور و محاسبه فرمول ساختاری آن

Table 1 (Continued). Microprobe data of biotite in Geysour granitoid enclaves, and calculation of its structural formula

| Sample | GG ₁₀ (Enclave) | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 |
| SiO ₂ | 35.68 | 36.74 | 36.24 | 35.70 | 35.98 | 35.71 | 36.09 | 36.35 | 36.14 |
| TiO ₂ | 2.40 | 2.72 | 2.45 | 2.69 | 2.67 | 2.76 | 2.78 | 3.00 | 2.57 |
| Al ₂ O ₃ | 19.26 | 19.25 | 19.65 | 18.84 | 18.72 | 19.40 | 19.36 | 19.13 | 19.50 |
| FeO* | 17.58 | 18.13 | 17.86 | 18.09 | 18.18 | 17.96 | 18.12 | 17.92 | 17.23 |
| MnO | 0.35 | 0.36 | 0.38 | 0.40 | 0.32 | 0.37 | 0.41 | 0.31 | 0.37 |
| MgO | 8.94 | 8.95 | 8.72 | 8.75 | 8.84 | 8.93 | 9.00 | 8.58 | 8.75 |
| CaO | 0.06 | 0.00 | 0.06 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.00 |
| Na ₂ O | 0.18 | 0.12 | 0.17 | 0.14 | 0.12 | 0.21 | 0.14 | 0.06 | 0.08 |
| K ₂ O | 9.19 | 9.74 | 9.59 | 9.64 | 9.59 | 9.35 | 9.78 | 9.86 | 9.89 |
| F | 0.54 | 0.70 | 0.54 | 0.59 | 0.59 | 0.56 | 0.78 | 0.42 | 0.35 |
| Cl | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.05 |
| TotalOxi. | 96.67 | 99.42 | 98.29 | 97.34 | 97.56 | 97.77 | 98.97 | 98.36 | 97.57 |
| Si | 2.74 | 2.75 | 2.74 | 2.74 | 2.75 | 2.71 | 2.72 | 2.75 | 2.75 |
| Al(IV) | 1.26 | 1.25 | 1.26 | 1.27 | 1.25 | 1.29 | 1.28 | 1.25 | 1.25 |
| sum | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 |
| Ti | 0.14 | 0.15 | 0.14 | 0.16 | 0.15 | 0.16 | 0.16 | 0.17 | 0.15 |
| Al(VI) | 0.48 | 0.46 | 0.49 | 0.44 | 0.44 | 0.45 | 0.44 | 0.46 | 0.49 |
| Fe ³⁺ (M) | 0.22 | 0.24 | 0.29 | 0.21 | 0.21 | 0.16 | 0.19 | 0.25 | 0.31 |
| Fe ²⁺ | 0.90 | 0.90 | 0.84 | 0.95 | 0.95 | 0.98 | 0.96 | 0.88 | 0.78 |
| Mn | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 |
| Mg | 1.02 | 1.00 | 0.98 | 1.00 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 0.97 | 0.99 |
| Sum[Y=M] | 2.79 | 2.77 | 2.77 | 2.78 | 2.78 | 2.79 | 2.78 | 2.75 | 2.75 |
| M-Mg | 1.77 | 1.77 | 1.78 | 1.78 | 1.77 | 1.78 | 1.77 | 1.78 | 1.76 |
| Ca | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| K | 0.90 | 0.93 | 0.92 | 0.94 | 0.93 | 0.91 | 0.94 | 0.95 | 0.96 |
| Sum[X=I] | 0.93 | 0.95 | 0.95 | 0.97 | 0.95 | 0.94 | 0.96 | 0.96 | 0.97 |

ادامه جدول ۱. داده‌های تجزیه نقطه‌ای بیوتیت در آنکلاوهای گرانیتوئید گیسور و محاسبه فرمول ساختاری آن

Table 1 (Continued). Microprobe data of biotite in Geysour granitoid enclaves, and calculation of its structural formula

| Sample | GG ₁₀ (Enclave) | | | | | | | | |
|--|----------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 |
| K% | 96.56 | 98.21 | 96.86 | 97.62 | 98.01 | 96.49 | 97.82 | 98.96 | 98.76 |
| OH | 1.86 | 1.83 | 1.86 | 1.85 | 1.85 | 1.86 | 1.81 | 1.90 | 1.91 |
| F | 0.13 | 0.17 | 0.13 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.19 | 0.10 | 0.08 |
| Cl | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 |
| Sum[A] | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 |
| Total | 9.72 | 9.72 | 9.72 | 9.74 | 9.73 | 9.73 | 9.74 | 9.71 | 9.72 |
| charge + | 22.08 | 22.08 | 22.15 | 22.06 | 22.06 | 22.01 | 22.03 | 22.08 | 22.17 |
| mgli | 0.92 | 0.85 | 0.85 | 0.89 | 0.89 | 0.91 | 0.89 | 0.83 | 0.87 |
| feal | 0.81 | 0.86 | 0.80 | 0.90 | 0.90 | 0.87 | 0.88 | 0.87 | 0.77 |
| I-site | 0.93 | 0.95 | 0.95 | 0.97 | 0.95 | 0.94 | 0.96 | 0.96 | 0.97 |
| M-site | 2.89 | 2.92 | 2.90 | 2.88 | 2.90 | 2.90 | 2.90 | 2.88 | 2.87 |
| IMTA-sites | 9.83 | 9.87 | 9.85 | 9.85 | 9.85 | 9.83 | 9.86 | 9.84 | 9.85 |
| F/(F+Cl+OH) | 0.139 | 0.149 | 0.176 | 0.131 | 0.130 | 0.102 | 0.119 | 0.157 | 0.198 |
| X_{phl} | 0.476 | 0.468 | 0.465 | 0.463 | 0.464 | 0.47 | 0.47 | 0.46 | 0.475 |
| logX_{Cl}/X_{OH} | -2.408 | -2.556 | -2.519 | -2.473 | -2.576 | -2.435 | -2.488 | -2.652 | -2.508 |
| logX_F/X_{OH} | -1.15 | -1.045 | -1.156 | -1.114 | -1.117 | -1.137 | -0.987 | -1.281 | -1.356 |
| logX_F/X_{Cl} | 1.258 | 1.511 | 1.363 | 1.358 | 1.458 | 1.298 | 1.501 | 1.371 | 1.152 |
| logf(H₂O)/f(HF)^{fluid} | 4.553 | 4.436 | 4.543 | 4.51 | 4.514 | 4.535 | 4.384 | 4.664 | 4.749 |
| logf(H₂O)/f(HCl)^{fluid} | 4.537 | 4.679 | 4.64 | 4.598 | 4.702 | 4.561 | 4.614 | 4.77 | 4.632 |
| logf(HF)/f(HCl)^{fluid} | -0.435 | -0.164 | -0.306 | -0.323 | -0.225 | -0.389 | -0.184 | -0.292 | -0.526 |
| logf(H₂O)/f(HF) | 4.106 | 3.992 | 4.094 | 4.065 | 4.071 | 4.087 | 3.937 | 4.218 | 4.301 |
| logf(H₂O)/f(HCl) | 2.268 | 2.437 | 2.406 | 2.346 | 2.447 | 2.302 | 2.357 | 2.545 | 2.384 |
| logf(HF)/f(HCl) | 1.838 | 1.555 | 1.688 | 1.719 | 1.624 | 1.785 | 1.58 | 1.673 | 1.917 |

ادامه جدول ۱. داده‌های تجزیه نقطه‌ای بیوتیت در میکروگرانیت گیسور و محاسبه فرمول ساختاری آن

Table 1 (Continued). Microprobe data of biotite in Geysour microgranite, and calculation of its structural formula

| Sample | Ch ₁₋₇ (Micro-granite) | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 36.96 | 37.19 | 36.91 | 37.27 | 36.84 | 37.08 | 37.22 | 37.01 | 37.35 | 37.11 |
| TiO ₂ | 3.21 | 3.28 | 3.11 | 3.14 | 3.09 | 3.15 | 3.18 | 3.16 | 2.80 | 2.87 |
| Al ₂ O ₃ | 16.00 | 15.87 | 16.60 | 16.10 | 15.85 | 16.70 | 15.82 | 16.01 | 16.27 | 16.14 |
| FeO* | 16.14 | 16.20 | 16.08 | 15.96 | 16.33 | 15.85 | 15.94 | 16.25 | 15.84 | 15.85 |
| MnO | 0.23 | 0.17 | 0.21 | 0.19 | 0.20 | 0.21 | 0.23 | 0.22 | 0.21 | 0.25 |
| MgO | 12.30 | 12.30 | 12.02 | 12.72 | 12.04 | 12.62 | 12.22 | 12.32 | 12.52 | 12.35 |
| CaO | 0.11 | 0.06 | 0.04 | 0.00 | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.03 |
| Na ₂ O | 0.23 | 0.22 | 0.24 | 0.19 | 0.21 | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.07 | 0.09 |
| K ₂ O | 9.14 | 9.31 | 9.24 | 9.60 | 9.49 | 9.13 | 9.74 | 10.02 | 9.90 | 9.59 |
| F | 0.77 | 1.04 | 0.66 | 0.64 | 0.40 | 0.51 | 0.64 | 0.31 | 0.40 | 0.38 |
| Cl | 0.16 | 0.14 | 0.10 | 0.06 | 0.14 | 0.15 | 0.09 | 0.12 | 0.07 | 0.10 |
| TotalOxi. | 97.90 | 98.39 | 97.92 | 98.71 | 97.39 | 98.28 | 97.94 | 98.38 | 98.39 | 97.63 |
| Si | 2.80 | 2.81 | 2.79 | 2.80 | 2.81 | 2.78 | 2.82 | 2.80 | 2.81 | 2.81 |
| Al(IV) | 1.20 | 1.19 | 1.21 | 1.20 | 1.19 | 1.22 | 1.18 | 1.21 | 1.19 | 1.19 |
| sum | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 |
| Ti | 0.18 | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.16 | 0.16 |
| Al(VI) | 0.23 | 0.22 | 0.27 | 0.22 | 0.23 | 0.26 | 0.23 | 0.22 | 0.26 | 0.25 |
| Fe ³⁺ (M) | 0.06 | 0.04 | 0.02 | 0.05 | 0.01 | 0.11 | 0.00 | 0.02 | 0.04 | 0.01 |
| Fe ²⁺ | 0.97 | 0.98 | 1.00 | 0.96 | 1.03 | 0.89 | 1.01 | 1.01 | 0.96 | 0.99 |
| Mn | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| Mg | 1.39 | 1.39 | 1.35 | 1.42 | 1.37 | 1.41 | 1.38 | 1.39 | 1.40 | 1.40 |
| Sum[Y=M] | 2.84 | 2.83 | 2.83 | 2.84 | 2.83 | 2.86 | 2.82 | 2.83 | 2.83 | 2.83 |
| M-Mg | 1.45 | 1.44 | 1.47 | 1.42 | 1.46 | 1.45 | 1.44 | 1.44 | 1.42 | 1.44 |
| Ca | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| K | 0.88 | 0.90 | 0.89 | 0.92 | 0.92 | 0.87 | 0.94 | 0.97 | 0.95 | 0.93 |
| Sum[X=I] | 0.93 | 0.94 | 0.93 | 0.95 | 0.95 | 0.88 | 0.95 | 0.98 | 0.96 | 0.94 |

ادامه جدول ۱. داده‌های تجزیه نقطه‌ای بیوتیت در میکروگرانیت گیسور و محاسبه فرمول ساختاری آن

Table 1 (Continued). Microprobe data of biotite in Geysour microgranite, and calculation of its structural formula

| Sample | Ch ₁₋₇ (Micro-granite) | | | | | | | | | |
|--|-----------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| K% | 95.36 | 95.94 | 95.91 | 97.15 | 96.75 | 98.87 | 99.16 | 98.97 | 98.96 | 98.41 |
| OH | 1.79 | 1.73 | 1.83 | 1.84 | 1.89 | 1.86 | 1.83 | 1.91 | 1.90 | 1.90 |
| F | 0.19 | 0.25 | 0.16 | 0.15 | 0.10 | 0.12 | 0.15 | 0.08 | 0.10 | 0.09 |
| Cl | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| Sum[A] | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 |
| Total | 9.76 | 9.76 | 9.76 | 9.79 | 9.78 | 9.74 | 9.77 | 9.80 | 9.79 | 9.78 |
| charge + | 21.87 | 21.86 | 21.84 | 21.87 | 21.84 | 21.93 | 21.83 | 21.83 | 21.88 | 21.85 |
| mgli | 12.28 | 12.15 | 11.96 | 12.50 | 12.11 | 12.48 | 12.08 | 12.24 | 12.28 | 12.28 |
| feal | 0.99 | 1.00 | 0.94 | 0.97 | 1.00 | 0.93 | 0.97 | 1.00 | 0.91 | 0.93 |
| I-site | 0.93 | 0.93 | 0.93 | 0.95 | 0.95 | 0.89 | 0.95 | 0.98 | 0.96 | 0.94 |
| M-site | 3.00 | 3.00 | 2.99 | 3.01 | 2.98 | 3.02 | 2.99 | 2.99 | 3.01 | 3.00 |
| IMTA-sites | 9.92 | 9.93 | 9.92 | 9.96 | 9.94 | 9.91 | 9.94 | 9.96 | 9.97 | 9.94 |
| F/(F+Cl+OH) | 0.046 | 0.035 | 0.013 | 0.038 | 0.011 | 0.084 | 0.002 | 0.012 | 0.032 | 0.011 |
| Xphl | 0.576 | 0.575 | 0.571 | 0.587 | 0.568 | 0.587 | 0.578 | 0.575 | 0.585 | 0.581 |
| logX_{Cl}/X_{OH} | -1.93 | -1.992 | -2.172 | -2.42 | -2.018 | -2.004 | -2.182 | -2.11 | -2.353 | -2.192 |
| logX_F/X_{OH} | -0.987 | -0.845 | -1.062 | -1.085 | -1.294 | -1.19 | -1.075 | -1.409 | -1.299 | -1.321 |
| logX_F/X_{Cl} | 0.944 | 1.147 | 1.11 | 1.336 | 0.725 | 0.814 | 1.107 | 0.701 | 1.054 | 0.871 |
| logf(H₂O)/f(HF)^{fluid} | 4.367 | 4.224 | 4.431 | 4.476 | 4.668 | 4.575 | 4.453 | 4.79 | 4.684 | 4.703 |
| logf(H₂O)/f(HCl)^{fluid} | 4.05 | 4.111 | 4.286 | 4.545 | 4.135 | 4.126 | 4.3 | 4.229 | 4.474 | 4.312 |
| logf(HF)/f(HCl)^{fluid} | -0.839 | -0.634 | -0.656 | -0.464 | -1.05 | -0.976 | -0.674 | -1.084 | -0.736 | -0.915 |
| logf(H₂O)/f(HF) | 3.998 | 3.856 | 4.056 | 4.107 | 4.299 | 4.201 | 4.086 | 4.421 | 4.314 | 4.334 |
| logf(H₂O)/f(HCl) | 1.304 | 1.368 | 1.565 | 1.775 | 1.401 | 1.37 | 1.558 | 1.482 | 1.718 | 1.562 |
| logf(HF)/f(HCl) | 2.694 | 2.489 | 2.491 | 2.332 | 2.898 | 2.831 | 2.528 | 2.939 | 2.596 | 2.772 |

زمین‌شناسی منطقه

توده گرانیتوئیدی گیسور در ۵۸ کیلومتری شرق شهرستان گناباد قرار دارد و بخشی از ناحیه شمالی پهنه ساختاری بلوک لوت به

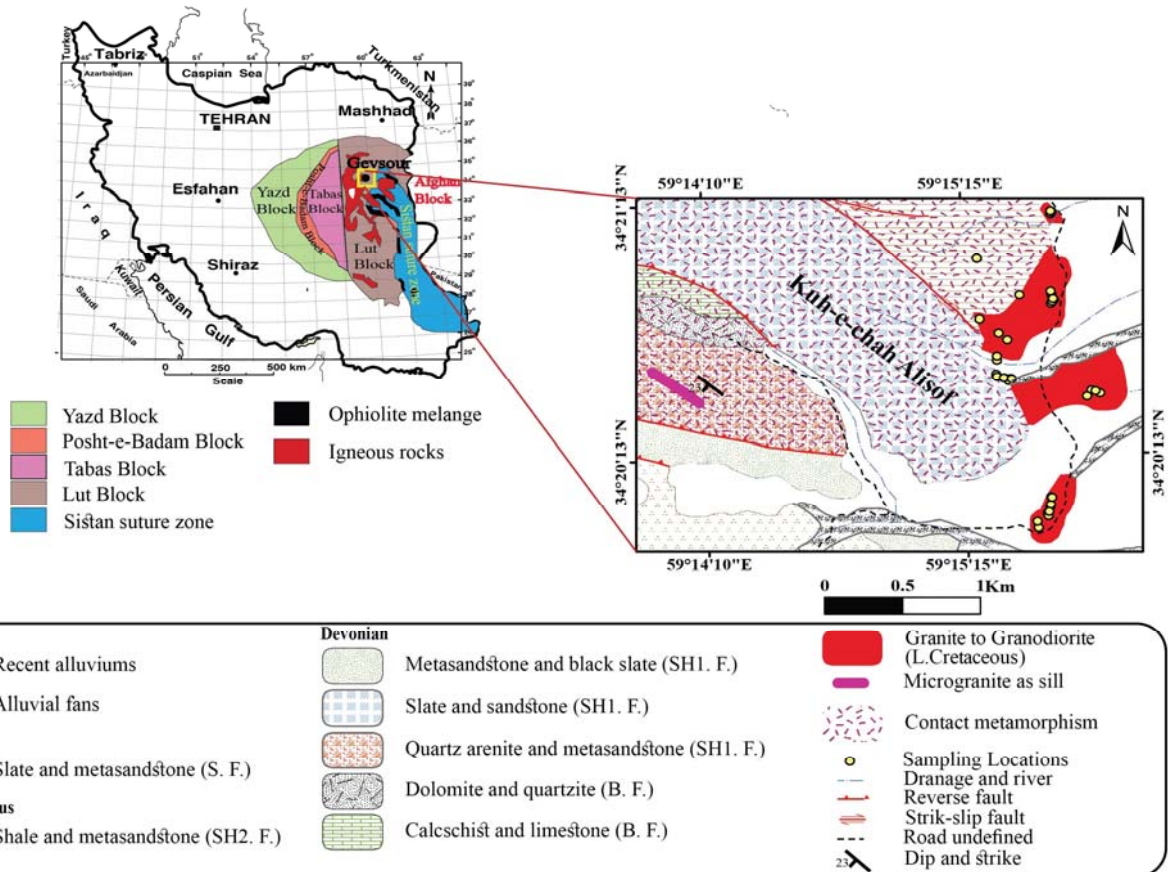
شمار می‌آید (Nabavi, 1976). این محدوده قسمتی از نقشه

۱:۱۰۰۰۰۰ نوده (Ghaemi, 2010) و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گناباد

(Foley, 2004) به مختصات طول جغرافیایی ۵۹° ۱۴' ۰۰" تا

در راستای شمال شرقی - جنوب غربی قرار دارند و به صورت توده‌های بیضوی شکل هستند (شکل ۱).

"۱۶°۵۹' شرقی و عرض جغرافیایی "۱۹°۳۴' تا "۱۵°۲۱' شمالی است (شکل ۱). توده‌های گرانیتوئیدی گیسور



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه گیسور، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی نوده (Ghaemi, 2010) با کمی تغییرات. علائم استفاده شده در راهنمای نقشه شامل: B. F.: سازند بهرام، SH1. F.: سازند شیشتو ۱، SH2. F.: سازند شیشتو ۲ و S. F.: سازند سردر هستند.

Fig. 1. Geological map of Geysour area, taken from Map 1: 100,000 Geological Nodeh (Ghaemi, 2010). The symbols used in the map guide include: B. F.: Bahram Formation, SH1. F.: Shishtu1 Formation, SH2. F.: Shishtu 2 Formation and S. F.: Sardar Formation.

(میکروگرانولار مافیک^۱ (Didier and Barbarin, 1991) (کوارتزدیوریت، گرانودیوریت تا بیوتیت گرانیت)) از ویژگی‌های آن است. توده‌ی میکروگرانیتی به صورت سیل در امتداد شمال غرب - جنوب شرق و با ضخامت ۱-۱/۵ m در میان سنگ-های دگرگونی نفوذ کرده است (شکل ۱).

توده گرانیتوئیدی گیسور دارای طیف ترکیبی محدودی شامل بیوتیت گرانیت (گرانودیوریت)، گرانیت و رگه‌های پگماتیتهی کم پهنا و کم تعداد است. با این حال، ترکیب سنگی چیره این توده گرانیتوئیدی، گرانودیوریت است. همچنین حضور آنکلاوهای دگرگونی (بیوتیت شیسست) و آذرین

1. Mafic Microgranular enclave (MME)

بیوتیت به صورت منفرد و انبوهه همراه کوارتز و مگنتیت در آن دیده می‌شود. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک دارای تغییراتی در شکل و حجم خود و ملانوکرات هستند. در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک مجموعه کانی‌های کوارتز و پلاژیوکلاز چشمی و انبوهه‌های بیوتیت مشخص است.

پتروگرافی

کانی‌های اصلی گرانودیوریت‌ها عبارتند از: پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین) (۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی)، کوارتز (۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی)، ارتوکلاز (۱۰ تا ۲۵ درصد حجمی) و بیوتیت (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی). کانی‌های فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، مگنتیت و مقادیر بسیار کم مسکویت (در امتداد شکستگی‌های پلاژیوکلاز به صورت ثانویه) هستند (شکل ۲-۲). ترکیب آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک از کوارتز دیوریت، گرانودیوریت تا بیوتیت گرانیت است (Pourmohammad et al., 2020) که دارای بافت ریزدانه تا پورفیری با خمیره ریزبلور و چشم‌هایی بزرگ از تجمعات کوارتز و پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنیتیک نازک و منطقه‌بندی نوسانی هستند. این چشم‌ها به وسیله بلورهای بیوتیت احاطه شده‌اند که چنین بافتی آناستوموسینگ نامیده می‌شود. زمینه این آنکلاوها علاوه بر بیوتیت دارای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی، سوزن‌های پر تعداد آپاتیت و کوارتز است. میکروگرانیت دارای بافت پورفیری با خمیره‌ی ریز بلور است. فنوکریست‌های آن عبارتند از پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت. کانی‌های فرعی آن شامل آلانیت و سوزن‌های آپاتیت همراه با کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلسیت هستند. آلانیت خودشکل و با منطقه‌بندی نوسانی دیده می‌شود و در نور معمولی، چند رنگی زرد تا قهوه‌ای دارد.

بیوتیت تنها کانی فرومنیزین سنگ‌های گرانیتوئیدی گیسور است. بیوتیت‌ها در گرانودیوریت و آنکلاو، شواهدی را مبنی بر تغییر شکل یا تجزیه‌شدگی به کلریت نشان نمی‌دهند (شکل ۲). بنابراین آنها به عنوان بیوتیت اولیه تفسیر می‌شوند (Lalonde

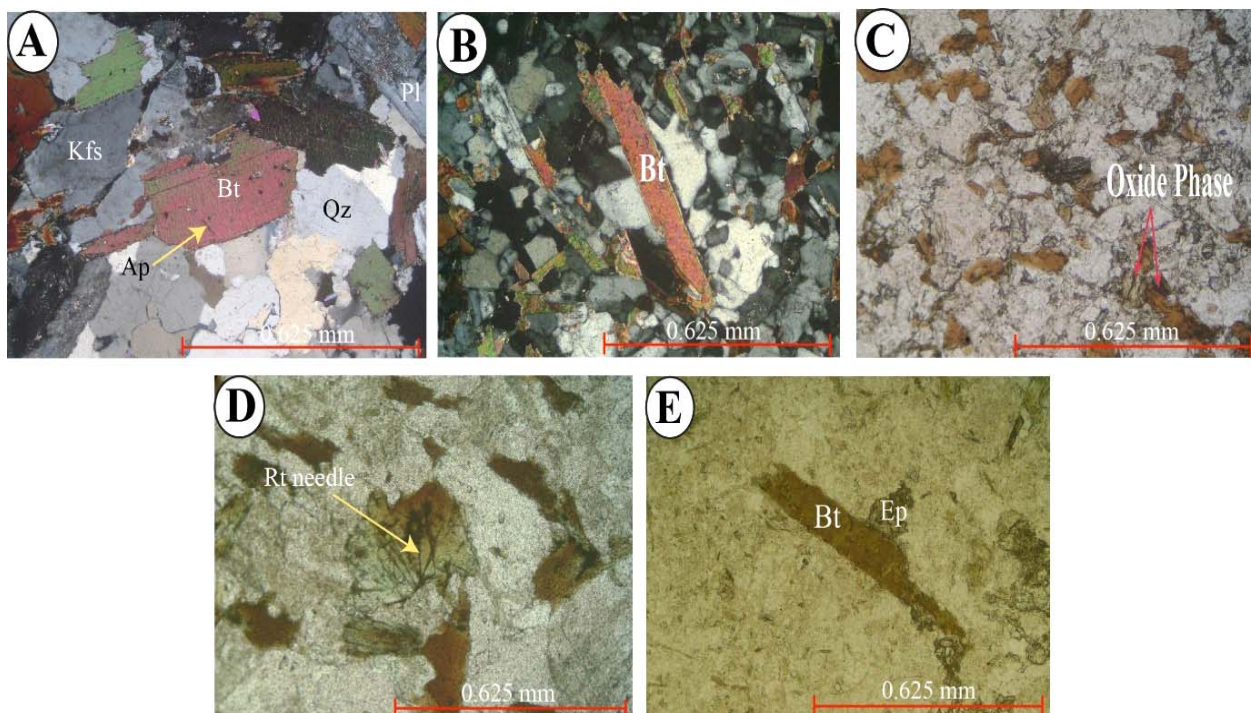
and Bernard, 1993). بیوتیت در آنکلاو به حالت تیغه‌ای است (شکل ۲-B). فازهای اکسیدی در امتداد رخ‌ها و در حواشی بیوتیت موجود در زمینه آنکلاو دیده می‌شوند (شکل ۲-C). همچنین در آنکلاو میکروگرانولار مافیک به طور اندک و موضعی در برخی از بیوتیت‌ها، سوزن‌های ریز روتیل آزاد شده است و بیوتیت به رنگ سبز درآمده است که می‌تواند نشانه دگرسانی به کلریت باشد (شکل ۲-D)؛ اما در نمونه میکروگرانیت کمی به کلریت تبدیل شده‌اند و سبب آزاد شدن اکسیدهای آهن و تیتان در سطح آن شده است (شکل ۲-E). بیوتیت‌ها چند رنگی قرمز تیره تا قهوه‌ای و زرد نشان می‌دهند. بیوتیت دارای ادخال‌هایی از زیرکن و آپاتیت است. در اطراف ادخال‌های زیرکن هاله پلوکروئیک وجود دارد. در برخی حالات بیوتیت به صورت انبوهه در میان بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند؛ هر چند که به صورت پراکنده در زمینه و یا اطراف چشم‌های پلاژیوکلازی قابل مشاهده‌اند. فلدسپارها به صورت بخشی به سرسیت و کائولینیت تجزیه شده‌اند. حضور کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، سرسیت و مگنتیت نشان‌دهنده دگرسانی پتاسیک است (Boomeri et al., 2019).

شیمی بیوتیت

نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت نمونه‌های گرانودیوریت، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و میکروگرانیت گیسور در جدول ۱ ارائه شده است. فرمول محاسبه شده در جدول یاد شده بر اساس $Z+22$ بار کاتیونی است که Z مقدار آهن سه ظرفیتی است (Stevens, 1946; Foster, 1960; Rimsaite, 1970) و با استفاده از برنامه رایانه‌ای MICA+ (Yavuz, 2003a, 2003b) محاسبه شده است (معادل ۱۱ اکسیژن است). در محاسبه آهن سه ظرفیتی (فریک) در بیوتیت‌ها از روش عادی‌سازی (Dymek, 1983) استفاده شده است. جدول ۱ نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها در زمره میکاهای تری‌اکتاهدری واقعی قرار دارند؛ زیرا بیش از ۵۰ درصد کاتیون‌های موجود در

M بین ۲/۷۴ تا ۲/۸۶ (بیش از ۲/۵) متغیر است، بنابراین در گروه میکاهای تری اکتاهدری قرار می‌گیرد.

موقعیت I، یک ظرفیتی است (Rieder et al., 1998). مقدار کاتیون K^+ ، بین ۹۵/۳۶٪ تا ۹۹/۱۶٪ تغییر می‌کند. به علاوه مقدار

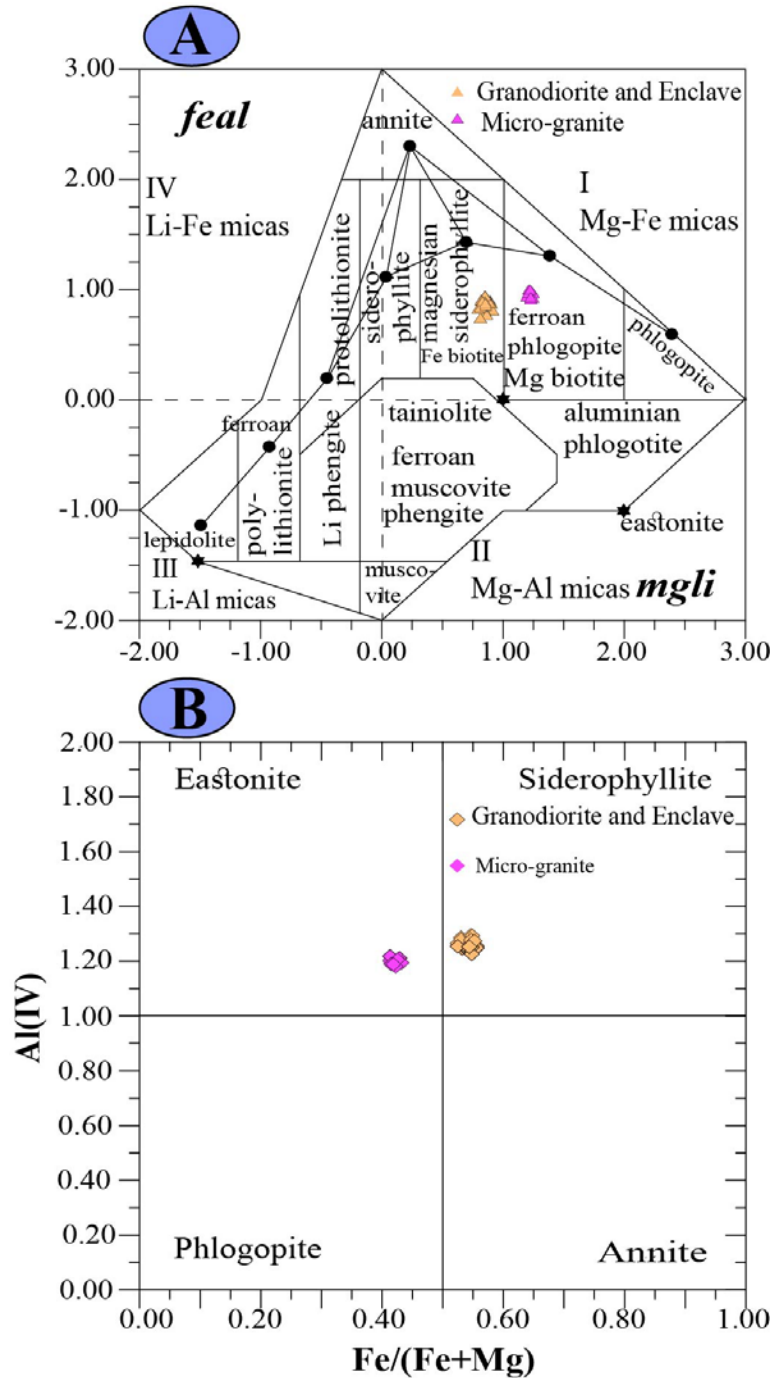


شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی سنگ های گرانیتوئیدی منطقه گیسور. A: بیوتیت در گرانودیوریت، پلاژیوکلاز در گوشه بالا سمت راست به طور بخشی سریستی و فلدسپار پتاسیم کمی کائولینتی شده است. همچنین بیوتیت دارای ادخال از آپاتیت است، B: بیوتیت در آنکلاو به صورت تیغه ای دیده می‌شود، C: فازهای اکسیدی در امتداد رخ و حاشیه بیوتیت‌ها در آنکلاو، D: سوزن‌های ریز روتیل در بیوتیت آنکلاوها و E: بیوتیت در میکروگرانیت که در حاشیه کمی به کلریت تجزیه شده است. علائم اختصاری از ویتنی و ایونز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ap: آپاتیت، Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوآرتز و Rt: روتیل).

Fig. 2. Microscopic images of granitoid rocks in the Geysour area. A: Biotite in granodiorite, the plagioclase in the upper right corner is partially sericitized and potassium feldspar slightly kaolinized. Biotite also has a inclusion of apatite, B: Biotite in the enclave is seen as a blade, C: The oxide phases are released along the cleavages and margins of biotites in the enclave, D: Rutile needles in biotite in enclave, and E: Biotite in microgranite that biotite margine altered into chlorite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap: apatite, Bt: biotite, Ep: Epidote, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Qz: quartz, Rt: rutile).

فلوگوپیت آهن‌دار) قرار می‌گیرند. در نمودار چهارضلعی میکاهای تری اکتاهدر، بیوتیت نمونه‌های گرانودیوریت (GG_5) و آنکلاو (GG_{10}) در محدوده سیدروفیلیت و بیوتیت نمونه میکروگرانیت (Ch_{1-7}) در محدوده ایستونیت قرار می‌گیرد (شکل ۳-B).

بیوتیت‌ها در جدول ۱ و نمودار $Mg-Li$ ($Mg-Li$) در مقابل Fe^{VI} (Tischendorf et al., 1997) (شکل ۳-A). بیوتیت نمونه‌های گرانودیوریت و آنکلاوها در گروه I و گروه بیوتیت‌های آهن‌دار (سیدروفیلیت منیزیم‌دار) قرار دارند و بیوتیت نمونه‌های میکروگرانیت در گروه I و گروه بیوتیت‌های منیزیم‌دار



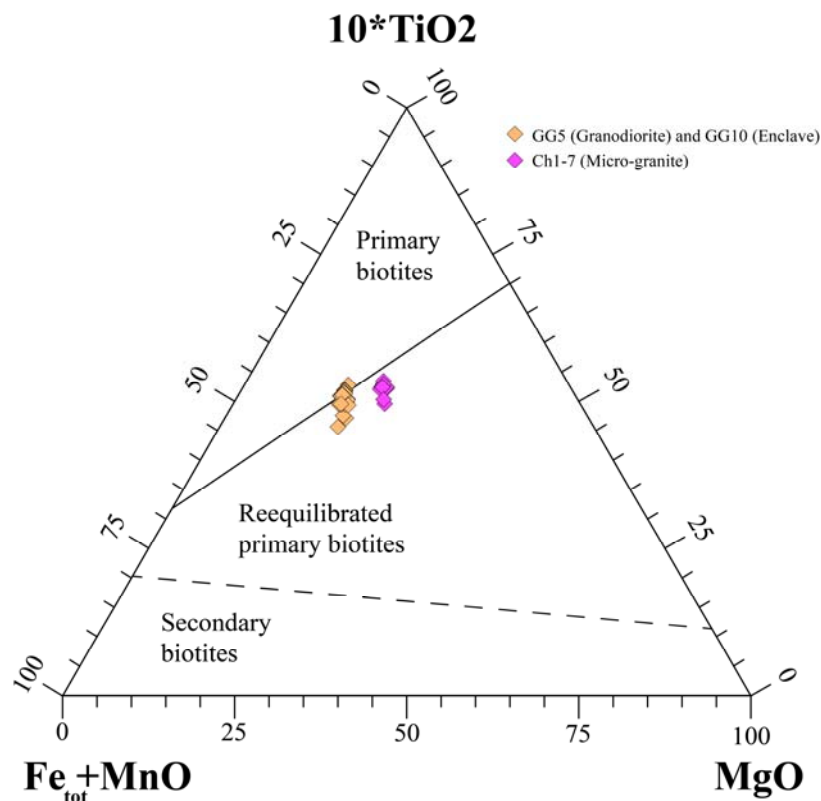
شکل ۳. A: نمودار $mgli$ (Mg-Li) versus $feal$ ($Fe_{tot} + Mn + Ti - Al^{VI}$)، بیوتیت در نمونه گرانودیوریت و آنکلاو گیسور در گروه I و در محدوده بیوتیت آهن دار قرار دارد و در نمونه میکروگرانیت نیز در گروه I و در محدوده بیوتیت منیزیم دار قرار دارد (Tischendorf et al., 1997) و B: نمودار $Al^{IV} - Fe/(Fe+Mg)$ ، در این نمودار بیوتیت در نمونه گرانودیوریت و آنکلاو گیسور در محدوده سیدروفیلیت و در نمونه میکروگرانیت در محدوده ایستونیت قرار می گیرد.

Fig. 3. A: $mgli$ (Mg-Li) versus $feal$ ($Fe_{tot} + Mn + Ti - Al^{VI}$) diagram, biotite is located in Geysour granodiorite and enclave specimens in group I and in the range of ferrous biotite and in microgranite specimens in group I and magnesium biotite range (Tischendorf et al., 1997), and B: $Al^{IV} - Fe/(Fe+Mg)$ diagram, biotite in Geysour granodiorite and enclave samples are in siderophyllite area and in microgranite sample is in eastonite area.

نمونه گرانودیوریت و آنکلاو کمتر است. چنان که در جدول ۱ مشاهده می شود، مجموع Si+Al در موقعیت تتراهدرا برابر ۴ است و در این موقعیت به علت فراوانی Al؛ توسط کاتیون های سه ظرفیتی Ti و Fe اشغال نشده اند، بنابراین در این موقعیت جایگزینی $SiAl^{IV}$ انجام شده است.

نمودار مثلثی $10 * TiO_2 - (FeO_{tot} + MnO) - MgO$ که توسط ناچیت و همکاران (Nachit et al., 2005) پیشنهاد شده است، به عنوان ابزاری کمی برای تشخیص بیوتیت های ماگمایی اولیه از بیوتیت های دوباره به تعادل رسیده و ثانویه استفاده می شود. ترکیبات بیوتیت ها بر روی این نمودار نشان می دهد که همه بیوتیت ها در محدوده بیوتیت اولیه دوباره به تعادل رسیده، قرار می گیرند؛ اما نزدیک به محدوده بیوتیت اولیه هستند (شکل ۴).

شیمی بیوتیت ها در نمونه های گرانودیوریت نشان می دهد که محتوای $Mg \leq 0.98$ ، $1.10 \leq Fe_{tot} \leq 1.20$ ، $1.69 \leq Al_{tot} \leq 1.84$ و $0.91 \leq Si \leq 2.7$ ، $0.13 \leq Ti \leq 0.16$ است. در نمونه آنکلاو محتوای $0.09 \leq Fe_{tot} \leq 1.16$ ، $1.69 \leq Al_{tot} \leq 1.75$ و $0.97 \leq Mg \leq 1.02$ ، $0.14 \leq Ti \leq 0.17$ و $Si \approx 2.7$ است. در این مقایسه مقدار Al_{tot} و Si برای هر دو نمونه مشابه است. با این حال مقادیر Mg و Ti در آنکلاو کمی بیش از گرانودیوریت است؛ ولی مقدار Fe_{tot} در گرانودیوریت بیشتر از آنکلاو است. شیمی بیوتیت ها در میکروگرانیت شامل $1.41 \leq Al_{tot} \leq 1.48$ ، $1.00 \leq Fe_{tot} \leq 1.04$ ، $1.35 \leq Mg \leq 1.42$ و $Si \approx 2.8$ و $0.16 \leq Ti \leq 0.19$ است. بر این اساس محتوای Mg، Si، Ti و نسبت به دو نمونه دیگر بیشتر است و مقادیر Al_{tot} و Fe_{tot} از دو

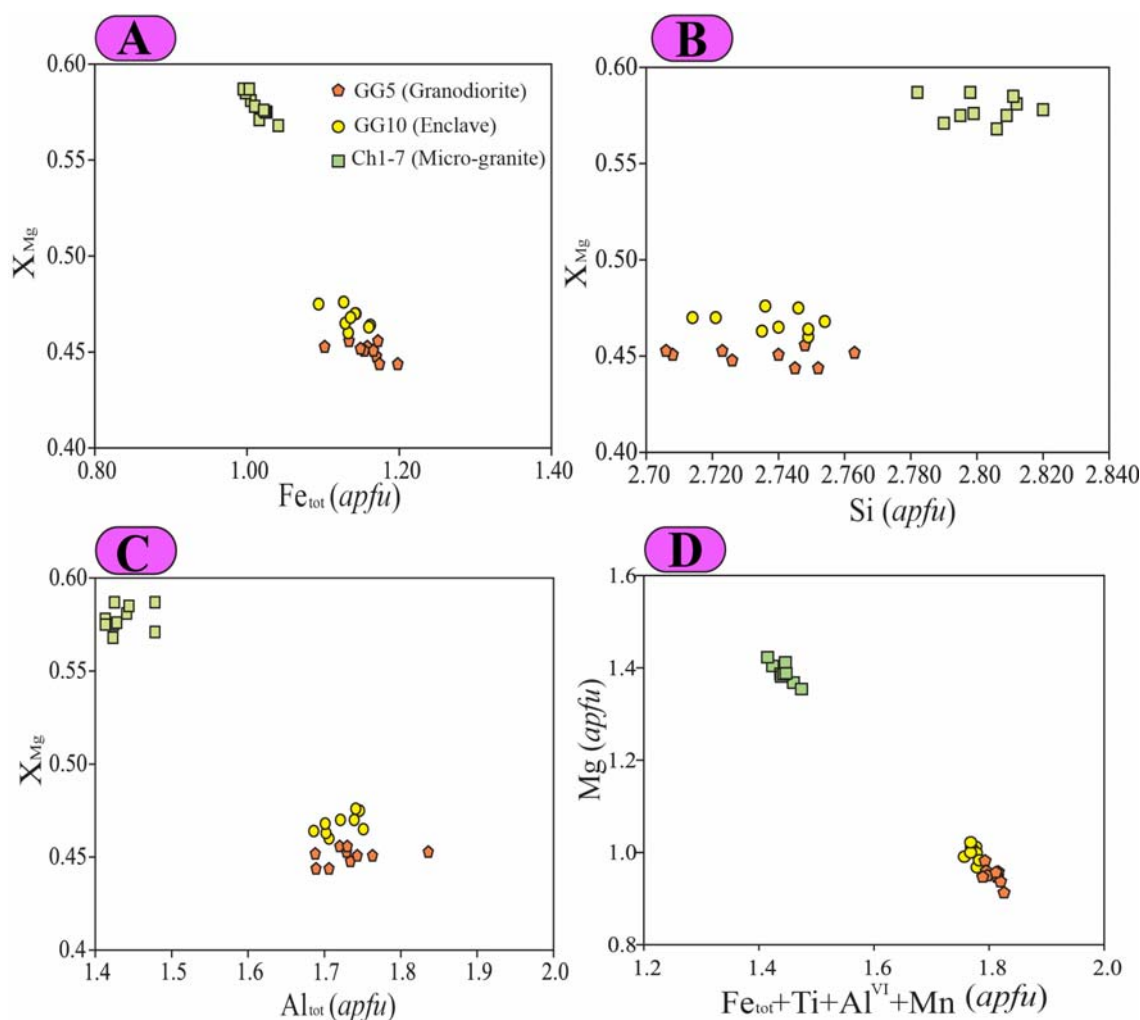


شکل ۴. نمودار مثلثی $10 * TiO_2 - (FeO_{tot} + MnO) - MgO$ (Nachit et al., 2005)، در این نمودار بیوتیت های همه نمونه های گیسور در محدوده بیوتیت های اولیه دوباره به تعادل رسیده، قرار دارند؛ هر چند که به محدوده بیوتیت های اولیه نزدیک هستند.

Fig. 4. Triangular diagram of $10 * TiO_2 - (FeO_{tot} + MnO) - MgO$ (Nachit et al., 2005), in which the biotites of all Geysour samples are in reequilibrium biotite field, although they are close to the primary biotite field.

ثابت است؛ ولی مقدار X_{Mg} در میکروگرانیت بیش از گرانودیوریت و آنکلاو است (شکل ۵-B و C). چنان‌که در این شکل دیده می‌شود، X_{Mg} در نمونه‌های گرانودیوریت‌ها و آنکلاوها با هم هم‌پوشانی دارند. بنابراین همان‌طور که دورایس و همکاران (Dorais et al., 1997) پیشنهاد می‌کنند، آنها از یک ماگمای مشابه متبلور شده‌اند. به هر حال، شکل ۵-D نشان می‌دهد که Mg با کاتیون‌های موجود در موقعیت اکتاهدر (M) که مشتمل بر $Fe_{tot}+Al^{VI}+Ti+Mn$ می‌شود، کاهش می‌یابد.

کسر مولی Mg ($X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe_{tot})$) در موقعیت بلور بیوتیت، به همراه عناصر دیگر در موقعیت‌های مختلف بلوری ساختار بیوتیت، مؤلفه مهمی برای نشان‌دادن روندهاست (Selby and Nesbitt, 2000; Panigrahi et al., 2008). در بیوتیت‌های بررسی شده، تغییرات برخی از عناصر در موقعیت تتراهدر (T) و اکتاهدر (M) در مقابل X_{Mg} بررسی شده است (شکل ۵). به‌استثنای تغییرات Fe_{tot} در مقابل X_{Mg} (شکل ۵-A)، بقیه نشان می‌دهند که با افزایش مقدار عنصر، مقدار X_{Mg}



شکل ۵. تغییرات برخی از عناصر در موقعیت تتراهدر (T) و اکتاهدر (M) بیوتیت‌های گرانیتوئید گیسور در مقابل X_{Mg} . A، B و C: تغییرات X_{Mg} به

ترتیب در مقابل Fe_{tot} ، Si و Al_{tot} بررسی می‌شود و D: تغییرات Mg در مقابل $Fe_{tot}+Ti+Al^{VI}+Mn$ (M-site minus Mg)

Fig. 5. Changes of some elements in the tetrahedral (T) and octahedral (M) positions of Geysour granitoid biotites against X_{Mg} . A, B and C: X_{Mg} has changes against Fe_{tot} , Si and Al_{tot} , respectively, and D: Mg changes vs. $Fe_{tot} + Ti + Al^{VI} + Mn$ (M-site minus Mg)

دما-فشار سنجی**دما سنجی**

غلظت Ti در بیوتیت به عنوان تابعی اولیه از تغییر شرایط دما، آن را به یک زمین دماسنج بالقوه تبدیل کرده است (Engel and Engel, 1960; Kwak, 1968; Robert, 1976; Dymek, 1983; Patiño Douce, 1993). اما عواملی که مشارکت Ti در بیوتیت را تحت تأثیر قرار می دهد، شامل تعامل نسبتاً پیچیده دما، فشار، شیمی کانی بیوتیت و مجموعه کانی های همزیست است (Guidotti et al., 1977; Dymek, 1983; Labotka, 1983; Guidotti, 1984; Guidotti et al., 1988; Guidotti and Sassi, 2002; Henry and Guidotti, 2002). روبرت (Robert, 1976) دریافت که حلالیت Ti در بیوتیت با افزایش دما بیشتر می شود؛ اما افزایش فشار تأثیر متضادی دارد و با افزایش فشار، غلظت Ti کاهش می یابد (Forbes and Flower, 1974; Robert, 1976; Arima and Edgar, 1981; Tronnes et al., 1985). به علاوه آزمایش های انجام شده نشان می دهد که مقدار Ti در بیوتیت اغلب با افزایش مقدار Fe زیاد می شود (Arima and Edgar, 1981; Abrecht and Hewitt, 1988). ترکیب این مؤلفه ها می تواند تأثیری اساسی در محتوای Ti در بیوتیت ایجاد کنند (Henry et al., 2005). هنری و همکاران (Henry et al., 2005) توانستند زمین دماسنجی را برای بیوتیت های موجود در سنگ های پرآلومینوس که برای فشارهای ۶-۴ Kbar کالیبره شده اند، به دست آورند. دماها می توانند از قرارگیری نمونه ها بر روی نمودار Ti-Mg/(Mg+Fe) به دست آیند (شکل ۶). این دماها منحنی های غیر خطی هستند که از رابطه زیر به دست می آیند:

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

T دما بر حسب °C است، Ti مقدار تیتانیوم در واحد فرمولی بر حسب *apfu* نرمالیز شده به ۲۲ اکسیژن است، $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ و $a = -2.3594$ ، $b = 4.6482 \times 10^{-9}$ و $c = -1.7283$ است. این رابطه برای $X_{\text{Mg}} = 0.275 - 1.000$ ، $T = 480 - 800$ °C و $\text{Ti} = 0.04 - 0.60$ *apfu* اعتبار دارد. بر اساس شکل ۶ و تابع بالا، دمای متوسط تبلور بیوتیت در

گرانودیوریت ۶۶۱/۰۳ درجه سانتی گراد (۶۵۳/۳۵ تا ۶۶۷/۶۰ درجه سانتی گراد)، آنکلاو ۶۵۴/۸۸ درجه سانتی گراد (۶۳۱/۱۸ تا ۶۷۴/۶۰ درجه سانتی گراد) و میکروگرانیت ۷۰۳/۱۴ درجه سانتی گراد (۶۸۹/۳۶ تا ۷۱۰/۳۷ درجه سانتی گراد) است. زمین دماسنجی بر اساس تبادلات زوج کاتیون های Ti و Fe^{2+} در بیوتیت برای سنگ های آتشفشانی سیلیسی به صورت زیر است (Luhar et al., 1984):

$$T(^{\circ}\text{C}) = 838 / (1.0337 - (\text{Ti}/\text{Fe}^{2+})) - 273.15$$

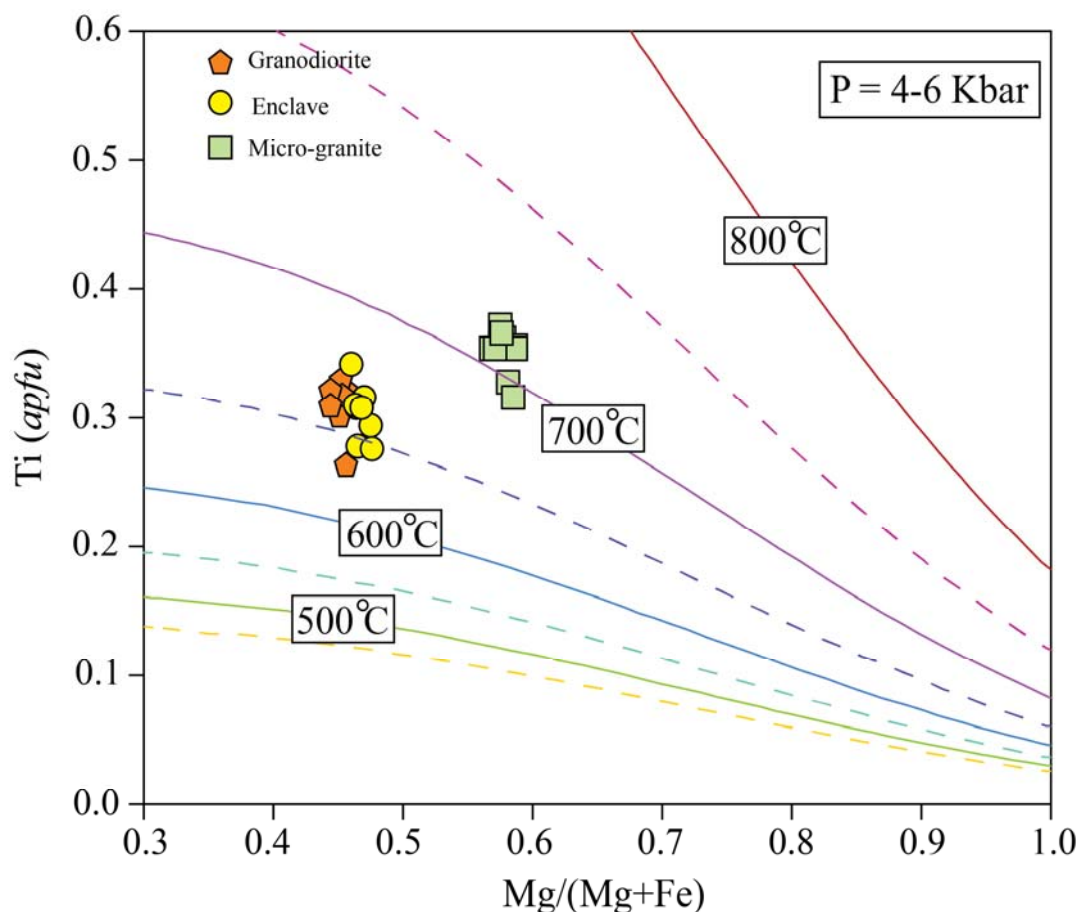
بر اساس این تابع دمای متوسط تبلور بیوتیت در گرانودیوریت ۷۰۱/۵۷ درجه سانتی گراد (۶۸۴/۵۱ تا ۷۳۲/۰۱ درجه سانتی گراد)، آنکلاو ۶۹۶/۲۸ درجه سانتی گراد (۶۸۷/۵۲ تا ۷۲۴/۱۶ درجه سانتی گراد) و در میکروگرانیت ۷۰۸/۷۴ درجه سانتی گراد (۶۹۱/۴۳ تا ۷۳۲/۰۱ درجه سانتی گراد) به دست آمد (جدول ۲) که با مقادیر به دست آمده از تابع هنری و همکاران (Henry et al., 2005) هماهنگی خوبی دارد.

فشار سنجی

یوچیدا و همکاران (Uchida et al., 2007) تطابق مثبت خوبی بین محتوای Al_{tot} در بیوتیت و فشار انجماد سنگ های گرانیتی به وسیله زمین فشارسنج های اسفالریت و هورنبلند و مجموعه کانی های سنگ های هم جوار برقرار کردند. این انطباق پیشنهاد می کند که محتوای Al_{tot} بیوتیت می تواند برای تخمین فشار (P) انجماد سنگ های گرانیتی به کار رود. رابطه تجربی که از آن به دست آمد عبارت است از:

$$P(\text{Kbar}) = (3.03 \cdot \text{Al} - 6.53) \pm 0.33$$

Al^{T} محتوای Al در بیوتیت بر اساس ۲۲ اکسیژن است. بنابراین محاسبات انجام شده بر اساس این تابع مقدار فشار متوسط برای گرانودیوریت ۳/۹۸ Kbar، آنکلاو ۳/۹۰ Kbar و میکروگرانیت ۲/۱۸ Kbar به دست آمد (جدول ۲). چنان که این مقادیر نشان می دهند، مقادیر به دست آمده از گرانیت و آنکلاو نزدیک به هم است، این مهم نشان می دهد که به هنگام انجماد، آنکلاوها در توده گرانیتی غوطه ور بوده اند و مقدار به دست آمده برای میکروگرانیت کمتر است؛ زیرا میکروگرانیت، توده ای نیمه عمیق و به صورت سیل است.



شکل ۶. نمودار Ti (apfu) در مقابل Mg/(Mg+Fe) (Henry et al., 2005) برای بیوتیت‌های گیسور
Fig. 6. Ti (apfu) versus Mg/(Mg+Fe) diagram (Henry et al., 2005) for Geysour biotites

فوکاسیتنه اکسیژن

پژوهش‌های پیشین (Wones and Eugaster, 1965; Dodge et al., 1969; De Albuquerque, 1973; Barrière and Cotton, 1979; Neiva, 1981) اشاره کردند که محتوای Fe^{3+} و نسبت $Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)$ اطلاعاتی را درباره فوکاسیتنه اکسیژن در زمان تبلور ارائه می‌کنند. در نمودار سه‌تایی Fe^{2+} - Fe^{3+} -Mg (Wones and Eugster, 1965; Dodge et al., 1969; Kanisawa, 1972, 1974) (شکل ۷-۸)، مقایسه ترکیبات بیوتیت را با بافرهای معمول اکسیژن از قبیل QFM (quartz-fayalite-magnetite)، 1NNO و 1HM نشان می‌دهد که بیوتیت توده گرانودیوریتی و

آنکلاوها در بالای بافر NNO قرار دارند که با ترکیبات بیوتیت ماگماهای نوع اکسیدی و سری مگنتیت (Ishihara, 1977) مطابقت می‌کند و بیوتیت توده نیمه‌عمیق میکروگرانیت در زیر خط بافر NNO و در محدوده بافر QFM واقع می‌شود. بنابراین همان‌طور که هونما (Honma, 1974) اشاره می‌کند، گرانیتوئیدهای سری ایلمنیت، معمولاً در زیر و یا اطراف بافر NNO قرار می‌گیرند. به‌علاوه پورمحمد و همکاران (Pourmohammad et al., 2020) توده گرانودیوریتی، آنکلاو و توده نیمه‌عمیق میکروگرانیت را گرانیت نوع I دما پایین در نظر می‌گیرند که با سری مگنتیت معادل است. همچنین

1. Nickel-Nickel Oxide
 2. Hematite-Magnetite

مواد کربنی در دسترس ندارند و جزو سری مگنتیت هستند) و در میان سنگ‌های دگرگونی احتمالاً با مواد کربنی (گرافیت) در تعامل بوده است (Ishihara, 1977). بنابراین چنان‌که در شکل ۷-A و B دیده می‌شود، نمونه‌های بیوتیت آن در فوگاسیته اکسیژن کمتر تشکیل شده‌اند.

فشار انجماد محاسبه شده، مقادیر کمتری را برای میکروگرانیت نشان می‌دهد و شواهد صحرایی نیز بازگوکننده این است که توده میکروگرانیت به صورت سیل در میان سنگ‌های دگرگونی قرار گرفته است. این شواهد نشان می‌دهند که توده میکروگرانیتی در اعماق کمتر (برخلاف توده‌های عمیق که

جدول ۲. محاسبات دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن برای بیوتیت نمونه‌های گرانیتوئید گیسور

Table 2. Calculations of temperature, pressure, and oxygen fugacity for biotite in granitoid samples of Geysour

| GG5 (Granodiorite) | | | | | | | | | | |
|-----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Sample | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 |
| T(°C) ¹ | 656.29 | 662.40 | 661.94 | 667.60 | 653.35 | 655.34 | 664.40 | 663.95 | 663.99 | 631.18 |
| T(°C) ² | 684.51 | 701.03 | 732.01 | 723.35 | 696.08 | 686.40 | 717.33 | 704.27 | 698.29 | 672.45 |
| P(Kbar) | 3.71 | 3.81 | 4.60 | 3.70 | 4.03 | 4.15 | 3.95 | 3.95 | 3.98 | 3.89 |
| log fO ₂ | -16.67 | -16.23 | -15.44 | -15.66 | -16.36 | -16.62 | -15.81 | -16.15 | -16.30 | -17.00 |
| GG10 (Enclave) | | | | | | | | | | |
| Sample | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 | |
| T(°C) ¹ | 642.65 | 659.39 | 641.91 | 659.51 | 658.72 | 663.85 | 663.79 | 674.60 | 653.17 | |
| T(°C) ² | 677.99 | 698.56 | 691.17 | 689.28 | 687.56 | 687.52 | 692.00 | 724.16 | 718.29 | |
| P(Kbar) | 4.02 | 3.78 | 4.08 | 3.78 | 3.69 | 4.01 | 3.90 | 3.81 | 4.05 | |
| log fO ₂ | -16.85 | -16.30 | -16.49 | -16.54 | -16.59 | -16.59 | -16.47 | -15.64 | -15.79 | |
| Ch1-7 (Micro-granite) | | | | | | | | | | |
| Sample | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| T(°C) ¹ | 708.26 | 710.37 | 702.45 | 706.26 | 701.65 | 707.04 | 707.13 | 704.87 | 689.36 | 693.97 |
| T(°C) ² | 719.67 | 719.85 | 705.22 | 714.41 | 699.74 | 732.01 | 707.96 | 705.08 | 691.43 | 692.05 |
| P(Kbar) | 2.12 | 2.03 | 2.43 | 2.11 | 2.09 | 2.43 | 2.03 | 2.10 | 2.22 | 2.20 |
| log fO ₂ | -16.52 | -16.52 | -16.90 | -16.66 | -17.04 | -16.21 | -16.82 | -16.90 | -17.27 | -17.25 |

1. Henry et al., 2005

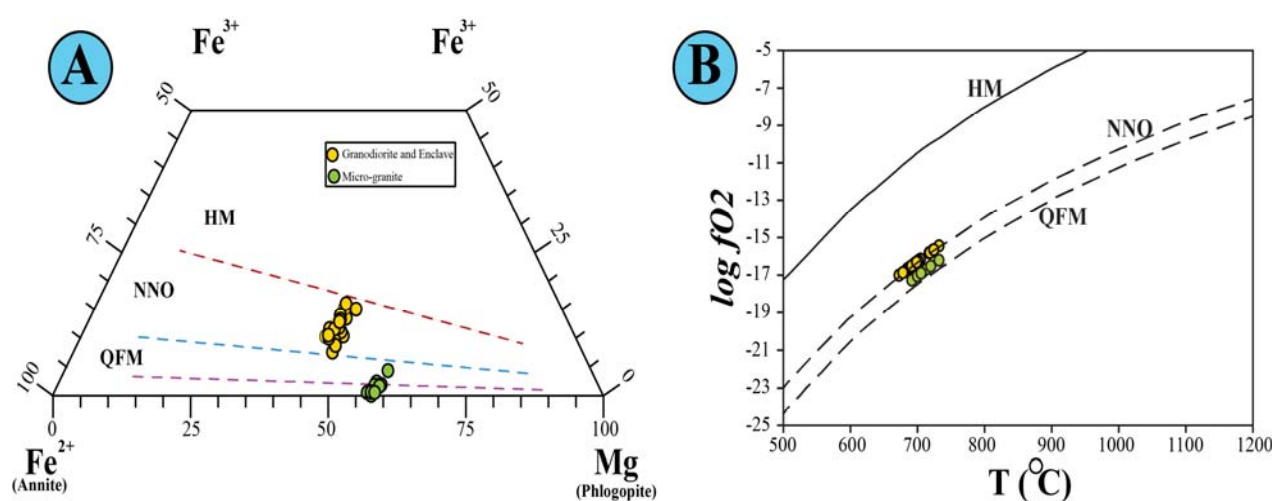
2. Luhr et al., 1984

۰/۴۷ و در نمونه‌های میکروگرانیت ۰/۵۷ تا ۰/۵۸ تغییر می‌کند. محتوای F و Cl در بیوتیت نمونه‌های گرانودیوریتی به ترتیب دامنه‌ای از ۰/۲۶ تا ۰/۷۲ و از ۰/۰۳ تا ۰/۰۷ دارد و در آنکلاوها

$X_{\text{Pbl}}(\text{Mg}/\sum \text{Octahedral cations})$ در بیوتیت معمولاً دامنه‌ای از ۰/۴۴ تا ۰/۵۸ دارد؛ به طوری که بیوتیت در نمونه‌های گرانودیوریت دامنه‌ای از ۰/۴۴ تا ۰/۴۵، در آنکلاوها از ۰/۴۶ تا

گوگرد در ماگما یا سیالات افزایش می‌یابد (Wones and Eugster, 1965). اما شکل γ -A و B نشان می‌دهد که بیوتیت نمونه میکروگرانیت که X_{Phl} بیشتر از سایر نمونه‌ها دارد، فوگاسیته اکسیژن آن در محدوده QFM قرار دارد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که میزان X_{Phl} آن تحت تأثیر اصل طرد Fe-F بوده است.

به ترتیب از ۰/۳۵ تا ۰/۷۸ و از ۰/۰۳ تا ۰/۰۵۶ تغییر می‌کند و در میکروگرانیت از ۰/۳۱ تا ۱/۰۴ و از ۰/۰۵۵ تا ۰/۱۶ متغیر است. همبستگی بین Mg و F ، متأثر از شیمی بلور است که تحت با اصل طرد Fe-F شناخته می‌شود (Munoz, 1984). بنابراین بالابودن میزان Mg در میکروگرانیت نتیجه افزایش F است. X_{Phl} در بیوتیت‌ها با افزایش فوگاسیته اکسیژن یا فوگاسیته



شکل ۷. A: نمودار سه‌تایی Fe^{2+} - Fe^{3+} - Mg ، مقایسه ترکیبات بیوتیت نمونه‌های گرانودیوریت، آنکلاو و میکروگرانیت گیسور با بافرهای QFM، NNO و HM و B: نمودار $\log fO_2$ - T ($^{\circ}\text{C}$)، بیوتیت در نمونه‌های میکروگرانیت در محدوده QFM قرار دارد و در گرانودیوریت و آنکلاو بر روی بافر NNO قرار گرفته است (Wones and Eugster, 1965).

Fig. 7. A: Fe^{2+} - Fe^{3+} - Mg ternary diagram, comparing biotite compositions of Geysour granodiorite, enclave and microgranite samples with QFM, NNO and HM buffers, and B: $\log fO_2$ - T ($^{\circ}\text{C}$) diagram, biotite in microgranite samples is located within the QFM range and in granodiorite and enclave is on NNO buffer (Wones and Eugster, 1965).

(۱) مجموعه‌های آلکان غیرکوهزایی (نوع A) که در ارتباط با محیط‌های زمین‌ساختی کششی هستند.

(۲) مجموعه‌های پرآلومینوس مشتمل بر گرانیت‌های برخوردی و نوع S است.

(۳) مجموعه‌های کوهزایی کالک‌آلکان (نوع I) که در محیط‌های مرتبط با فرورانش تشکیل شده‌اند.

پورمحمد و همکاران (Pourmohammad et al., 2020) شواهدی را ارائه می‌کنند که توده گرانودیوریتی و آنکلاوهای گیسور با توده گرانیتوئیدی نوع I دما پایین Cobargo مشابه

تعیین محیط زمین‌ساختی

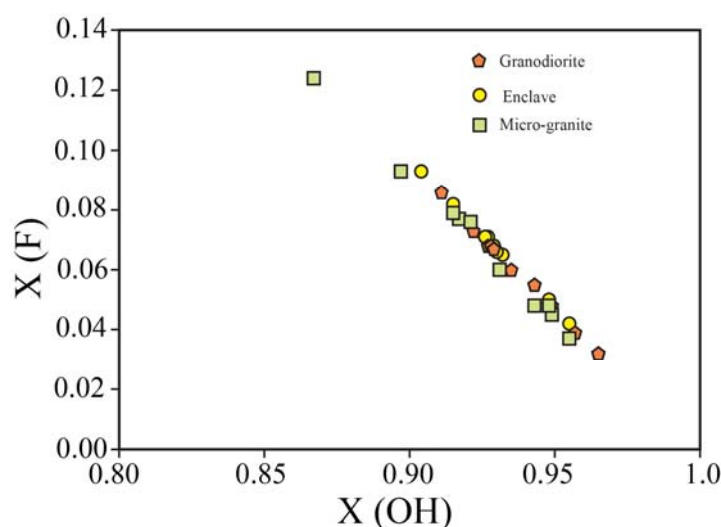
عبدالرحمان (Abdel-Rahman, 1994) با بررسی بیوتیت‌های مجموعه‌های آذرین کمرندهای زمین‌ساختی فانروزوئیک و برخی از کمرندهای پروتروزوئیک در سرتاسر جهان و با استفاده از نمودارهایی بر اساس عناصر اصلی در بیوتیت سنگ‌های آذرین، سه نوع ماگمای مجزا را از همدیگر تفکیک کرد. نتایج این پژوهش نشان داد که ترکیب بیوتیت‌های آذرین، ماهیت ماگمای میزبان را مشخص می‌کند. ترکیب بیوتیت‌های مورد استفاده شامل موارد زیر است:

ارتباط با سیستم فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت را برای گرانیتوئید گیسور پیشنهاد کرده اند.

روابط فوگاسیته هالوژن

شکل ۸، روند همبستگی منفی بین کسرهای مولی F و OH را در ساختار بیوتیت نشان می‌دهد؛ اما این همبستگی بین کسرهای مولی Cl و OH دیده نمی‌شود. بنابراین جایگزینی F⁻ به جای OH⁻ در ساختار بیوتیت‌های گیسور رخ داده است. از طرفی پورمحمد و همکاران (Pourmohammad et al., 2020) در هنگام خردایش و فرایند آماده‌سازی نمونه‌های گرانودیوریتی گیسور مقادیری سافیرین به دست آوردند که آن را در ارتباط با حضور سیالات فلوئوردار می‌دانند.

است. از طرفی عبدالرحمان (Abdel-Rahman, 1994) برای کالیبره کردن نمودارهای خود، از بیوتیت‌های مجموعه I دما بالا نظیر Jindabyne در استرالیا استفاده کرده است. Cobargo و Jindabyne هر دو توسط وایت و چاپل (White and Chapple, 2004) در استرالیا مورد بررسی قرار گرفته‌اند و به ترتیب متعلق به گرانیت‌های نوع I دما پایین و I دما بالا هستند. بنابراین استفاده کردن از نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی با استفاده از ترکیب بیوتیت‌ها (Abdel-Rahman, 1994) برای مجموعه‌های I دما پایین مناسب نیست. پورمحمد و همکاران (Pourmohammad et al., 2020) بر اساس الگوی عناصر کمیاب، تجزیه و تحلیل داده‌ها بر اساس نسبت‌های لگاریتمی و نمودارهای متمایزکننده زمین‌ساختی-شیمیایی محیطی زمین‌ساختی هم‌زمان تا پس از برخورد در



شکل ۸. نمودار X_F در مقابل X_{OH} ، جایگزینی F^- به جای OH^- در ساختار بیوتیت همه نمونه‌های گیسور (Munoz, 1984)

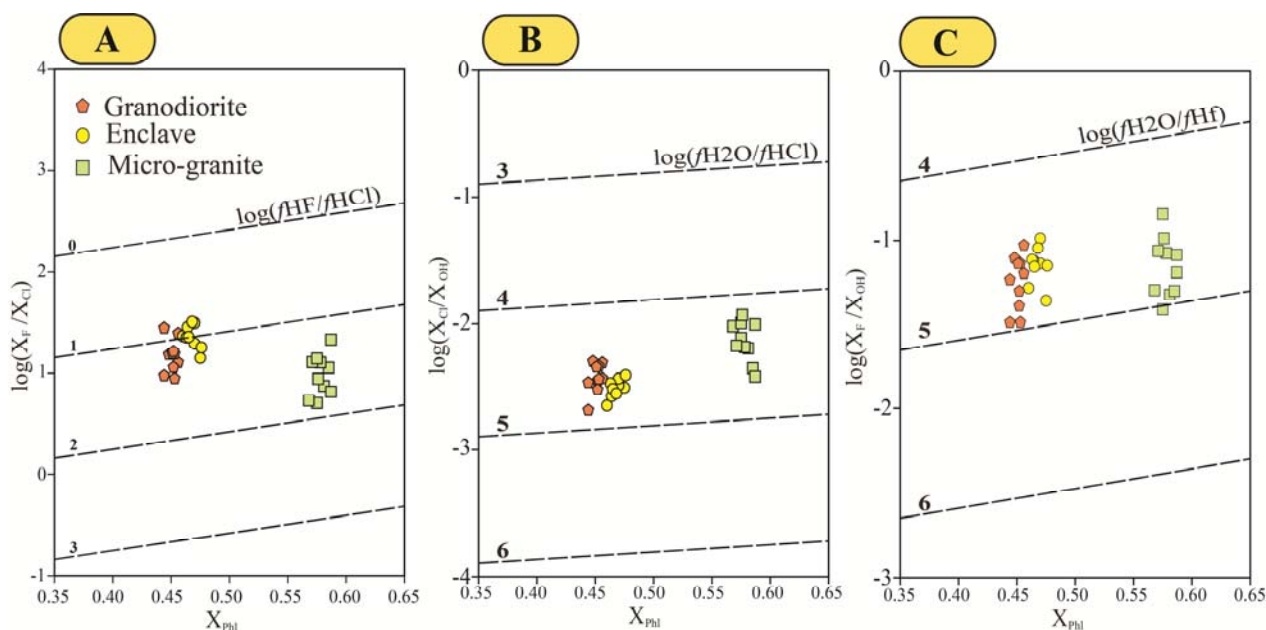
Fig. 8. X_F vs. X_{OH} diagram, replacement of F^- instead of OH^- in the biotite structure of all Geysour samples (Munoz, 1984)

است (Munoz, 1984, 1992). بدین ترتیب داده‌های ترمودینامیکی و تجربی از ترکیب بیوتیت برای محاسبه نسبت‌های فوگاسیته هالوژن در مذاب سیلیکاتی یا سیالات آبدار به کار برده می‌شود (Munoz, 1984, 1992).

فلوئور و کلر در داده‌های بیوتیت برای محاسبه نسبت‌های $\log(fH_2O/fHCl)$ ، $\log(fHF/fHCl)$ و $\log(fH_2O/fHF)$ برای سیالات هیدروترمال مرتبط با کانی‌سازی و دگرسانی گرمایی در دمای متوسط ۶۷۰ درجه سانتی‌گراد به کار برده شده

(C) از آنجایی که بیوتیت‌ها در شرایط تعادلی با سیال همگن، باید به صورت موازی با روندهای خطی اخیر باشند (Zhu and Sverjensky, 1992)، نبود این شرایط نشانه‌ای از تغییر شرایط فوگاسیته اکسیژن و گوگرد محیط و تغییر محتوای هالوژن سیال‌ها در اثر واکنش سنگ دیواره است (Boomeri et al., 2009). دور افتادگی نمونه‌های میکروگرانیت از دو نمونه گرانودیوریت و آنکلاو در نمودارهای $\log(X_F/X_{OH})$ و $\log(X_{Cl}/X_{OH})$ نشان می‌دهد که آنها تحت شرایط دمایی متفاوتی به وجود آمده‌اند (Selby and Nesbitt, 2000).

بنابراین نسبت‌های متوسط $\log(fH_2O/fHF)^{fluid}=4.56$ و $\log(fHF/fHCl)^{fluid} = -$ و $\log(fH_2O/fHCl)^{fluid} = 4.47$ است. دو مقدار اولی بسیار بزرگ‌تر از یک هستند؛ بنابراین سیالات سرشار از آب بوده‌اند (Zhang et al., 2016; Heidari et al., 2019). به علاوه، شکل ۹، نمودار X_{Phl} را در برابر ترکیبات مختلف $\log(X_F/X_{OH})$ ، $\log(X_{Cl}/X_{OH})$ و $\log(X_F/X_{OH})$ نشان می‌دهد. همه بیوتیت‌ها در این نمودار با روندهای خطی $\log(fHF/fHCl)$ ، $\log(fH_2O/fHCl)$ و $\log(fH_2O/fHF)$ زاویه زیادی می‌سازند (شکل ۹-A، B و



شکل ۹. نمودار X_{Phl} در برابر A: $\log(X_F/X_{Cl})$ ، B: $\log(X_{Cl}/X_{OH})$ و C: $\log(X_F/X_{OH})$. در این نمودارها، همه بیوتیت‌های گیسور با روندهای خطی $\log(fHF/fHCl)$ ، $\log(fH_2O/fHCl)$ و $\log(fH_2O/fHF)$ زاویه زیادی می‌سازند (Zhu and Sverjensky, 1992).

Fig. 9. X_{Phl} diagram against A: $\log(X_F/X_{Cl})$, B: $\log(X_{Cl}/X_{OH})$, and C: $\log(X_F/X_{OH})$. In these diagrams, all Geysour biotites have high angles with linear trends of $\log(fHF/fHCl)$, $\log(fH_2O/fHCl)$ and $\log(fH_2O/fHF)$ (Zhu and Sverjensky, 1992).

فلوئور (IV (F))، کلر (IV (Cl))، و نسبت F/Cl (IV (F/Cl)) و X_{Phl} (شکل ۱۰-B و C) که به وسیله اعضای نهایی بیوتیت (Gunow et al., 1980)، مؤلفه‌های فیزیکوشیمیایی مهمی برای تشریح درجه نسبی محتوای فلوئور و کلر در میکا هستند و در ارتباط با نسبت

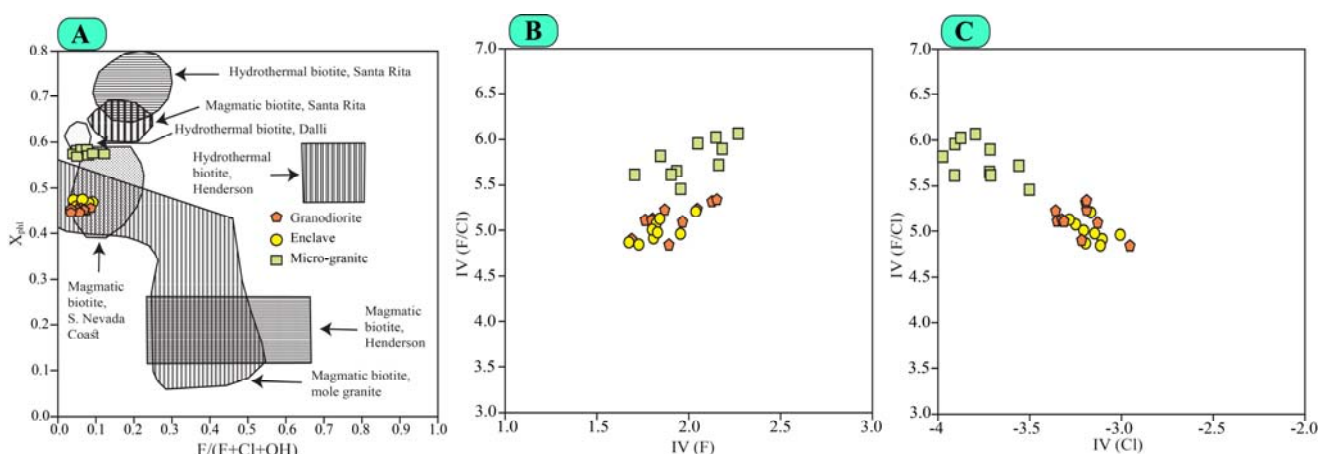
مقایسه نسبت $F/(F+Cl+OH)$ و مؤلفه X_{Phl} بیوتیت در توده نفوذی گیسور با ترکیب ماگمایی و گرمایی بیوتیت از سنگ‌های ماگمایی انتخاب شده مرتبط با کانی‌سازی مس-مولیبدن و قلع پورفیری (Plimer and Kleeman, 1986) در شکل ۱۰-A نشان داده شده است. همچنین مقادیر رهگیرهای

پتاسیک و فلیک است. از سویی دیگر، مقادیر نسبت $\log(fH_2O/fHF)$ کمتر از مقادیر نوع پورفیری است (شکل B-۱۱)، بنابراین همه این محاسبات پیشنهاد می کنند که سیالات ماگمایی توده نفوذی گیسور به طور مشخصی متفاوت از سیالات پورفیری است. البته نسبت های فوگاسیته برای سیالات گرمایی مرتبط با دگرسانی پورفیری، با حدس و گمان همراه است؛ زیرا دماهای آن به دقت شناسایی نشده است (Selby and Nesbitt, 2000).

همچنین در شکل ۱۲، قرارگیری نمونه ها در نسبت متوسط تا بالای Y-MnO در سنگ کل (Pourmohammad et al., 2020) نشان دهنده این است که توده، مولد مقادیر کمی سیالات پورفیری تا بدون پورفیری بوده است (Baldwin and Pearce, 1982). از طرفی مقایسه داده های شاخص اشباع آلومینیم $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ در سنگ کل نمونه های بیوتیت دار (۱/۰۲ تا ۱/۱۷) (Pourmohammad et al., 2020) با مقادیر نمونه های پورفیری (۱/۳۳ تا ۱/۷۲) (Mason and Feiss, 1979)، نشان می دهد که این مقدار در نمونه های گیسور کمتر است.

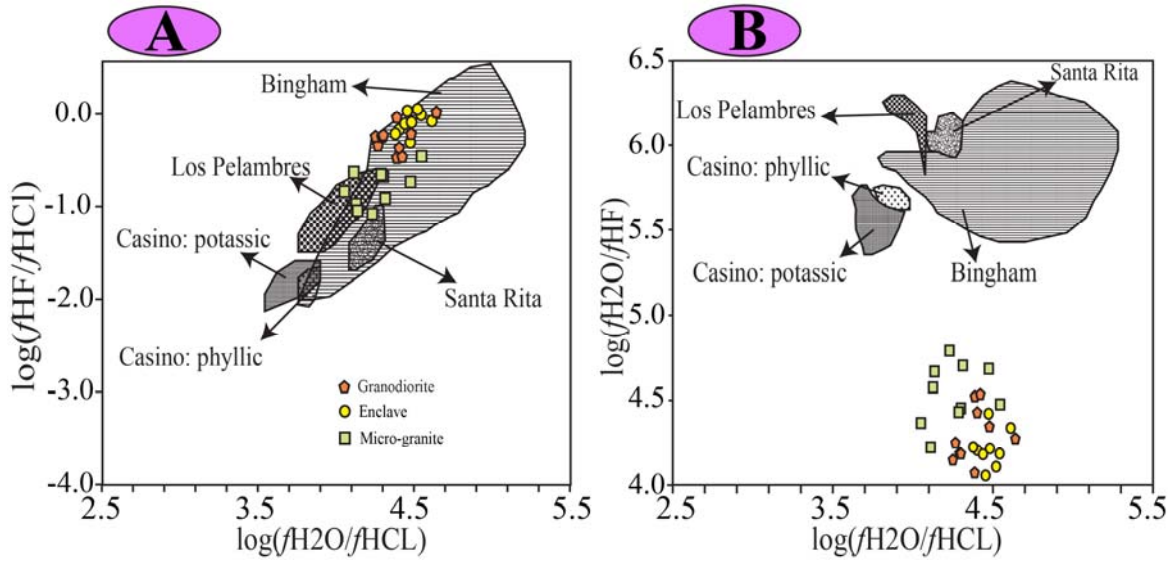
$fHCl/fHF$ هستند. این مقادیر در شکل ۱۰ نشان داده شده اند. چنان که مشاهده می شود، مقادیر IV (F/Cl) متوسط تا زیاد (۴/۸۴۴-۶/۰۶۵) است. در شکل C-۱۰، غنی شدگی مشخصی از کلر در بیوتیت دیده نمی شود؛ زیرا بیوتیت از Mg غنی است و طبق اصل طرد Mg-Cl رفتار می کند.

در نمودار شکل ۱۱، نسبت های فوگاسیته سیالات گرمایی برای بیوتیت نمونه های گرانودیوریت در دمای متوسط ۶۶۱ درجه سانتی گراد، آنکلاو ۶۵۴/۸ درجه سانتی گراد و میکروگرانیت ۷۰۳ درجه سانتی گراد محاسبه شده اند (Henry et al., 2005). این نسبت ها نشان می دهند که سیالات گرمایی از نوع پتاسیک هستند؛ زیرا نسبت $\log(fH_2O/fHCl)$ مقدار بالایی دارد و نسبت $\log(fHF/fHCl)$ کمی منفی است (شکل A-۱۱) و نسبت $\log(fH_2O/fHF)$ (شکل B-۱۱) کمتر از نسبت های نوع فلیک است (Selby and Nesbitt, 2000). همچنین در شکل A-۱۱، بیوتیت ها در محدوده توده های Bingham Parry et al., 1978; Lanier et al., 1978; Bowman et al., 1987 و Los Pelambres (Taylor, 1983) قرار دارد. این شرایط نشان می دهد که مقادیر محاسبه شده $\log(fH_2O/fHCl)$ برای مناطق پورفیری مشابه مجموعه های



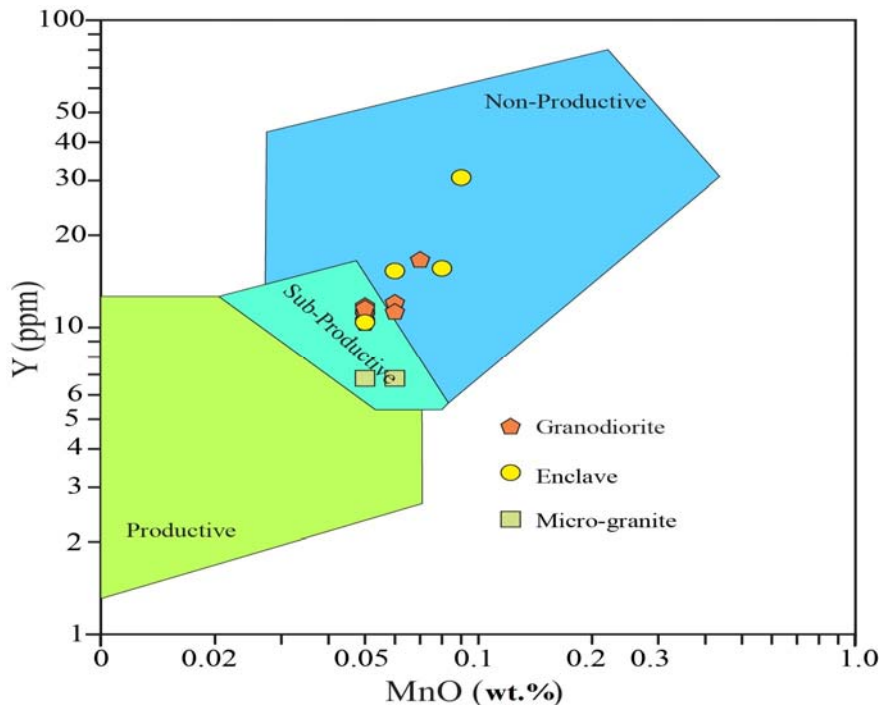
شکل ۱۰. A: نمودار $F/(F+Cl+OH)$ در مقابل X_{Phl} بیوتیت در گرانیتوئید گیسور (Plimer and Kleeman, 1986)، B و C: به ترتیب نمودارهای $IV(F)$ و $IV(Cl)$ در مقابل $IV(F/Cl)$ (Gunow et al., 1980)

Fig. 10. A: $F/(F+Cl+OH)$ vs. X_{Phl} in the Geysour granitoid (Plimer and Kleeman, 1986), B and C: $IV(F)$ and $IV(Cl)$ vs. $IV(F/Cl)$ diagrams, respectively (Gunow et al., 1980)



شکل ۱۱. نسبت‌های فوگاسیته سیالات گرمایی برای بیوتیت‌های نمونه‌های گرانودیوریت، آنکلاو و میکروگرانیت در منطقه گیسور، A: نمودار $\log(fH_2O/fHCl)$ - $\log(fHF/fHCl)$ و B: نمودار $\log(fH_2O/fHCl)$ - $\log(fH_2O/fHF)$ (Selby and Nesbitt, 2000)

Fig. 11. Hydrothermal fluid fugacity ratios for biotites of granodiorite, enclave and microgranite samples in the Geysour area; A: $\log(fH_2O/fHCl)$ - $\log(fHF/fHCl)$ diagram, and B: $\log(fH_2O/fHCl)$ - $\log(fH_2O/fHF)$ diagram (Selby and Nesbitt, 2000)



شکل ۱۲. نمودار ترکیب سنگ کل Y-MnO، در این نمودار بیوتیت در همه نمونه‌های گیسور در محدوده‌های نیمه مولد تا بدون مولد سیالات پورفیری قرار دارند (Baldwin and Pearce, 1982).

Fig. 12. Y-MnO diagram for whole rock chemistry, in this biotite diagram in all samples of Geysour in the sub-Productive to Non-Productive porphyritic fluid ranges (Baldwin and Pearce, 1982).

نتیجه گیری

بیوتیت تنها کانی فرومینیزین سنگ‌های گرانیتوئیدی گیسور است که در زمره میکاهای تری‌اکتاهداری واقعی و در محدوده بیوتیت اولیه دوباره به تعادل رسیده، قرار می‌گیرند. دمای تشکیل بیوتیت‌ها در گرانودیوریت ۶۵۳/۳۵ تا ۷۳۲/۰۱ درجه سانتی‌گراد، آنکلاو ۶۳۱/۱۸ تا ۷۲۴/۱۶ درجه سانتی‌گراد و در میکروگرانیت ۶۸۹/۳۶ تا ۷۳۲/۰۱ درجه سانتی‌گراد است. همچنین مقدار فشار متوسط برای گرانودیوریت ۳/۹۸ Kbar، آنکلاو ۳/۹۰ Kbar و میکروگرانیت ۲/۱۸ Kbar است. بیوتیت

توده گرانودیوریتی و آنکلاوها در بالای بافر NNO قرار دارند که با ترکیبات بیوتیت ماگماهای نوع اکسیدی و سری مگنتیت مطابقت می‌کند و بیوتیت‌های توده نیمه عمیق میکروگرانیت در زیر خط بافر NNO و در محدوده بافر QFM واقع می‌شوند. بررسی نسبت‌های $\log(fH_2O/fHCl)$ ، $\log(fH_2O/fHF)^{fluid}$ نشان می‌دهد که سیالات سرشار از آب بوده‌اند. سیالات ماگمایی توده نفوذی گیسور به‌طور مشخصی متفاوت از سیالات کانی‌ساز از نوع پورفیری است.

References

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35 (2): 525–541.
<https://doi.org/10.1093/petrology/37.5.1025>
- Abrecht, J. and Hewitt, D.A., 1988. Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite. *American Mineralogist*, 73(11–12): 1275–1284.
http://www.minsocam.org/ammin/AM73/AM73_1275.pdf
- Arima, M. and Edgar, A.D., 1981. Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77(3): 288–295.
<https://doi.org/10.1007/BF00373544>
- Baldwin, J.A. and Pearce, J.A., 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3): 664–674.
<http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.664>
- Barrière, M. and Cotton, J., 1979. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 70(2): 183–192.
<https://doi.org/10.1007/BF00374447>
- Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D.R., 2009. The Miduk porphyry Cu deposit, Kerman, Iran: A geochemical analysis of the potassic zone including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Journal of Geochemical Exploration*, 103(1): 17–29.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2009.05.003>
- Boomeri, M., Biabangard, H. and Zeinadini, Z., 2019. Investigation of petrography, mineralogy and alteration of northern part of the Chahfiruzeh porphyry copper deposit, northwest of Shar-e-Babak, Kerman. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 57–80. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V11I1.63353>
- Bowman, J.R., Parry, W.T., Kropp, W.P. and Kruer, S.A., 1987. Chemical and isotopic evolution of hydrothermal solutions at Bingham, Utah. *Economic Geology*, 82(2): 395–428.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.2.395>
- Candela, P.A., 1997. A review of shallow, ore related granites: textures, volatiles and ore metal. *Journal of Petrology*, 38(12): 1619–1633.
<https://doi.org/10.1093/etroj/38.12.1619>

- De Albuquerque, C.A.R., 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(7): 1779–1802. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90163-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90163-4)
- Didier, J. and Barbarin, B., 1991. The different types of enclaves in granites-nomenclature. In: J. Didier, B. Barbarin (Editors), *Enclaves and granite petrology: Developments in Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 19–24. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6546938>
- Dodge, F.C.W., Smith, V.C. and Mays, R.E., 1969. Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Petrology*, 10(2): 250–271. <https://doi.org/10.1093/petrology/10.2.250>
- Dorais, M.J., Lira, R., Chen, Y. and Tingey, D., 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 130(1): 31–46. <https://doi.org/10.1007/s004100050347>
- Dymek, R.F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, west Greenland. *American Mineralogist*, 68(9–10): 880–899. http://www.minsocam.org/ammin/AM68/AM68_880.pdf
- Ekstrom, T.K., 1972. The distribution of fluorine among some coexisting minerals. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 34(3): 192–200. <https://doi.org/10.1007/BF00373291>
- Engel, A.E.J. and Engel, C.G., 1960. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York, Part 2. Mineralogy. *Bulletin of the Geological Society of America*, 71(1): 1–58. <https://resolver.caltech.edu/CaltechAUTHORS:20140806-162350610>
- Foley, A., 2004. Geological Map of 1: 250000 Gonabad. Geological Survey of Iran.
- Forbes, W.C. and Flower, M.F.J. 1974. Phase relations of titan-phlogopite, $K_2Mg_4TiAl_2Si_6O_{20}(OH)_4$: A refractory phase in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 22(1): 60–66. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90064-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90064-8)
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geological Survey Professional Paper, Washington, 49 pp. <https://pubs.usgs.gov/pp/0354b/report.pdf>
- Ghaemi, F., 2010. Geological Map 1: 100,000 Nodeh. Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Guidotti, C.V., Cheney, J.T. and Guggenheim, S., 1977. Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *American Mineralogist*, 62(5–6): 438–448. http://www.minsocam.org/ammin/AM62/AM62_438.pdf
- Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In: S.W. Bailey (Editor), *Reviews in Mineralogy: Micas*, Mineralogical society of America, USA, pp. 257–468. <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ring/article/13/1/357/87166/Micas-in-metamorphic-rocks>
- Guidotti, C.V., Cheney, J.T. and Henry, D.J., 1988. Compositional variation of biotite as a function of metamorphic reactions and mineral assemblage in the pelitic schists of western Maine. *American Journal of Science*, 288-A: 270–292. <https://doi.org/10.1007/BF00521645>
- Guidotti, C.V. and Sassi, F.P., 2002. Constraints on studies of metamorphic K-Na white micas. In: A. Mottana, F.P. Sassi, J.B. Thompson Jr. and S. Guggenheim (Editors), *Micas: Crystal Chemistry and Metamorphic Petrology*, Mineralogical society of America, USA, pp. 413–448. <https://doi:10.2138/rmg.2002.46.09>
- Gunow, A.J., Ludington, S. and Munoz, J.L., 1980. Fluorine in micas from the Henderson molybdenite deposits, Colorado. *Economic Geology*, 75(8): 1127–1137. <https://doi:10.2113/gsecongeo.75.8.1127>
- Heidari, M., Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J. and Adel Saki, A., 2019. Physicochemical Attributes of Parental Magma in Collisional Porphyry Copper Systems; Using Biotite Chemistry, Case Study: Chahfiruzeh Porphyry Copper Deposit. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 561–586. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.65652>
- Henry, D.J. and Guidotti, C.V., 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87(4): 375–382.

- https://www.academia.edu/3152454/Titanium_in_biotite_from_metapelitic_rocks
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3): 316-328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Honma, H., 1974. Chemical features of biotites from metamorphic and granitic rocks of the Yanai district in the Ryoke belt, Japan. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 69(11): 390-402. <https://doi.org/10.2465/ganko1941.69.390>
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27(145): 293-305. <https://biblioserver.sernageomin.cl/opac/DataFiles/14767.pdf>
- Kanisawa, S., 1972. Coexisting biotites and hornblendes from some granitic rocks in southern Kitakami Mountains, Japan. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 67(10): 332-344. <https://doi.org/10.2465/ganko1941.67.332>
- Kanisawa, S., 1974. Granitic rocks closely associated with the lower Cretaceous volcanic rocks in the Kitakami Mountains, Northeast Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, 80(8): 355-367. <https://www.semanticscholar.org/paper/Granitic-rocks-closely-associated-with-the-Lower-in-Kanisawa/f072a3ca796597f72b5aad5f3aeddc1a209cd377>
- Kwak, T.A.P., 1968. Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32(11): 1222-1229. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(68\)90124-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(68)90124-5)
- Labotka, T.C., 1983. Analysis of the compositional variations of biotite in pelitic hornfels from northeastern Minnesota. *American Mineralogist*, 68(9-10): 900-914. http://www.minsocam.org/ammin/AM68/AM68_900.pdf
- Lalonde, A. and Bernard, P., 1993. Composition and color of biotite from granites: Two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogen, NW Territories. *The Canadian Mineralogist*, 31(1): 203-217. https://www.academia.edu/16992267/COMPOSITION_OF_BIOTITE_FROM_GRANITIC_ROCKS_OF_THE_CANADIAN_APPALACHIAN_OROGEN_A_POTENTIAL_TECTONOMIC_MAGMATIC_INDICATOR
- Lanier, G., Raab, W.J., Folsom, R.B. and Cone, S., 1978. Alteration of equigranular monzonite, Bingham Mining District, Utah. *Economic Geology*, 73(7): 1270-1286. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.7.1270>
- Lentz, D.R., 1994. Exchange reactions in hydrothermally altered rocks: examples from biotite-bearing assemblages. In: D.R. Lentz (Editor), *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada, Canada, pp. 69-99. https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_128
- Luhar, J.F., Carmichael, I.S.E. and Varekamp, J. C., 1984. The 1982 Eruptions of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and Petrology of the anhydrite-bearing Pumices. *Journal of volcanology and geothermal research*, 23 (1-2): 69-108. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90057-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90057-X)
- Mason, D.R. and Feiss, P.G., 1979. On the relationship between whole rock chemistry and porphyry copper mineralization. *Economic Geology*, 74(6): 1506-1510. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.6.1506>
- Munoz, J.L. and Ludington, S.D., 1977. Fluoride-hydroxyl exchange in synthetic muscovite and its application to muscovite-biotite assemblages. *American Mineralogist*, 62 (3-4): 304-308. <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/summary?doi=10.1.1.565.6291>
- Munoz, J.L., 1984. F-OH and Cl-OH exchange in mica with application to hydrothermal ore deposits. In: S. W. Bailey (Editor), *Micas: Reviews in mineralogy*, Mineralogical society of America, USA, pp. 469-494. <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/rimg/article/13/1/469/87167/F-OH-and-Cl-OH-exchange-in-micas-with-applications>
- Munoz, J.L., 1992. Calculation of HF and HCl

- fugacities from biotite compositions: revised equations. Geological Society of America, 24 (A): 221–222.
https://faculty.uml.edu/Nelson_Eby/Research/F&CI/FCl.htm
- Munoz, J.L. and Swenson, A., 1981. Chloride–hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids. *Economic Geology*, 76(8): 2212–2221.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.8.2212>
- Nabavi, M.H., 1976. An introduction to the geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran. 110 pp. (in Persian)
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, El.-H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1415–1420.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Neiva, A.M.R., 1981. Geochemistry of hybrid granitoid rocks and of their biotites from Central Northern Portugal and their petrogenesis. *Lithos*, 14(2): 149–163.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(81\)90051-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(81)90051-7)
- Panigrahi, M.K., Naik, R.K., Pandit, D. and Misra, K.C., 2008. Reconstructing physicochemical parameters of hydrothermal mineralization of copper at the Malanjkhand deposit, India, from mineral chemistry of biotite, chlorite and epidote. *Geochemical Journal*, 42(5): 443–460.
<https://doi.org/10.2343/geochemj.42.44>
- Parry, W.T., Ballantyne, G.H. and Wilson, J.C., 1978. Chemistry of biotite and apatite from a vesicular quartz latite porphyry plug at Bingham, Utah. *Economic Geology*, 73(7): 1308–1314.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.7.1308>
- Patiño Douce, A.E., 1993. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences form biotite stability. *Chemical Geology*, 108(1–4): 133–162.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90321-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90321-9)
- Plimer, I.R. and Kleeman, J.D., 1986. Major- and minor-element chemistry of biotites in Mole Granite, New South Wales, Australia. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B – Applied Earth Science*, 95(1): B1–B5. [http://pascal-](http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=8818616)
- [francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=8818616](http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=8818616)
- Pourmohammad, A.S., Ahmadi Khalaji, A., Homam, M., Tahmasebi, Z. and Ebrahimi, M., 2020. Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Geysour granitoid, East Gonabad. *Scientific Quarterly journal, Geosciences, Geological Survey of Iran*, 29(115): 137–150. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2019.148243.1533>
- Ramberg, H., 1952. Chemical bonds and distribution of cations in silicates. *The Journal of Geology*, 60(4): 331–355.
<https://doi.org/10.1056/625982>
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Muller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36(3): 905–912.
<https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460513>
- Rimsaite, J., 1970. Structural formulae of oxidized and hydroxyl-deficient micas and decomposition of the hydroxyl group. *Contribotion to Mineralogy and Petrology*, 25 (3): 225–240.
<https://doi.org/10.1007/BF00371132>
- Robert, J.L., 1976. Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chemical Geology*, 17(1): 213–227.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(76\)90036-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(76)90036-X)
- Selby, D. and Nesbitt, B.E., 2000. Chemical composition of biotite from the Casino Porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: Evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology*, 171(1–2): 77–93.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00248-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00248-5)
- Shabani, A.A.T. and Lalonde, A.E., 2003. Composition of Biotite from Granitic rocks of the Canadian Appalachian Orogen: a potential tectonomagmatic indicator. *The Canadian Mineralogist*, 41(6): 1381–1396.
<http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.41.6.1381>
- Stevens, R.E., 1946. A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members. *Bulletin of the United States*

- Geological Survey, 950(1): 101–119. <https://link.springer.com/article/10.1346/CCM.N.1998.0460513>
- Taylor, R.P., 1983. Comparison of biotite geochemistry of Bakircay, Turkey, and Los Pelambres, Chile, porphyry copper systems. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy sections, B*, 92(Feb): B16–B22. https://jglobal.jst.go.jp/en/detail?JGLOBAL_ID=200902095605387864
- Tronnes, R.G., Edgar, A.D. and Arima, M., 1985. A high pressure-high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11): 2323–2329. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90232-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90232-7)
- Tischendorf, G., Gottesmann, B.F. Orster, H.J. and Trumbull, R.B., 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61 (409): 809–834. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.409.05>
- Uchida, E., Endo, S. and Makino, M., 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57(1): 47–56. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x>
- Webster, J.D., 1997. Exsolution of magmatic volatile phases from Cl-enriched mineralizing granitic magmas and implications for ore metal transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(5): 1017–1029. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00395-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00395-X)
- Webster, J.D., 2004. The exsolution of magmatic hydrosaline chloride liquids. *Chemical Geology*, 210(1–4): 33–48. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.003>
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 2004. Petrographic discrimination of low- and high temperature I-type granites. *Resource Geology*, 54(3): 215–226. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2004.tb00203.x>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming mineral. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist*, 50(1): 1228–1272. http://www.minsocam.org/ammin/AM50/AM50_1228.pdf
- Yavuz, F., 2003a. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I—definitions and structure of the computer program Mica⁺. *Computational Geosciences*, 29(10): 1203–1213. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00142-0](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00142-0)
- Yavuz, F., 2003b. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: Part II—Applications using the computer program Mica⁺. *Computational Geosciences*, 29(10): 1215–1228. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00143-2](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00143-2)
- Zhang, W., Lentz, D.R., Thorne, K.G. and McFarlane, C., 2016. Geochemical characteristics of biotite from felsic intrusive rocks around the Sisson Brook W–Mo–Cu deposit, west-central New Brunswick: An indicator of halogen and oxygen fugacity of magmatic systems. *Ore Geology Reviews*, 77(77): 82–96. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.02.004>
- Zhu, C. and Sverjensky, D.A., 1992. Partitioning of F–Cl–OH between biotite and apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(9): 3435–3467. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90390-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90390-5)

COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

**How to cite this article**

Pourmohammad, A., Ahmadi Khalaji, A., Homam, M., Ebrahimi, M. and Esmaeil, R., 2021. Determination of physicochemical conditions and role of fluids in evolution of Geysour granitoid (eastern Gonabad), using biotite mineral chemistry. *Journal of Economic Geology*, 13(1): 215–242. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i1.84657>



Determination of physicochemical conditions and role of fluids in evolution of Geysour granitoid (eastern Gonabad), using biotite mineral chemistry

Abdolsamad Pourmohammad¹, Ahmad Ahmadi Khalaji^{1*}, Masoud Homam², Mohammad Ebrahimi³ and Rasoul Esmaeili³

1) Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2) Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Submitted: Dec. 15, 2019

Accepted: May 09, 2020

Keywords: Biotite, buffer, fluids, granitoid, Geysour, Gonabad

Introduction

The chemical composition of biotite in mineralization associated with granitoids and copper porphyry deposits is sensitive to several chemical and physical factors. It is also related to magmatic and hydrothermal activities including water concentration, halogen and metal deposits, oxidation-sulfidation equilibrium, volatility (in melt-fluid-vapor equilibrium), elemental distribution relationships, and temperature and pressure of economic deposits (Webster, 1997, 2004).

Material and methods

Detailed field studies have been done, and several thin sections and polished thin sections were studied by conventional petrographic methods. Thirty points of biotite grains were selected and analyzed by a CAMECA SX Five electron probe micro-analyzer with 15 kV accelerator voltage and 20 nA beam current (5 μm beam size) at the Institute of Geology and Geophysics in the Chinese Academy of Sciences (IGG-CAS). The results were processed using MICA⁺ software (Yavuz, 2003a, 2003b).

Results and Discussion

The Geysour granitoid pluton (Lower Cretaceous) consists of granodiorite, mafic microgranular enclaves, and micro-granite sill. The granodioritic rocks are mainly composed of plagioclase, quartz, K-feldspar and biotite along with accessory minerals of zircon, apatite and magnetite. Mafic microgranular enclaves are composed of quartz diorite, granodiorite and biotite granite, with fine-grained to porphyry texture and large eyes of quartz

and plagioclase assemblages. The microgranite has porphyry texture with a fine-grained groundmass. Its phenocrysts are plagioclase, quartz and biotite along with accessory minerals of allanite, needle like apatite, epidote and calcite.

Biotite is the only ferromagnesian mineral in the Geysour granitoid which falls into the category of real trioctahedral mica. The biotites of granodiorite and enclave samples are in group I and group of ferrous biotites. The biotites of microgranite samples are in group I and group of magnesium biotites (Tischendorf et al., 1997). In the 10*TiO₂-(FeO_{tot}+MnO)-MgO ternary diagram (Nachit et al., 2005) all the analyzed biotites fall into the field of reequilibrated primary biotite. The formation temperatures of biotites in granodiorite, enclave and microgranite are 653-732 °C, 631-724 °C and 689-732 °C, respectively (Luhar et al., 1984; Henry et al., 2005). The mean pressure values are about 4 Kbar for granodiorite and enclave and 2 Kbar for microgranite (Uchida et al., 2007). Biotites of granodiorite and enclave biotites are located on top of the NNO buffer, which correspond to biotite compositions of magnetite series magmas, and biotites of microgranite lie below the NNO buffer line and within the QFM buffer range. Biotite composition based discriminant diagrams cannot be used to determine the tectonic setting of the Geysour granitoids because they are low temperature I-type granites. The mean logarithmic ratios of f_{H_2O}/f_{HF} and f_{HCl} , and f_{HF} to f_{HCl} for the rocks studied are as follows: $\log(f_{H_2O}/f_{HF})^{fluid}=4.56$, $\log(f_{H_2O}/f_{HCl})^{fluid}=4.47$ and $\log(f_{HF}/f_{HCl})^{fluid}=-0.53$. The first two values are much larger than 1 indicating that the fluids are rich in water. Also, all biotites have high angles

*Corresponding author Email: ahmadikhalaj.a@lu.ac.i

with linear trends of $\log(f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})$, $\log(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$ and $\log(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ indicating changes in fugacity conditions and halogen content of the fluid due to wall-rock reaction (Boomeri et al., 2009). Hydrothermal fluid fugacity ratio has been calculated for biotites of granodiorite, enclaves and microgranite samples at mean temperature of 661 °C, 654 °C and 703 °C, respectively, which indicate that hydrothermal fluids are of potassic type, because the $\log(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$ is high, the $\log(f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})$ is slightly negative and the $\log(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ is lower than that of phyllic alteration (Selby and Nesbitt, 2000). Meanwhile the magmatic fluid is significantly different from porphyry-type fluids (Baldwin and Pearce, 1982; Mason and Feiss, 1979; Selby and Nesbitt, 2000).

References

- Baldwin, J.A. and Pearce, J.A., 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3): 664–674.
<http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.664>
- Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D.R., 2009. The Miduk porphyry Cu deposit, Kerman, Iran: A geochemical analysis of the potassic zone including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Journal of Geochemical Exploration*, 103(1): 17–29.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2009.05.003>
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2–3): 316–328.
<https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Luhar, J.F., Carmichael, I.S.E. and Varekamp, J.C., 1984. The 1982 Eruptions of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and Petrology of the anhydrite-bearing Pumices. *Journal of volcanology and geothermal research*, 23 (1–2): 69–108.
[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90057-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90057-X)
- Mason, D.R. and Feiss, P.G., 1979. On the relationship between whole rock chemistry and porphyry copper mineralization. *Economic Geology*, 74(6): 1506–1510.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.6.1506>
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, El.-H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1415–1420.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Selby, D. and Nesbitt, B.E., 2000. Chemical composition of biotite from the Casino Porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: Evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology*, 171(1–2): 77–93.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00248-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00248-5)
- Tischendorf, G., Gottesmann, B.F. Orster, H.J. and Trumbull, R.B., 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61 (409): 809–834.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.409.05>
- Uchida, E., Endo, S. and Makino, M., 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57(1): 47–56.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x>
- Webster, J.D., 1997. Exsolution of magmatic volatile phases from Cl-enriched mineralizing granitic magmas and implications for ore metal transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(5): 1017–1029.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00395-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00395-X)
- Webster, J.D., 2004. The exsolution of magmatic hydrosaline chloride liquids. *Chemical Geology*, 210(1–4): 33–48.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.003>
- Yavuz, F., 2003a. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I—definitions and structure of the computer program Mica⁺. *Computational Geosciences*, 29(10): 1203–1213.
[https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00142-0](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00142-0)
- Yavuz, F., 2003b. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: Part II—Applications using the computer program Mica⁺. *Computational Geosciences*, 29(10): 1215–1228.
[https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00143-2](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00143-2)