

مقایسه شیمی بیوتیت‌های آذرین و هیدروترمال در سنگ‌های آذرین کوه سخت حصار

فریماه آیتی^۱، سعید مهدوری^۲

۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور مرکز شهرکرد

۲- دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

دریافت مقاله: ۱۳۸۸/۱/۱۷، نسخه نهایی: ۱۳۸۸/۴/۲۳

چکیده

کوه سخت حصار در نوار ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است و عمدتاً شامل توده‌های ولکانیک تا ساب‌ولکانیک با ترکیب آندزیت تا داسیت (پلیوسن) می‌باشد که در مجموعه‌ای از آتشفشانیه‌ها و آذرآواریه‌های پالئوسن نفوذ کرده است. سه زون آلتراسیون اصلی در این منطقه شناسایی شده است که شامل زونهای پتاسیک، فیلیک و پروپیلیتیک می‌باشد. در این مقاله، مینرال شیمی بیوتیت‌های ماگمایی و اولیه و بیوتیت‌های مربوط به زونهای پتاسیک و فیلیک مورد بررسی و مقایسه قرار می‌گیرد. بررسیها نشان از تفاوت بین شرایط تشکیل بیوتیت‌های آذرین و بیوتیت‌های ثانویه و از طرفی وجود تفاوت بین سیالات هیدروترمال مسؤول تشکیل بیوتیت در زون پتاسیک نسبت به زون فیلیک دارد.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت، هیدروترمال، سخت حصار.

مقدمه

بیوتیت‌های هیدروترمال در منطقه مورد مطالعه مورد بررسی قرار می‌گیرد. فیلسیلیکاتها احتمالاً معمولی‌ترین کانیهای گزارش شده در سیستم‌های مربوط به آلتراسیون هیدروترمال در نهشته‌های مس پورفیری هستند، گرچه هنوز به صورت کامل در این قبیل محیط‌های زمین‌شناسی بررسی نشده‌اند. شیمی کانیهای فیلسیلیکات‌ها برای تفسیر اطلاعات مربوط به طبیعت سیالات هیدروترمال و مکانیسم‌های آلتراسیون به کار می‌رود. تغییر ترکیب شیمیایی بیوتیت در انواع دگرسانی‌ها به خوبی بیانگر شرایط متفاوت فیزیکیوشیمیایی در طول رخداد دگرسانی می‌باشد [۳]. منطقه مورد بررسی برای اولین بار توسط شرکت درسا پرداز (۱۳۸۳) شناسایی گردید [۴]. دو مرکز پورفیری مینرالیزه شده در این منطقه در جهت شمال شرق- جنوب غرب رخمون دارد که شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های ساب ولکانیک و ولکانیک (نئوژن) با ترکیب آندزیت تا داسیت با بافت پورفیری می‌باشد که به درون مجموعه‌ای از ولکانیکها و پیروکلاستیکها با ترکیب آندزیت (میوسن) نفوذ کرده است. این مجموعه توسط آلتراسیون پتاسیک (بیوتیت و

منطقه مورد مطالعه در کمربند ماگمایی ارومیه دختر واقع شده است (شکل ۱) کمربند کوه‌زایی ارومیه- دختر مهمترین کمربند فلززایی ایران است و درحقیقت بر کمربند جهانی کوه‌زایی آلپ - هیمالیا منطبق است. این نوار ماگمایی معلول فازهای کوه‌زایی آلپی از زمان مزوزوئیک تا اواخر سنوزوئیک است. نوار ماگمایی ارومیه - دختر به دلیل اینکه در اثر تحولات ناشی از بسته شدن اقیانوس آلپی نئوتتیس حاصل شده و یا به عبارتی حاصل هضم پوسته اقیانوسی نئوتتیس از طریق فرورانش به زیرپوسته قاره‌ای می‌باشد، به‌مانند دیگر کمانهای ماگمایی حاشیه قاره مانند آند (آمریکای جنوبی) و کردیلرا (آمریکای شمالی)، میزبان کانسارهای مس پورفیری به همراه دیگر کانسارهای وابسته (همچون طلا و مولیبدن) به این خاستگاه ژئودینامیکی می‌باشد. بیشترین کانسارهای مس پورفیری ایران مانند مس سرچشمه، میدوک و سونگون هم در این کمربند قرار دارند [۲، ۱].

در این مطالعه شیمی بیوتیت‌های آذرین در مقایسه با



شکل ۱. نقشه نشان دهنده موقعیت منطقه مورد مطالعه در زون ارومیه دختر.

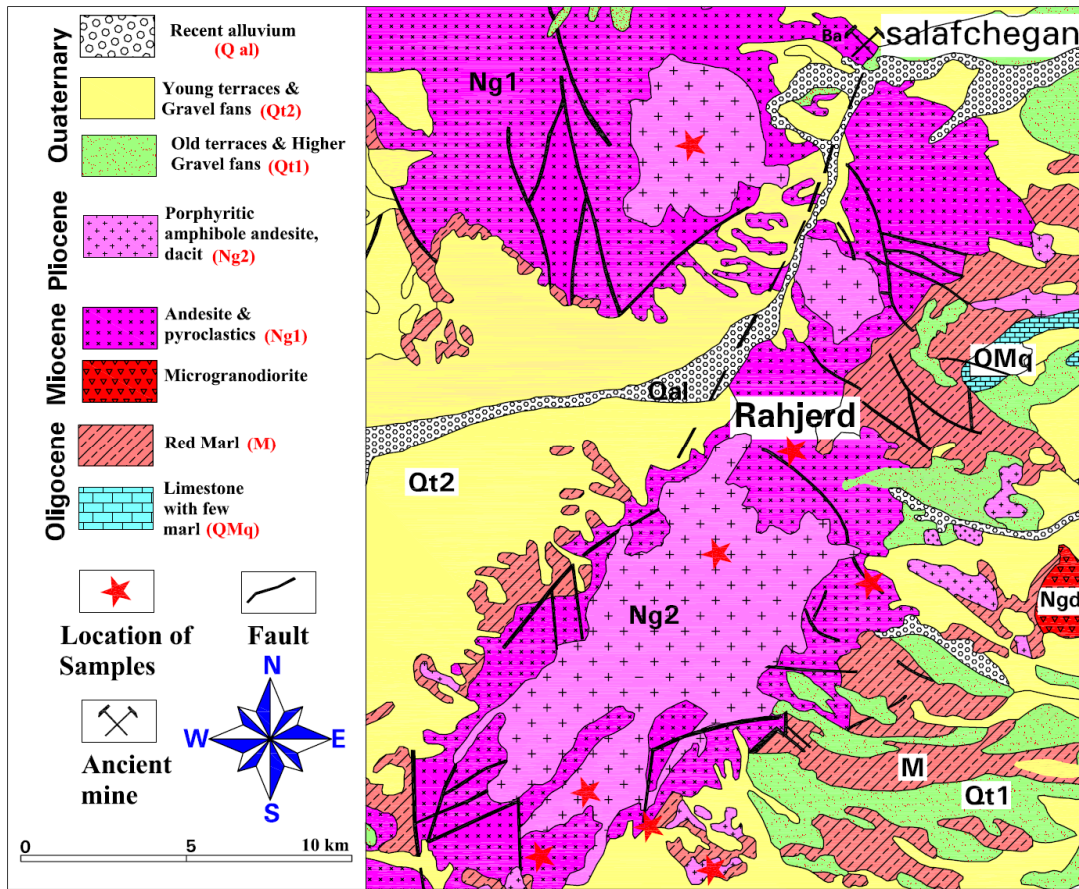
هورنبلند آندزیت می‌باشد که تحت عنوان تپه جنوبی نامیده می‌شود (شکل ۳). در حدود ۱/۷ کیلومتر دورتر از آن در جهت شمال شرق، مجموعه دیگر از سنگهای ولکانیکی- ساب ولکانیکی با ترکیب تونالیت با مساحت 400×200 متر مربع مشاهده می‌شود که به نام تپه مرکزی نام‌گذاری می‌شود. قدیمی‌ترین واحدهای موجود در محدوده مورد مطالعه، تناوبی از مارن قرمز و آهک ماسه‌ای به سن میوسن می‌باشد که هم ارز سازند قرمز بالایی به حساب می‌آید. بعد از آن لاپیلی توف و برشهای آندزیتی خاکستری تیره به سن میوسن بالایی- پلیوسن پایینی قرار دارد که مارنهای یاد شده را می‌پوشانند [۶]. این سنگهای آذرآواری با بافت و رنگ متفاوت دارای میان لایه‌هایی از گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی می‌باشند و از طرفی میزبان توده‌های ولکانیک و ساب ولکانیک با ترکیب حدواسط تا اسیدی می‌باشند. توده‌های اخیر تحت تأثیر محلولهای هیدروترمال، دچار دگرسانی و فرآیند کانه‌زایی شده‌اند [۵]. نقشه آلتراسیون منطقه مورد بررسی (مناطق دگرسانی پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک) در شکل ۴ قابل مشاهده است. ترکیب رنگی به کار رفته در این شکل به صورت ۱۳ RGB می‌باشد.

فلدسپات پتاسیم ثانویه، مگنتیت به همراه استوکورکهای شدید و فراوان از کوارتز) و آلتراسیون فیلیک (کوارتز، سرسیت، کلریت، اولیژیست) تحت تأثیر قرار گرفته است. در اطراف مجموعه‌های آلتراسیون فیلیک و پتاسیک، آلتراسیون پروپیلیتیک با گستردگی زیاد مشاهده می‌شود. کل سیستم آلتراسیون حدود 6×3 کیلومتر می‌باشد [۵].

بررسیها نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها در زون فیلیک نسبت به بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های زون پتاسیک، دارای میزان بالاتری از فلور و کلر می‌باشند. این مورد می‌تواند تأثیر سیالات هیدروترمال با منشأ جوی را بر روی سیالات هیدروترمال با منشأ ماگمایی نشان دهد.

زمین‌شناسی ناحیه مورد بررسی

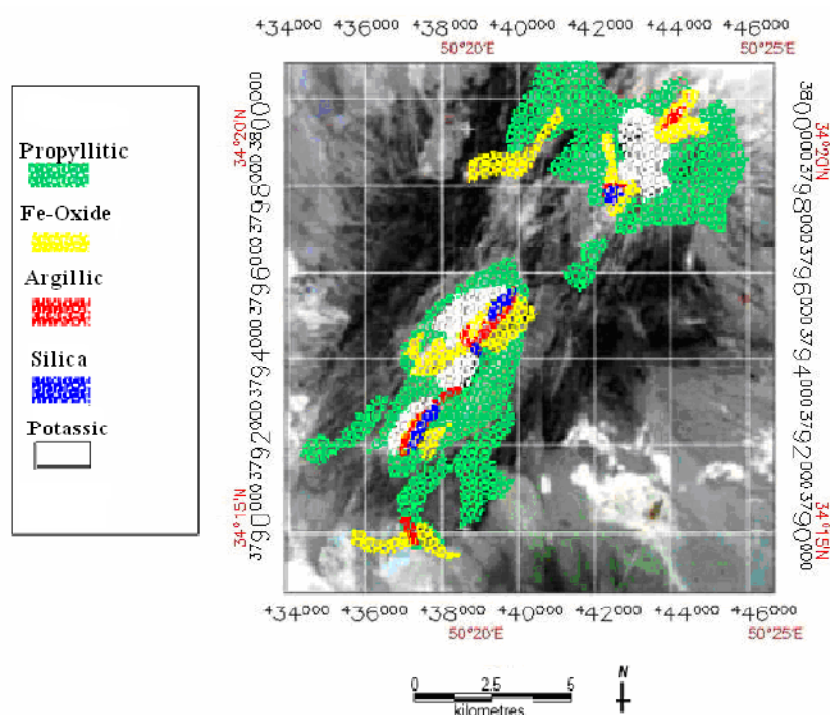
ناحیه مورد مطالعه در استان مرکزی واقع شده است. این محدوده عمدتاً از توده‌های ساب ولکانیک با ترکیب حدواسط تا اسیدی به سن نئوژن تشکیل شده است که به مرکز یک استراتوولکان نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). تحت تأثیر محلولهای گرمایی، انواع دگرسانی (پتاسیک، فیلیک، پروپیلیتیک، آرژیلیک به صورت محلی) و به همراه آن کانه‌زایی مس در این مجموعه به چشم می‌خورد. زون مینرالیزه اصلی در منطقه به صورت یک تپه مخروطی شکل با پهنا ۲۰۰ متر و با ترکیب



شکل ۲. نقشه زمین شناسی ساده شده از منطقه مورد مطالعه.



شکل ۳. زون کانی‌سازی شده اصلی - توده جنوبی (دید به سمت شرق).



شکل ۴. نقشه آلتراسیون نهایی به دست آمده از داده‌های استر (RGB531) (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰).

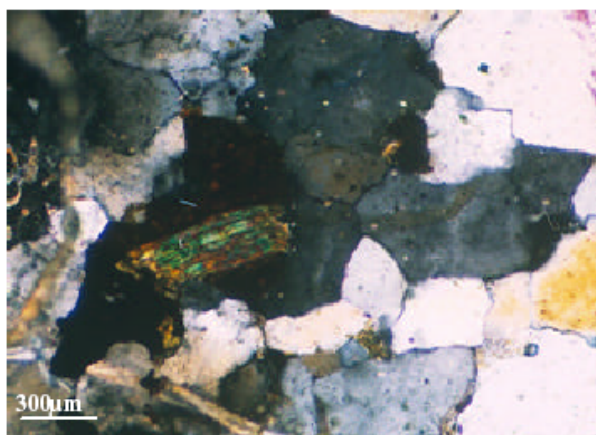
پتروگرافی

کانیهای اصلی این مجموعه آذرین شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز و کم و بیش فلدسپات پتاسیم با مقادیر متغیری از کانیهای اپک می‌باشد (پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت). زیرکن، آپاتیت و اسفن به عنوان کانیهای فرعی درمقاطع مشاهده می‌شود. آمفیبول‌های ائوهدرال تا ساب‌هدرال همراه با پلاژیوکلاز و میزان کمتری از فنوکریست‌های پیروکسن در زمینه، یک بافت پوروفیریک را ایجاد کرده‌اند. پلاژیوکلازها به صورت فنوکریست و میکروفنوکریست، گاهی با زوناسیون نوسانی در مقاطع به چشم می‌خورد. هورنبلند به دگرسانی پتاسیک بسیار حساس بوده و لذا توسط بیوتیت و کلریت جایگزین می‌شود. حضور این قبیل پزودومورف‌های بیوتیت ثانویه به جای فنوکریست هورنبلند، در زون پتاسیک امری معمول می‌باشد. فنوکریست‌های ائوهدرال تا ساب‌هدرال بیوتیت با سایز حدود ۳ میلی‌متر و با رنگ قهوه‌ای تیره تا خاکی رنگ به چشم می‌خورند. دو گروه بیوتیت در این مقاطع به چشم می‌خورد: بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی و بیوتیت‌های ثانویه مطالعات

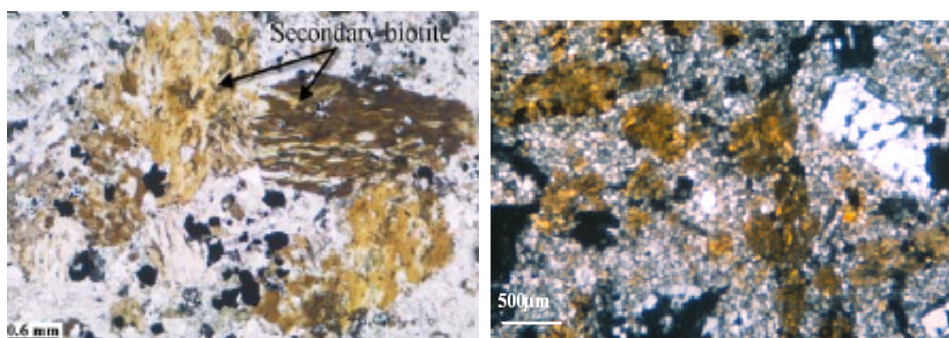
پتروگرافی و میکروپروب نشان داد که بیوتیت‌های اولیه (ماگمایی) در این مجموعه به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و غنی از آهن می‌باشند و با رنگهای قهوه‌ای قرمز تا قهوه‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۵). بیوتیت‌های ثانویه خود شامل بیوتیت‌های آمیبی شکل که به صورت مستقل توسط محلولهای گرمایی ایجاد شده و در مقاطع به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند (شکل ۶ و ۷الف) و گروه دیگر شامل فلس‌های کوچک و ریز بیوتیت که اصولاً جایگزین هورنبلندها شده‌اند (شکل ۷ب)، می‌باشند. پدیده سرسیتی و کلریتی شدن در بیوتیت‌ها مشهود است. مالاکیت در رخنمونها معمول است. وجود رگه‌های متقاطع مگنتیتی و استوک‌ورک‌های سیلیسی دلیلی بر تأثیر محلولهای گرمایی در سیستم دگرسانی منطقه می‌باشد. تراکم رگه‌ها و استوک‌ورک‌ها (کوارتز، مگنتیت و اکسید آهن) بسیار بالاست و به ۱۰ تا بیش از ۵۰ رگه در هر متر می‌رسد. بعضی از زونهای رگه‌ای آنقدر در هم آمیخته‌اند که باعث تشکیل رگه‌هایی با ۲/۵ تا ۴ متر عرض شده است.



شکل ۵. بیوتیت ماگمایی با ماگل مکانیکی.



شکل ۶. بیوتیت هیدروترمال همراه با کوارتزهای دانه‌های ناشی از محلولهای هیدروترمال در آندزیت دگرسان شده.



شکل ۷. تشکیل بیوتیت ثانویه درزون آلتراسیون پتاسیک الف) به صورت پراکنده در مقطع ب) به خرج آمفیبول.

انواع آلتراسیون و کانی‌سازی

زون‌های آلتراسیون اصلی در منطقه شامل پتاسیک، فیلیک، پروپیلیتیک و کم و بیش آلتراسیون آرژیلیک به صورت محلی می‌باشد. کانی‌سازی اصلی در این منطقه در تپه جنوبی دیده می‌شود. این مجموعه تحت تأثیر فرآیندهای گسترده آلتراسیون پتاسیک و فیلیک واقع شده است. در این مجموعه رگچه‌های استوکورک متعددی با ترکیب کوارتز-مگنتیت - پیریت - اولیژیست - کالکوپیریت مشاهده می‌شود. آثار کانی در تپه مرکزی رگچه‌های کوارتز-مگنتیت از ۱ تا ۱۰ میلی‌متر پهنا دارند و چگالی آنها نسبت به تپه جنوبی کمتر و شامل ۱ تا ۵ عدد در هر متر می‌باشد. میزان مس در این سیستم پورفیری بالا و دارای میانگین حدود ۰/۷۵ درصد مس می‌باشد. آلتراسیون پتاسیک در منطقه توسط حضور بیوتیت و فلدسپات پتاسیک ثانویه، کوارتز، کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت و توسط جانشینی فنوکریست‌های از قبل موجود در زمینه و یا حضور رگچه‌های ثانویه در سنگها مشخص می‌شود. بیوتیت‌های ثانویه به صورت بیوتیت‌های جایگزینی در شکل دانه‌های ریز، رگچه‌های بیوتیت و بیوتیت پراکنده در زمینه سنگها رخ می‌دهند. بیوتیت جایگزینی اغلب به صورت جانشینی آمفیبولها، پلاژیوکلاز و دیگر فنوکریست‌های فرومنیزین در زمینه دیده می‌شود. زون آلتراسیون فیلیک در جوانب زون آلتراسیون پتاسیک و در درزه‌ها و شکستگیها گسترش یافته است. این زون توسط جانشینی اکثر سیلیکات‌های سنگ‌ساز مانند پلاژیوکلاز و آمفیبول توسط سرسیت، کوارتز به همراه میزان متغیری از پیریت (۲ تا ۴ درصد حجم سنگ) مشخص می‌شود. در این زون پلاژیوکلاز اساساً به سرسیت و بیوتیت و آمفیبول به کلریت تجزیه شده‌اند. این آلتراسیون باعث تغییر رنگ سنگهای سطحی از خاکستری تیره به خاکستری روشن و سفید شده است. علت رنگ سفید و روشن سنگهای آتره شده به دلیل تهی شدن آنها از کانیهای فرومنیزین مانند هورنبلند و بیوتیت است. زون آرژیلیک به صورت محلی در منطقه گسترش یافته است. سنگهای این زون بسیار نرم بوده و با رنگ قهوه‌ای روشن تا زرد و توسط حضور ژاروسیت که معمولاً همراه با هماتیت، لیمونیت و کانیهای رسی می‌باشد، مشخص می‌شود. بافت اولیه سنگها در این زون اکثراً از بین رفته است. آلتراسیون

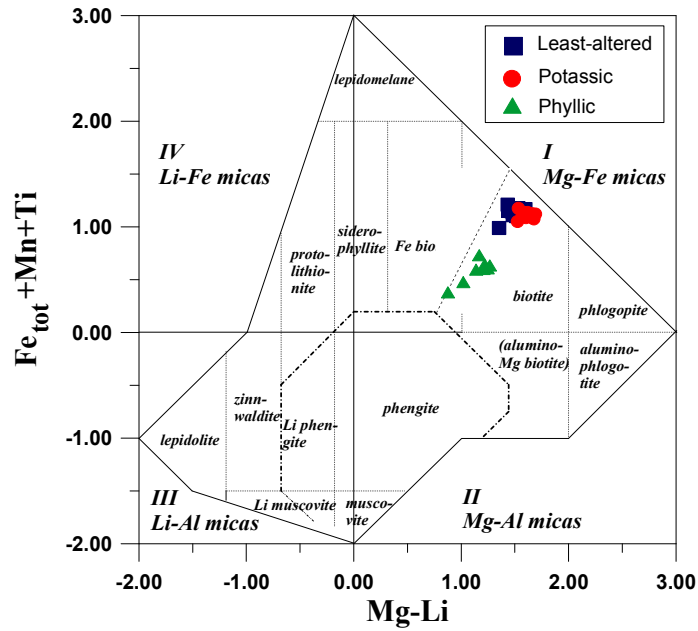
پروپیلیتیک که هاله‌ای را در اطراف زون مینرالیزه پتاسیک تشکیل داده است توسط مجموعه کانیهای اپیدوت، کلریت، کلسیت و اکتینولیت مشخص می‌شود. این کانیهای آلتراسیون توسط جایگزینی آمفیبول‌های اولیه و پلاژیوکلاز در زمینه سنگها مشخص می‌شود. کلریتی شدن آمفیبول‌های اولیه به صورت فراگیر دیده می‌شود. فنوکریست‌های بیوتیت به اپیدوت، کلریت و سرسیت تجزیه شده‌اند.

بحث و بررسی

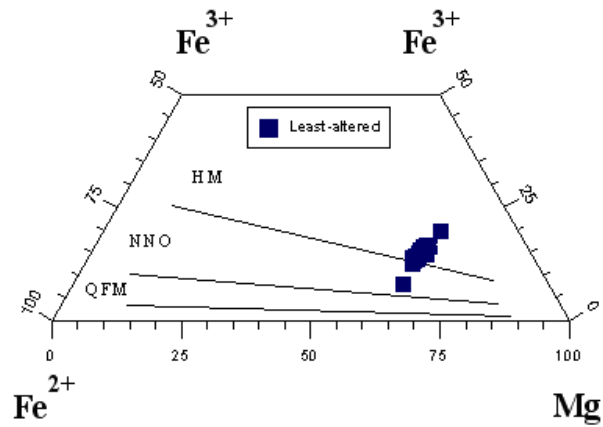
به منظور بررسی و مقایسه بین ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های ثانویه در منطقه مورد مطالعه، چندین نمونه بیوتیت از زون‌های آلتراسیون پتاسیک و فیلیک و چند نمونه از بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی در کشور آمریکا توسط دستگاه Cameca SX50 مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفتند. میانگین نتایج آنالیز تعدادی از این بیوتیت‌ها در جدول ۱ ملاحظه می‌شود. بر اساس رده‌بندی تیشندورف [۷] کل بیوتیت‌های مورد بررسی در میدان بیوتیت‌های منیزیم‌دار پلات می‌شوند (شکل ۸). بیوتیت‌های منطقه مورد مطالعه حاوی MgO بالا با Mg/Mg+Fe+Mn بین ۰/۶ تا ۰/۷ می‌باشند که نشان‌دهنده تشکیل شدن آنها تحت شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشد. به طور کلی تمامی ذخایر با اهمیت مس، مولیبدن، سرب و روی و طلا-نقره موجود در کمانهای ولکانو-پلوتونیک، مخصوصاً ذخایر تیپ پورفیری، از نظر ژنتیکی در ارتباط با ماگماهای سری مگنتیتی است که با طبیعت نسبتاً اکسیده شان (مقدار کل $Fe_2O_3 / FeO > 0.5$) مشخص می‌گردند. همانگونه که ملاحظه می‌شود فوگاسیته اکسیژن بین بافرهای NNO و HM قرار می‌گیرد که تبلور ماگما تحت شرایط با فوگاسیته بالای اکسیژن را تأیید می‌نمایند (شکل ۶). درحقیقت این امر بیانگر فوگاسیته بالای ناشی از اکسایش هنگام فوران است و سبب شده که بخش اعظم Fe^{2+} به Fe^{3+} تبدیل شود (شکل ۹). مطابق نظر آندرسون [۸] فوگاسیته اکسیژن سنگهای آذرینی که در محیط قوس ماگمایی تشکیل می‌شوند در محدوده بافر NNO و HM قرار می‌گیرد و بر این اساس می‌توان خاستگاه تکتونیکی سنگهای ناحیه مورد بررسی را وابسته به قوس ماگمایی در نظر گرفت. با استفاده از ترکیب بیوتیت ماگمایی می‌توان محیط

جدول ۱. نتایج آنالیز مایکروپروب تعدادی از بیوتیت‌های آذرین و بیوتیت‌های زون پتاسیک و فلیک در محدوده مورد بررسی.

	Biotite From Less-Altered Rocks				Biotite From Potassic Zone			Biotite From Phyllic Zone		
	۱	۲	۳	۴	۱	۲	۳	۱	۲	۳
SiO ₂	۳۷۳۶	۳۶/۹	۳۷/۴	۳۶/۶۵	۳۷/۲۹	۳۷/۴۹	۳۷/۸۶	۳۹/۳۳	۴۰/۳۱	۳۸/۸۳
TiO ₂	۴/۳۶	۴/۳	۴/۱۴	۴/۰۷	۴/۵۲	۴/۹۹	۴/۹۵	۴	۳/۹۷	۴/۲۴
Al ₂ O ₃	۱۴/۳۳	۴/۴۸	۱۴/۹۵	۱۴/۵۴	۱۳/۱۶	۱۳/۵۲	۱۳/۳۴	۱۴/۱۶	۱۴/۲۲	۱۳/۲۸
FeO*	۱۵/۲۸	۱۵/۲۴	۱۴/۸۶	۱۵/۰۵	۱۳/۳	۱۳/۲۳	۱۳/۳۶	۱۱/۰۸	۱۱/۰۵	۱۱/۵۴
MnO	۰/۲۱	۰/۲	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴
MgO	۱۴/۷	۱۴/۸۷	۱۵/۳۴	۱۵/۱۷	۱۵/۸۳	۱۶/۲۷	۱۶/۰۱	۱۲/۹۹	۱۳/۴۱	۱۲/۱۲
CaO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۱۲
Na ₂ O	۰/۵۹	۰/۶	۰/۶	۰/۵۹	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۴
K ₂ O	۸/۶	۸/۵۱	۸/۱۲	۸/۲۳	۸/۸۱	۸/۹۱	۸/۸۳	۷/۰۱	۵/۴۸	۶/۷۹
BaO	۰/۷۴	۰/۷۸	۰/۶۷	۰/۸۶	۰/۷۹	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۳۵
F	۰/۳	۰/۵۳	۰/۹	۰/۷۲	۰/۶	۰/۲۶	۰/۳۸	۰/۵۳	۰/۸۲	۰/۶
Cl	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۳	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۱
O=F, Cl	۰/۱۸	۰/۲۸	۰/۴۳	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۳	۰/۴۲	۰/۳۲
Tot	۹۶/۵۴	۹۶/۳۹	۹۶/۰۲	۹۶/۰۵	۹۶/۸۹	۹۶/۳۳	۹۶/۲۸	۸۹/۷۷	۸۹/۸۹	۸۸/۰۴
Si	۲/۷۸۰	۲/۷۵۶	۲/۷۶۱	۲/۷۴۷	۲/۸۱۲	۲/۷۸۰	۲/۸۰۸	۳/۰۲۱	۳/۰۵۹	۳/۰۵۱
Al	۱/۲۵۶	۱/۲۷۵	۱/۳۰۱	۱/۲۸۵	۱/۱۷	۱/۱۸۲	۱/۱۶۶	۱/۲۸۲	۱/۲۷۱	۱/۲۳۰
Ti	۰/۲۴۴	۰/۲۴۲	۰/۲۳	۰/۲۲۹	۰/۲۵۶	۰/۲۷۸	۰/۲۷۶	۰/۲۳۱	۰/۲۲۷	۰/۲۵۱
Fe	۰/۹۵	۰/۹۵۲	۰/۹۱۸	۰/۹۴۴	۰/۸۳۸	۰/۸۲	۰/۸۲۸	۰/۷۱۲	۰/۷۰۱	۰/۷۵۸
Mn	۰/۰۱۳	۰/۰۱۳	۰/۰۱۴	۰/۰۱۶	۰/۰۱۶	۰/۰۱۵	۰/۰۱۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳
Mg	۱/۶۳۰	۱/۶۵۶	۱/۶۸۸	۱/۶۹۵	۱/۷۸	۱/۷۹۹	۱/۷۷۰	۱/۴۸۷	۱/۵۱۷	۱/۴۲۰
Ca	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۷	۰/۰۱۴	۰/۰۱
Na	۰/۰۸۵	۰/۰۸۷	۰/۰۸۶	۰/۰۸۶	۰/۰۴۸	۰/۰۴۸	۰/۰۴۵	۰/۰۱۹	۰/۰۲۴	۰/۰۲۱
K	۰/۸۱۶	۰/۸۱۱	۰/۷۶۵	۰/۷۸۷	۰/۸۴۸	۰/۸۴۳	۰/۸۳۵	۰/۶۸۷	۰/۵۳	۰/۶۸۱
Ba	۰/۰۲۲	۰/۰۲۳	۰/۰۱۹	۰/۰۲۵	۰/۰۲۳	۰/۰۲۸	۰/۰۲۸	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱
OH	۱/۸۹۹	۱/۸۴۳	۱/۷۶۳	۱/۸۰۱	۱/۸۱۸	۱/۹۰۵	۱/۸۸۱	۱/۸۲۷	۱/۷۶۲	۱/۸۱۰
F	۰/۰۷۱	۰/۱۲۵	۰/۲۱	۰/۱۷۱	۰/۱۴۳	۰/۰۶۱	۰/۰۸۹	۰/۱۲۹	۰/۱۹۷	۰/۱۴۹
Cl	۰/۰۳	۰/۰۳۲	۰/۰۲۶	۰/۰۲۸	۰/۰۳۸	۰/۰۳۴	۰/۰۳	۰/۰۴۴	۰/۰۴۱	۰/۰۴۱
XMg	۰/۶۳۲	۰/۶۳۵	۰/۶۴۸	۰/۶۴۲	۰/۶۸	۰/۶۸۷	۰/۶۸۱	۰/۶۷۶	۰/۶۸۴	۰/۶۵۲
XFe	۰/۳۷۷	۰/۳۷۲	۰/۳۶۷	۰/۳۶۵	۰/۳۲	۰/۳۱۳	۰/۳۱۹	۰/۴۰۶	۰/۴۰۵	۰/۴۲۳
log(XCl/XOH)	۱-۷۹۸	-۱/۷۶۵	-۱/۸۲۷	-۱/۸۰۹	-۱/۶۷۶	-۱/۷۴۹	-۱/۷۹۵	-۱/۶۱۶	-۱/۶۳۲	-۱/۶۴۲
log(XF/XOH)	-۱/۴۳	-۱/۱۶۸	-۰/۹۲۴	-۱/۰۲۳	-۱/۱۰۴	-۱/۴۹۴	-۱/۳۲۴	-۱/۱۵۲	-۰/۹۵۲	-۱/۰۸۴
log(XF/XCl)	۰/۳۶۸	۰/۵۹۷	۰/۹۰۳	۰/۷۸۶	۰/۵۷۲	۰/۲۵۵	۰/۴۷۱	۰/۴۶۴	۰/۶۸	۰/۵۵۸



شکل ۸. موقعیت قرارگیری میکاهای تری اکتاهدرال در نمودار تقسیم بندی میکاها [۷].



شکل ۹. نمودار Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg برای بیوتیت‌های منطقه دالی (HM: بافر هماتیت مگنتیت، NNO: بافر نیکل-نیکل اکسید، QFM: بافر کوارتز فایالیت مگنتیت) [۱۲].

(شکل ۱۲ الف). میزان BaO (درصد وزنی) بیوتیت در زون آلتراسیون پتاسیک اساساً دو جمعیت را نشان می‌دهد (از مجموعه آلتراسیون فیلیک به سمت بیوتیت‌های ماگمایی) (شکل ۱۲ ب). میزان Fe (apfu) تغییرات واضح و مشخصی را (K (apfu) نسبت به بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های زون فیلیک می‌باشد (شکل ۱۲ ات). بیوتیت‌های ماگمایی و نیز بیوتیت‌های مربوط به زون پتاسیک توسط میزان بالاتری از MnO (درصد وزنی) در مقایسه با بیوتیت‌های زون فیلیک مشخص می‌شوند (شکل ۱۲ ث). کاهش تدریجی در میزان Na₂O (درصد وزنی) در مجموعه بیوتیت آذرین به سمت زون فیلیک همراه با افزایش پیوسته‌ای در میزان Si (apfu) در این مجموعه (از سمت بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی به سمت زون فیلیک) به چشم می‌خورد (شکل ۱۲ ج، چ). میزان Ti (apfu) در زون پتاسیک نسبت به بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های زون فیلیک غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۱۲ ح).

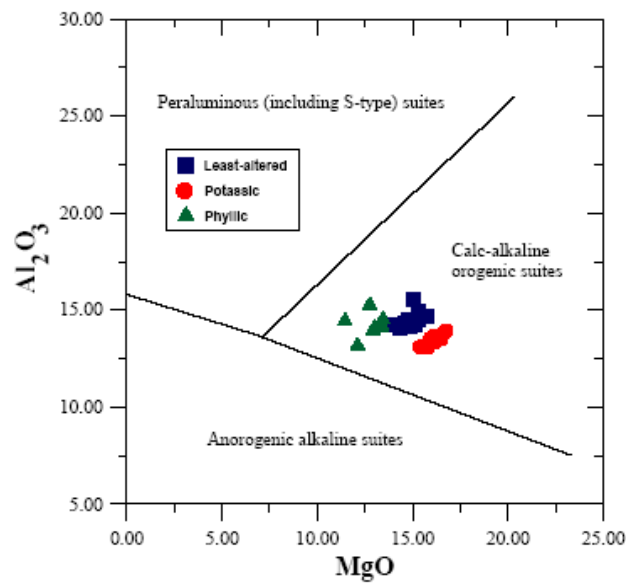
میزان فلور و کلر (درصد وزنی) بیوتیت در آذرین‌های غیر آلتره و در مجموعه‌های زون پتاسیک و فیلیک تفاوت قابل ملاحظه‌ای را نشان نمی‌دهند. البته به نظر می‌رسد که میزان Cl و فلور در بیوتیت‌های زون فیلیک کمی بالاتر باشد (شکل ۱۲ خ، د). این موضوع می‌تواند اختلاط بین سیالات هیدروترمال با منشأ ماگمایی با سیالات هیدروترمال با منشأ جوی و درحقیقت تأثیر بعدی سیالات اخیر را بر روی سیستم مس پورفیری در طی تکامل این سیستم نشان می‌دهد به طوری که از بالاترین میزان در بیوتیت‌های ماگمایی به کمترین میزان در بیوتیت‌های زون فیلیک تغییر می‌کند (شکل ۱۲ پ). بیوتیت در زون پتاسیک دارای میزان بالاتری از کلر را در منطقه نشان دهد [۵].

بیوتیت‌های موجود در سنگهای آذرین و همچنین در زون فیلیک دارای میزان CaO مشابهی می‌باشند اما این میزان در بیوتیت‌های زون پتاسیک پایین‌تر می‌باشد (شکل ۱۲ ذ). بیوتیت‌های مجموعه آذرین از لحاظ FeO (۱۴/۰۳ تا ۱۵/۴۲ درصد وزنی)، Al₂O₃ (۱۴/۰۴ تا ۱۴/۵۴ درصد وزنی) و Na₂O (۰/۵۱ تا ۰/۶۵ درصد وزنی) نسبت به بیوتیت‌های زون فیلیک و پتاسیک غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۱۳ الف، پ، ج). میزان TiO₂ (۴/۳۵ تا ۵/۰۷ درصد وزنی)، MnO (۰/۲۳ تا ۰/۲۷ درصد وزنی)، K₂O (۸/۳۵ تا ۹/۲۶ درصد

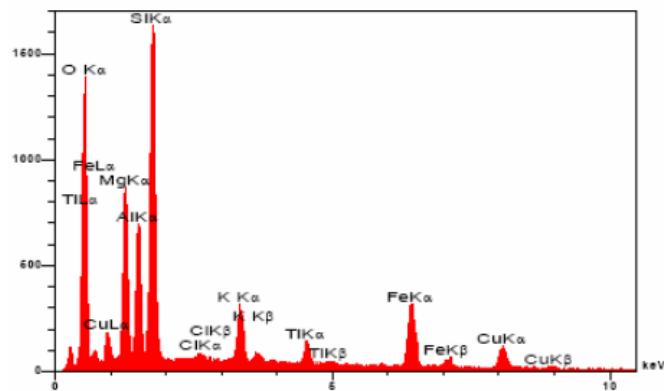
تکتونوماگمایی مجموعه‌های آذرین مورد مطالعه را مشخص نمود. همان‌گونه که در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود، ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد مطالعه در مکانهای کوه‌زایی کالکوالکال واقع شده‌اند [۹] که نشان‌دهنده سرشت کالک آلکال مرتبط با محیط فرورانش (مانند کمان ماگمایی) این سنگها می‌باشد. از طرفی در مجموعه مورد مطالعه، بیوتیت با آمفیبول منیزیم‌دار، پلاژیوکلاز و کانیه‌های اپک که مشخصه سنگهای کالک آلکال مرتبط با زون فرورانش است، همراه می‌باشد و لذا کلیه این موارد نشان‌دهنده تشکیل این مجموعه آذرین در یک محیط قوس ماگمایی است.

نکته جالب توجه در نتایج آنالیز شیمیایی بیوتیت‌های منطقه، حضور حدود ۸ درصد وزنی اکسید مس در ساختار تعدادی از بیوتیت‌های مربوط به زون پتاسیک می‌باشد که توسط آنالیز EDX مشخص شده است (شکل ۱۱). با مطالعات انجام شده در ۲۵ سال اخیر، زمین‌شناسان اقتصادی میزان مس مربوط به بیوتیت‌ها را به عنوان راهنما و سرنخی جهت کشف ذخایر مس پورفیری معرفی کرده‌اند. این مطالعات نشان داد که مس در مکانهای اکتاهدالی بیوتیت به جای آهن جایگزین می‌شود. آنومالی‌های مس در بیوتیت به دلیل حضور ادخالهایی از مس خالص با اندازه ریزتر از میکرومتر در مناطق بین لایه‌های میکاها می‌باشد. همراهی ادخالهای مس در مکانهای آلتراسیون، با درنظر گرفتن و محاسبات تعادل جرمی، پیشنهاد می‌کند که این سیلیکات‌های ورقه‌ای به عنوان مکانی برای حضور مس و نه به عنوان منشأیی برای مینرالیزاسیون اولیه عمل می‌کنند [۱۰]. همچنین بررسیهای متعدد در تعداد زیادی از نهشته‌های مس پورفیری نشان می‌دهد که غنی‌شدگی از مس در بیوتیت‌ها در طول شرایط اکسیدان حرارت پایین یعنی به احتمال زیاد در طول هوازدگی رخ داده است و تمرکزهای مس در این بیوتیت‌ها منعکس‌کننده فرآیندهای هیدروترمال ماگمایی نمی‌باشد و لذا بیشتر در مورد فرآیندهای سوپرژن به ما اطلاعات می‌دهد [۱۱].

در این بخش به مقایسه بیوتیت‌های آذرین و بیوتیت‌های هیدروترمال از زون‌های فیلیک و پتاسیک در منطقه پرداخته می‌شود. میزان کل Al (apfu) در بیوتیت‌های ثانویه نسبت به بیوتیت‌های اولیه (ماگمایی) کمتر می‌باشد و این میزان در بیوتیت‌های زون پتاسیک نسبت به فیلیک نیز کمتر است

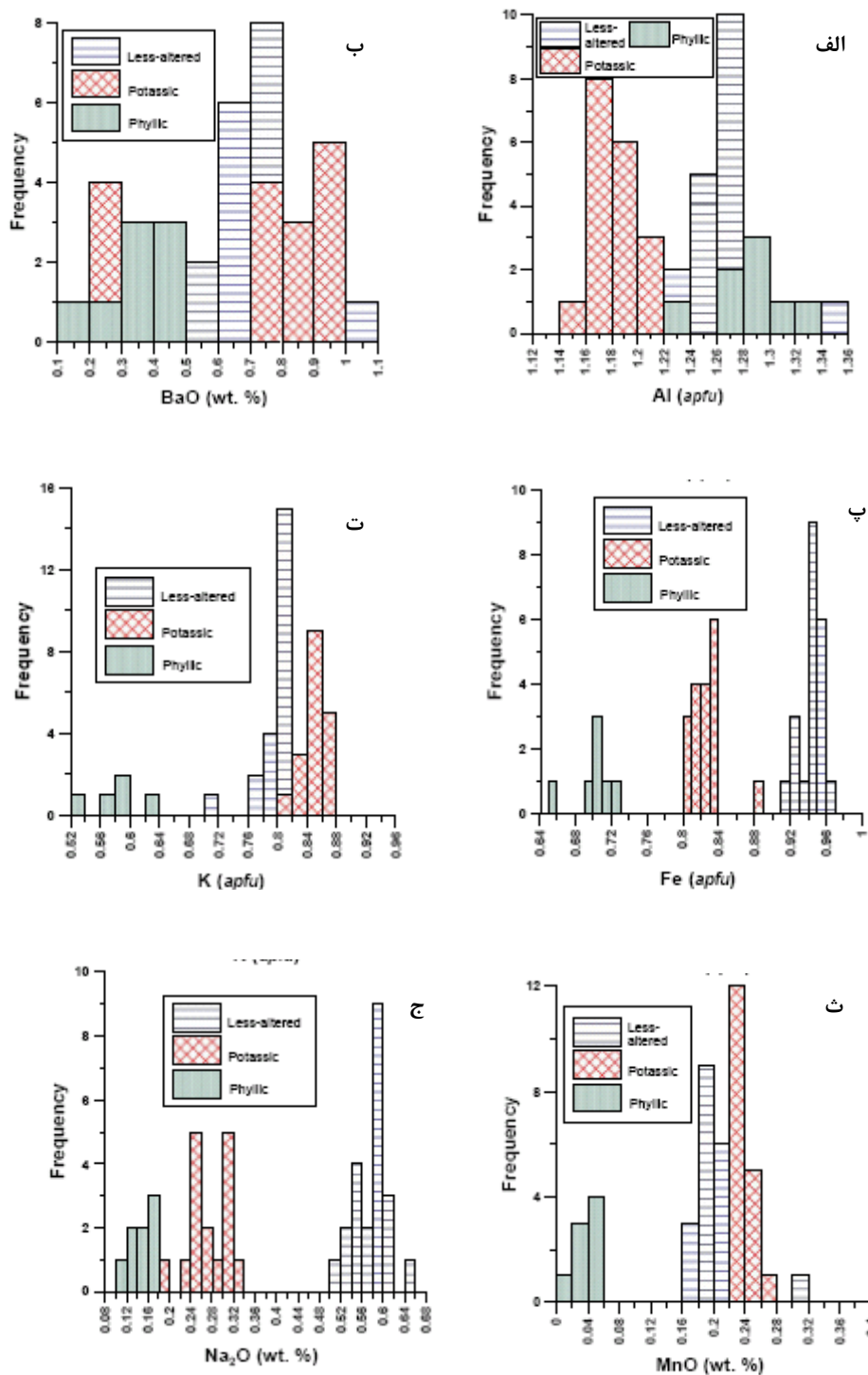


شکل ۱۰. موقعیت قرارگیری بیوتیت‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار تکتونوماگمایی $MgO-Al_2O_3$ [۹].

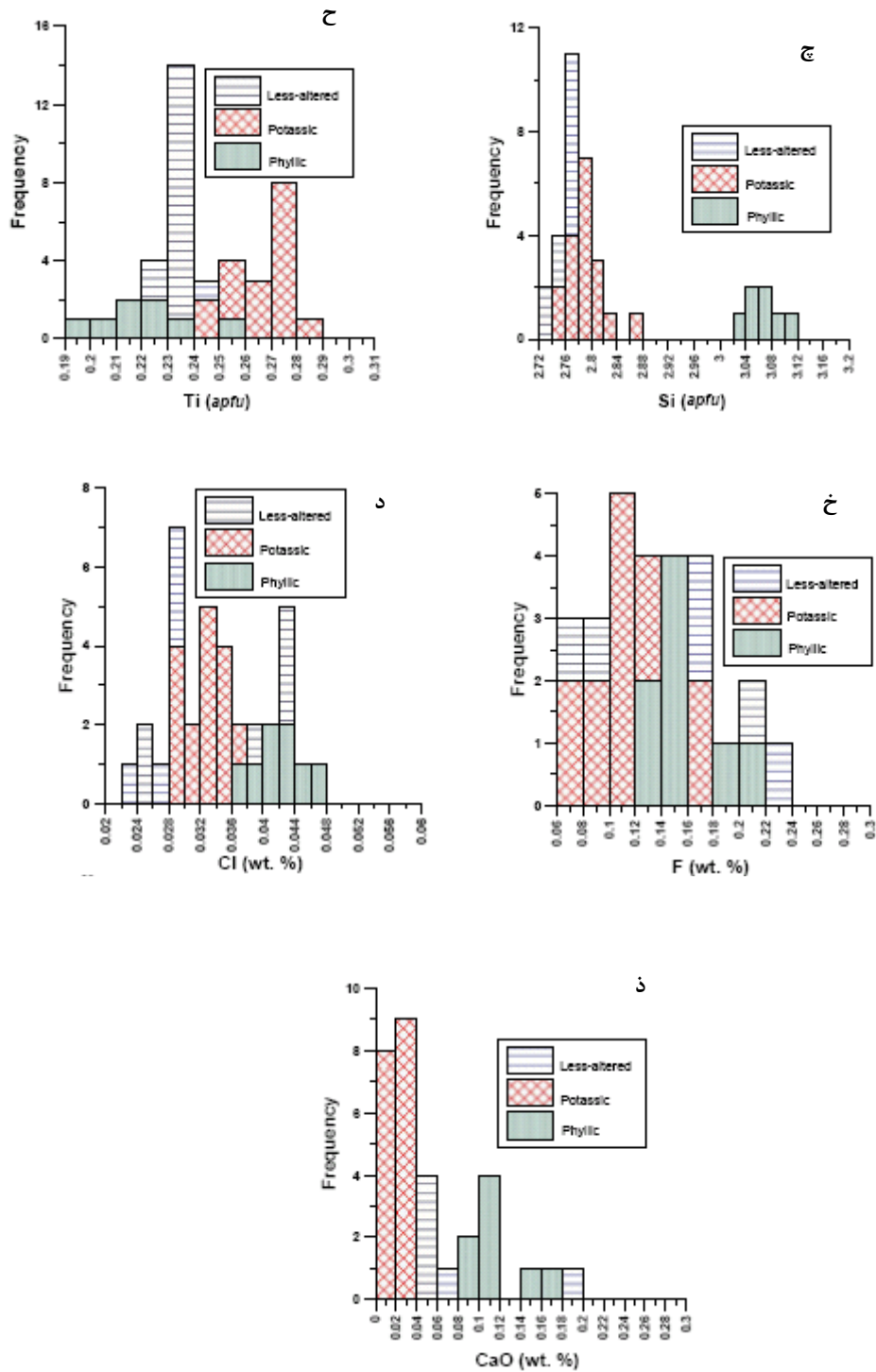


Elt	Line	W%	A%	Formula	Ox%	Cat#
O		40/72	58/72		0/00	0/00
Mg	Ka	10/38	9/85	MgO	17/22	1/85
Al	Ka	7/76	6/64	Al ₂ O ₃	14/67	1/24
Si	Ka	17/76	14/59	SiO ₂	37/99	2/73
Cl	Ka	0/37	0/24		0/37	0/05
K	Ka	3/67	2/17	K ₂ O	4/42	0/41
Ti	Ka	1/78	0/86	TiO ₂	2/97	0/16
Fe	Ka	11/16	4/61	FeO	14/36	0/86
Cu	Ka	6/39	2/32	CuO	7/99	0/43
		100/00	100/00		100/00	7/73

شکل ۱۱. نتایج آنالیز EDX از بیوتیت در زون پتاسیک منطقه مورد بررسی.



شکل ۱۲. هیستوگرام شیمی بیوتیت‌های اولیه درمقایسه با بیوتیت‌های زون پتاسیک و فلیک در منطقه مورد مطالعه.



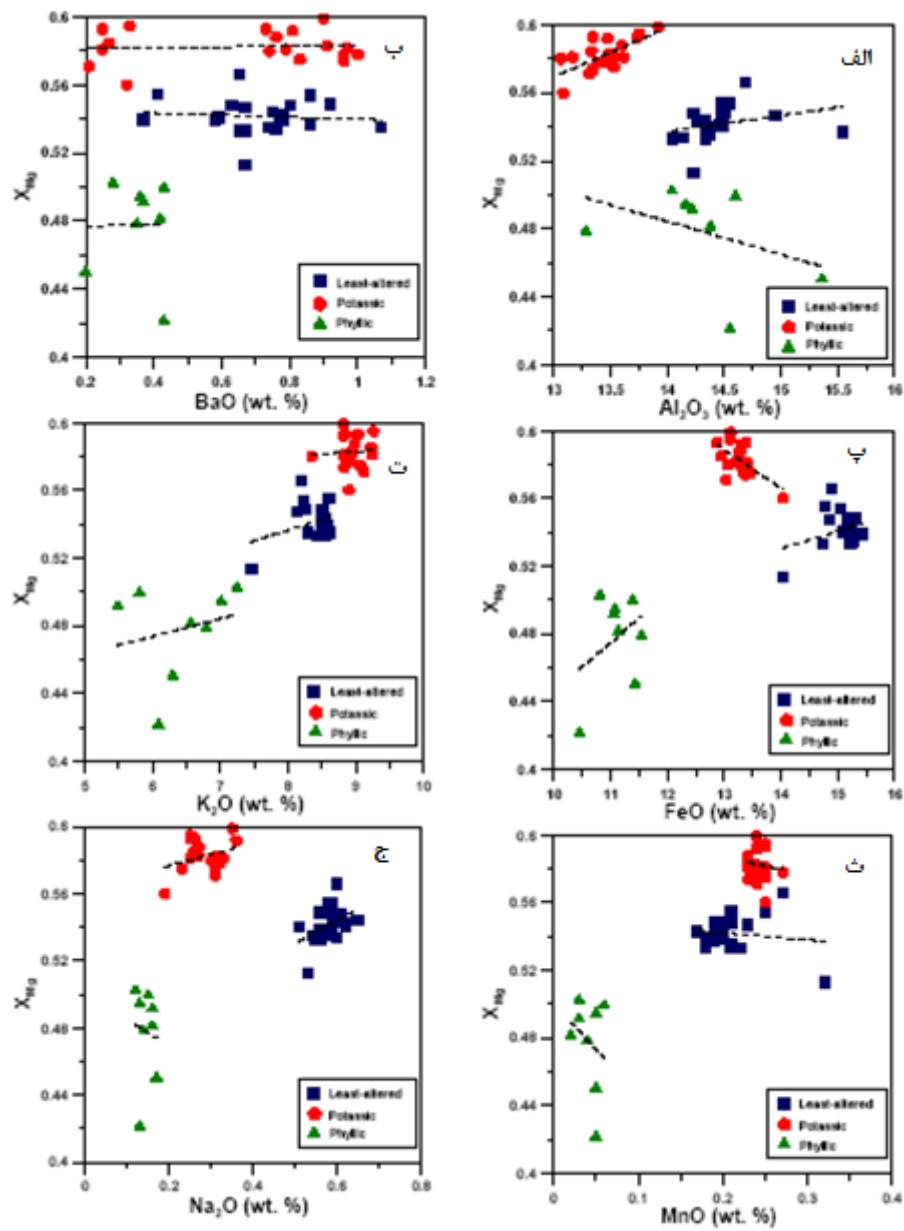
شکل ۱۲ ادامه. هیستوگرام شیمی بیوتیت‌های اولیه در مقایسه با بیوتیت‌های زون پتاسیک و فلیک در منطقه مورد مطالعه.

MnO (۰/۲۳ تا ۰/۲۷ درصد وزنی)، K₂O (۸/۳۵ تا ۹/۲۶ درصد وزنی) در بیوتیت‌های زون پتاسیک در قیاس با بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌های زون فیلک افزایش بیشتری نشان می‌دهد (شکل ۱۳ ت، ث، ح). میزان SiO₂ (۳۸/۸۳ تا ۴۲/۶۲ درصد وزنی)، CaO (۰/۰۹ تا ۰/۱۷ درصد وزنی)، فلور (۰/۵۳ تا ۰/۸۷ درصد وزنی) و کلر (۰/۳۰ تا ۰/۳۷ درصد وزنی) در بیوتیت‌های زون فیلک در مقایسه با دیگر مجموعه‌ها بالاتر می‌باشد (شکل ۱۳ چ، خ، د، ذ). در بیوتیت‌های زون پتاسیک، XMg با Al₂O₃, Na₂O, K₂O و F رابطه مثبت و با FeO, MnO و TiO₂ رابطه منفی دارد (شکل ۱۳). در بیوتیت‌های آذرین و اولیه، بین XMg و K₂O, FeO, Al₂O₃ و Na₂O رابطه‌ای مثبت دیده می‌شود. در بیوتیت‌های زون فیلک XMg با FeO, K₂O, TiO₂ و Cl رابطه مثبت و با Al₂O₃, MnO, Na₂O و F رابطه منفی دارد. از طرفی، XMg با میزان SiO₂ بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های زون فیلک و پتاسیک رابطه منفی دارد (شکل ۱۳). بیوتیت زون پتاسیک توسط میزان بالای پتاسیم (میانگین ۰/۸۵ wt%) و XMg (میانگین ۰/۵۸ wt%) و میزان پایین کلر (میانگین ۱/۱۸ wt%) و اکسید کلسیم مشخص می‌شود. بیوتیت زون فیلک دارای میزان آهن (میانگین : ۰/۷۱ wt%)، پتاسیم (میانگین : ۰/۱۲ wt%)، MnO (میانگین ۰/۰۴ wt%)، Na₂O (میانگین ۰/۱۵ wt%) و Si (با میانگین ۳/۰۶ wt%) و کلر (با میانگین ۰/۳۳ wt%) می‌باشد. بیوتیت‌های آذرین دارای میزان پایین سیلیس، کلر، XPh و میزان بالای آهن و اکسید سدیم می‌باشند. بر پایه این بررسیها می‌توان دو مورد را در خصوص تشکیل بیوتیت‌ها در مجموعه آذرین منطقه بیان نمود.

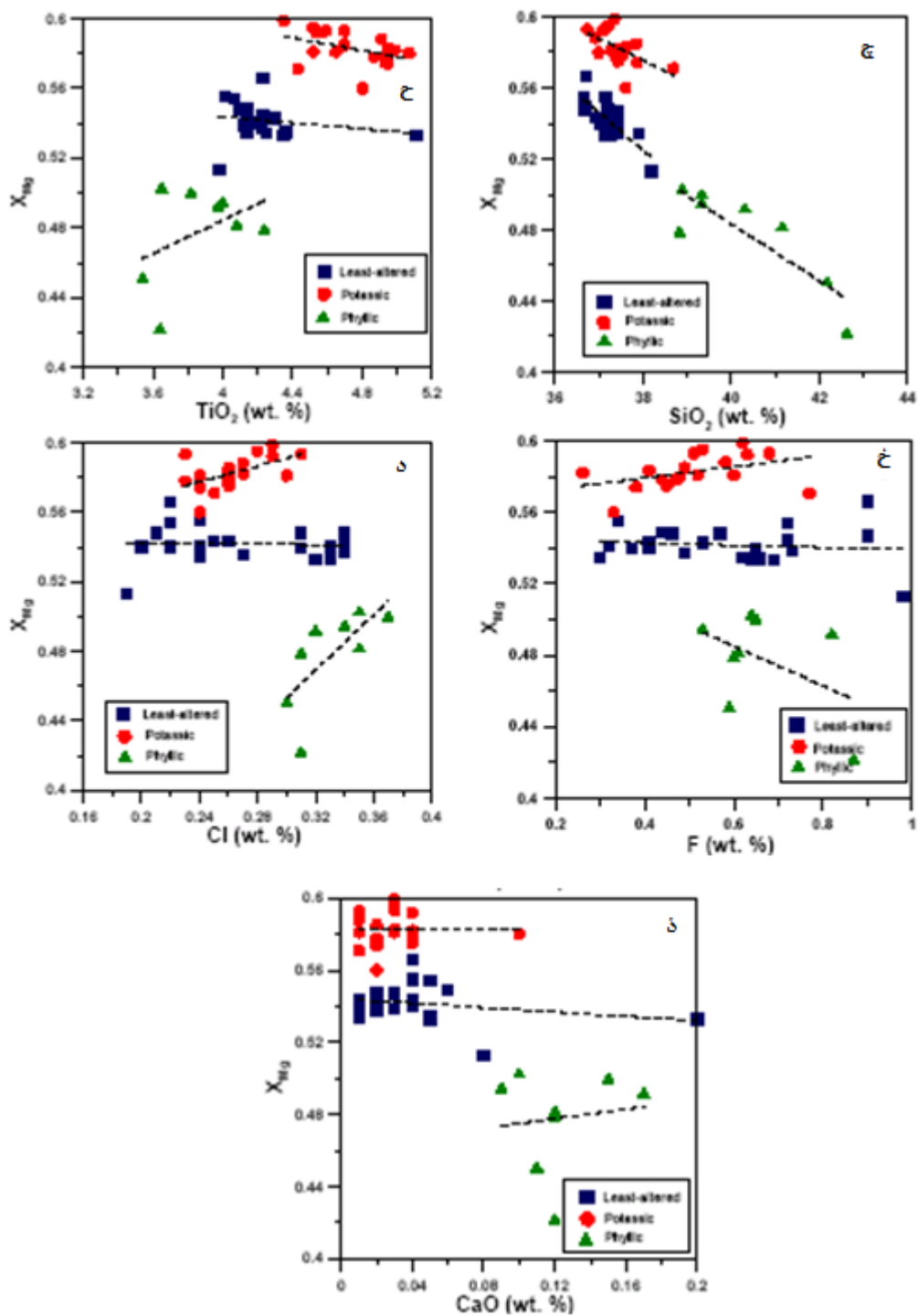
اول این‌که بیوتیت‌های ماگمایی و اولیه در مجموعه سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه نسبت به بیوتیت‌های ثانویه (زون پتاسیک و فیلک) تحت شرایط کاملاً متفاوتی شکل گرفته‌اند. دوم این‌که به نظر می‌رسد خود بیوتیت‌های ثانویه موجود در زونهای پتاسیک و فیلک هم تحت شرایطی متفاوتی تشکیل شده‌اند. مورد دوم توسط آیتی و همکاران (۲۰۰۸) مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به مطالعات ژو و اسورجنسکی [۱۴]، بیوتیت‌هایی که تحت شرایط فشار حرارت و ترکیب

سیال مشابهی تشکیل می‌شوند، بروی دیاگرام log (XCl/XOH)/XMg و log (XF/XOH)/XFe روندهای خطی نشان می‌دهند. شیب این خطها عاملی از حرارت و مقادیر عرض از مبدأ عاملی از شرایط فیزیکوشیمیایی مانند فشار و ترکیب سیال می‌باشند. میزان هالوژن بیوتیت‌ها در log (XCl/XOH) و log (XF/XOH) در مقابل (شکل ۱۴ الف)، میزان هالوژن بیوتیت از زونهای پتاسیک و فیلک دارای روندهای خطی بدون پراکندگی گسترده می‌باشد. عرض از مبدأ محور قائم روی دیاگرام log(XCl/XOH)/XFe برای بیوتیت‌های زون پتاسیک و فیلک به ترتیب ۱/۰۹- و ۱/۲۰- می‌باشد.

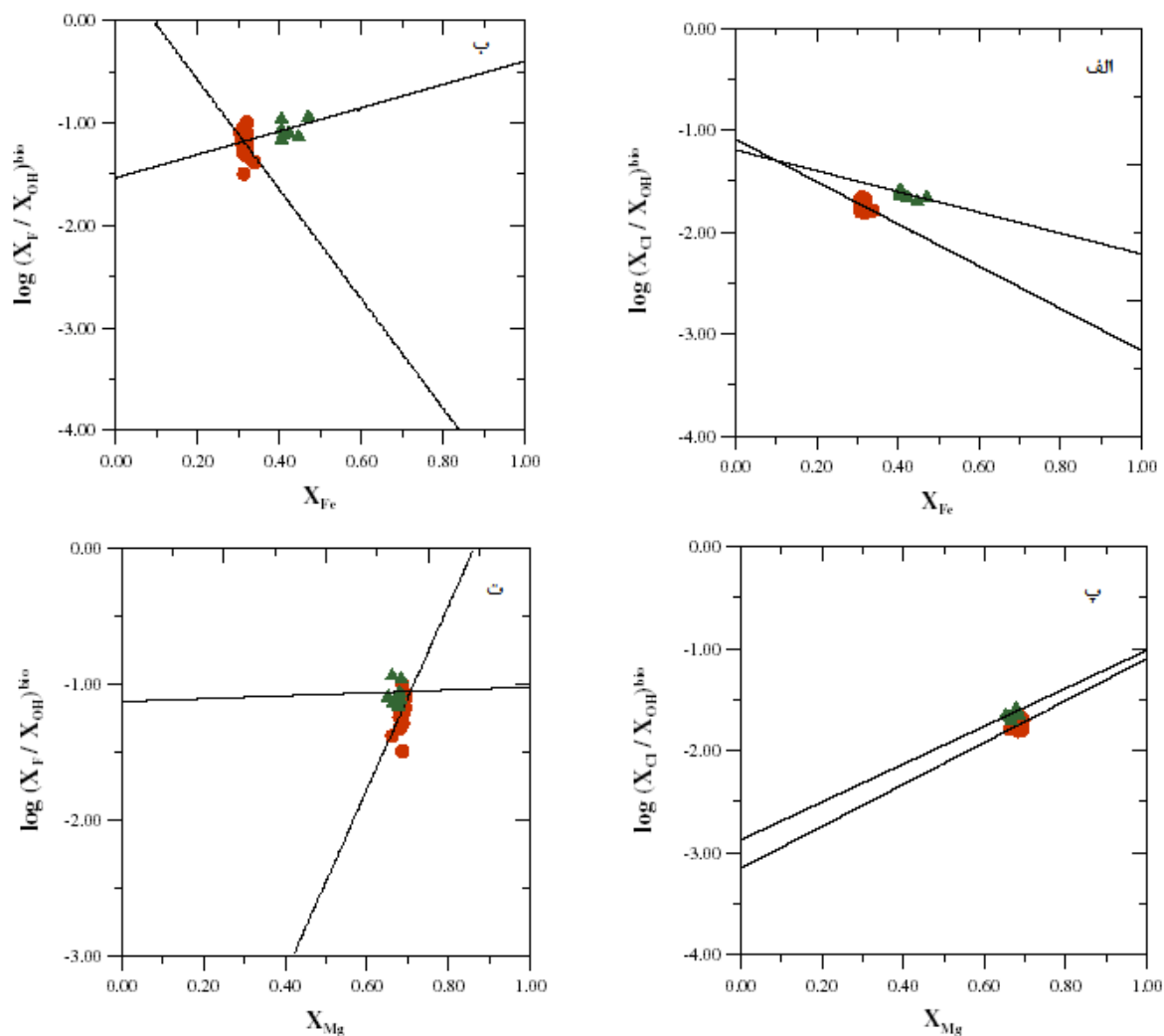
در log(XCl/XOH)/XMg (شکل ۱۴ پ)، نسبت XCl/XOH گسترده‌تری کمی دارد و مقادیر عرض از مبدأ آن برای زون پتاسیک و فیلک به ترتیب ۳/۱۵- و ۲/۲۷- می‌باشد. سلبی و نیست (۲۰۰۰)، مشابهت عرض از مبدأها و پراکندگی باریک میزان هالوژن بیوتیت در زونهای آلتراسیون پتاسیک و فیلک در مینرالیزاسیون پورفیری Cu-Au-Mo معدن Casino در کانادا را به مقادیر ثابت XF/XOH و XCl/XOH سیال هیدروترمال با شرایط حرارتی بسیار مشابه، نسبت می‌دهند. عرض از مبدأ روی پلاتهای log (XF/XOH)/XFe و log(XCl/XOH)/XMg (شکل ۱۴ ب، ت) برای بیوتیت‌های زونهای پتاسیک و فیلک متفاوت می‌باشد. برای میزان کلر بیوتیت در زونهای آلتراسیون پتاسیک و فیلک در نهشته مس پورفیری مورد بحث، Log(XCl/XOH)/XFe و log(XCl/XOH)/XMg روندهای خطی را نشان می‌دهند. مقادیر عرض از مبدأ مشابه و پراکندگی باریک برای نسبتهای XCl/XOH (شکل ۱۴ الف و پ)، ممکن است نشان‌دهنده این باشد که سیال هیدروترمال مسؤول ایجاد زونهای آلتراسیون پتاسیک و فیلک در منطقه از لحاظ شرایط حرارتی و ترکیب یکسان بوده است. ولی پراکندگی در نسبتهای log(XF/XOH) نسبت به شبیهی تخمین زده شده (شکل ۱۴ ب و ت) شاهدهی بر تشکیل بیوتیت تحت شرایط متفاوت حرارت و ترکیب در زونهای پتاسیک و فیلک است.



شکل ۱۳. XMg در مقابل FeO, Al₂O₃, BaO, K₂O, MnO, Na₂O (wt. %) در بیوتیت‌های آذرین در مقایسه با بیوتیت‌های زون پتاسیک و فلیک.



شکل ۱۳ ادامه. XMg در مقابل TiO_2 ، SiO_2 ، F، Cl و CaO (wt. %) در بیوتیت‌های آذرین در مقایسه با بیوتیت‌های زون پتاسیک و فلیک.



شکل ۱۴. پلات X_{Fe} در مقابل $\log(X_{Cl}/X_{OH})^{bio}$ و $\log(X_{F}/X_{OH})^{bio}$ و پلات X_{Mg} در مقابل $\log(X_{F}/X_{OH})^{bio}$ و $\log(X_{Cl}/X_{OH})^{bio}$ برای بیوتیت‌های زون آلتراسیون پتاسیک و فیلیک در منطقه مورد مطالعه (▲ فیلیک، ● پتاسیک).

نتیجه‌گیری

مطالعات زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمیایی در محدوده مورد مطالعه نشان داد که تیپ کانسار مورد مطالعه را می‌توان تیپ مس پورفیری در نظر گرفت. وجود نفوذی‌های پورفیریتیک فلسیک، دگرسانی‌های گرمایی از نوع پتاسیک، فلیک و پروپیلیتیک، حضور فراوان رگه‌ها و استوک‌ورکهای کوارتز- مگنتیت، حضور اکسیدهای آهن، عیار بالای عنصر مس از جمله شواهد کانی‌سازی نوع پورفیری می‌باشند. به منظور بررسی ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های اولیه (آذرین) و بیوتیت‌های ثانویه (حاصل از محلولهای هیدروترمال) و جهت بررسی طبیعت سیالات هیدروترمال، چندین نمونه از این بیوتیت‌ها مورد آنالیز مایکروپروب قرار گرفتند. بیوتیت‌های سنگهای آذرین مورد مطالعه حاوی منیزیم بالایی می‌باشند که نشان‌دهنده تشکیل آنها تحت شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشد. فوگاسیته اکسیژن بین بافرهای نیکل- اکسید نیکل و هماتیت- مگنتیت قرار می‌گیرد که نشان از تشکیل مجموعه آذرین منطقه در محیط قوس ماگمایی است. از طرفی ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها نشان‌دهنده سرشت کالکوالکان مرتبط با محیط فرورانش سنگهای آذرین می‌باشد. بررسیها نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های اولیه و ثانویه با یکدیگر متفاوت می‌باشد و لذا شرایط تشکیل بیوتیت‌های ماگمایی نسبت به بیوتیت‌های هیدروترمال کاملاً متفاوت است. از طرفی بیوتیت‌های ثانویه (زون پتاسیک و فلیک) نیز خود تحت شرایط متفاوتی تشکیل شده‌اند. میزان کلر و فلور بیوتیت‌های زون فلیک در مقایسه با بیوتیت‌های زون پتاسیک و نیز نسبت به بیوتیت‌های ماگمایی بالاتر می‌باشد. این موضوع می‌تواند اختلاط بین سیالات هیدروترمال با منشأ ماگمایی با سیالات هیدروترمال با منشأ جوی را در منطقه مورد مطالعه نشان دهد. پراکندگی در نسبت‌های $\log(XF/XOH)$ نسبت به شیبهای تخمین زده شده شاهدهی بر تشکیل بیوتیت تحت شرایط متفاوت حرارت و ترکیب در زونهای پتاسیک و فلیک است.

مراجع

- des roches magmatiques de la region Natanz-Nain-Surk (Iran central)*", PhD thesis, University of Grenoble France, (1975).
- [2] Foster H., "Continental drift in Iran in relation to the Afar structure. In *Afar between continental and oceanic rifting*" Pilger, A. and Rosler, A., Schweizerbartsche Verlags buch handlung, Stuttgart, (1978) 182-190.
- [3] Shahabpour J., "Aspects of alteration and mineralization at the Sar Cheshmeh copper-molybdenum deposit, Kerman, Iran", Ph. D. Thesis (unpublished), (1982).
- [4] Asadi H., "Preliminary Exploration at Dalli Porphyry Cu- Prospect, Central Province of Iran", DORSA Engineering Limited, (2005), 22 p.
- [5] Ayati F., Yavuz, F., Noghrean, M. Asadi, H., "Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran", *Mineralogy and petrology* 94 (2008) 107- 122.
- [۶] علایی مهابادی س. و کهنسال ر.، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش سلفچگان - خوره"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۷۹).
- [7] Tischendorf G., Gottesmann B., Förster H., Trumbull R. B., "On Li-bearing icas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation", *Mineral Mag* 61 (1993) 809-834.
- [8] Anderson J. L. Smith D. R., "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer", *American Mineralogist* 80 (1995) 549-559.
- [9] Abdel-Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas", *Journal of Petrology*, 35 (1994) 2, 525-541.
- [10] Eugene S., Ilton Veblen D. R., 1988, "Copper inclusions in sheet silicates from porphyry Cu deposits", *Nature*, 334, 516 - 518.
- [11] 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.
- [12] Wones Eugster., D.R. Wones H.P. Eugster, "Stability of biotite: experiment, theory, and application", *American Mineralogist* 50 (1965)

- [1] Amidi S. M., "Contribution a' l'etude stratigraphique, petrologique et petrographique

- [۱۵] آیتی ف.، اسدی هارونی ه.، نقره ئیان م. ، خلیلی م.،
"گزارش مقدماتی از اکتشاف مس پورفیری در استان مرکزی"،
مجله علمی - پژوهشی دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۷).
- 1228-1272.
- [13] Selby D, Nesbitt B.E., "*Chemical composition of biotite from Casino porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry*", Chem Geol 171 (2000) 77-93.
- [14] Zhu C, Sverjensky D.A., "*F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite*", Geochim Cosmochim Acta 56 (1992) 3435-3467.