

پتروگرافی و شیمی کانی ها در پهنه‌های ماگمایی و دگرسانی جنوب سلفچگان

فریماه آیتی^{۱*}، موسی کلیمی نقره‌نیا^۲ و محمود خلیلی^۲

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران ۴۶۹۷ - ۱۹۳۹۵، ج.ا. ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

منطقه بررسی شده در امتداد کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد. مجموعه سنگ‌های آذرین منطقه شامل آندزی بازالت، آندزیت، داسیت، دیوریت و کوارتز دیوریت با بافت پورفیری است که به صورت آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی مشاهده می‌شود. مجموعه کانی‌های تشکیل‌دهنده این مجموعه شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز به همراه پیروکسن و آثاری از فلدسپات پتاسیم است. رخداد دگرسانی پتاسیک و فلیک و دگرسانی پروپیلیتیک به صورت گسترده، حضور سیالات گرمایی را در منطقه نشان می‌دهد. آمفیبول‌های سنگ‌های آذرین بررسی شده، معمولاً غنی از منیزیم بوده و محدوده ترکیبی وسیعی از منیزیوهورنبلند تا اکتینولیت دارند. بیوتیت‌ها نیز حاوی منیزیم بالایی هستند که نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن است. این ویژگی‌ها بیانگر آمفیبول‌ها و بیوتیت‌های مربوط به نفوذی‌های حاوی مس پورفیری است. بررسی شیمی بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که ترکیب سیالات گرمایی مربوط به پهنه پتاسیک و پهنه فلیک متفاوت است. زمین‌دماسنجی کلریت‌ها و بیوتیت‌های نهشته بررسی شده، به ترتیب، حرارت بین ۲۷۵ تا ۳۲۳ درجه سانتیگراد و ۴۰۲ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد را برای پهنه پتاسیک و حرارت ۲۴۹ تا ۲۵۶ درجه سانتیگراد و ۲۸۰ تا ۳۴۴ درجه سانتیگراد را برای پهنه فلیک نشان می‌دهند که قابل مقایسه با سایر نهشته‌های مس پورفیری در جهان است.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی گرمایی، دماسنجی، سلفچگان

مقدمه

امتداد دارد. کمربند ماگمایی ارومیه- دختر شاهد تکاپوی ماگمایی گسترده‌ای در سنوزوئیک بوده که به‌ویژه در ائوسن از شدت بیشتری برخوردار بوده و تا پلیوسن و کواترنری ادامه داشته است. سنگ‌های آذرین درونی، بیرونی و آذرآواری با طبیعت کالک‌آلکان، آلکان و حتی شوشونیتی در این دوران و در این پهنه رخمون

منطقه مطالعه شده در جنوب سلفچگان و شمال شرق اراک قرار دارد و بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه- دختر است. این کمربند به موازات پهنه رسوبی زاگرس و پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان با پهنای ۵۰ کیلومتر و طول ۲۰۰۰ کیلومتر از شمال غرب به جنوب شرق

اسیدی هستند. توده‌های اخیر تحت تأثیر سیالات گرمابی، دچار دگرسانی شده و کانه‌زایی در آن‌ها رخ داده است (آیتی و همکاران، ۱۳۸۷). رخنمون‌های اطراف نفوذی‌های کانی‌سازی شده، همگی سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های هورنبلند آندزیت با دگرسانی پروپیلیتیک هستند (شکل ۱).

روش انجام پژوهش

مطالعات صحرایی با انتخاب رخنمون‌های مناسب و نمونه‌برداری از آن‌ها آغاز شد. پس از انتخاب نمونه‌های مناسب و تهیه مقاطع میکروسکوپی و مطالعات پتروگرافی با میکروسکوپ پلاریزان، به‌منظور شناخت و بررسی دقیق کانی‌ها و مشخص نمودن ترکیب عنصری آن‌ها، آنالیز نقطه‌ای بر روی کانی‌ها توسط دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب مدل Cameca SX50 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kV و شدت جریان ۲۰ nA به همراه آنالیز EDX (Energy Dispersive X Ray) با ولتاژ ۱۹/۹ kV بر روی کانی بیوتیت در دانشگاه Oklahoma City ایالات متحده آمریکا انجام شد.

مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی

سنگ‌های آتشفشانی نئوژن مورد مطالعه اکثراً دارای ترکیب حدواسط بوده و بیشتر حجم سنگ‌های آتشفشانی منطقه را آندزیت (هورنبلند آندزیت، هورنبلند آندزیت پیروکسن‌دار، آندزیت کوارتزدار) و همچنین توده‌های دیوریت تا کوارتز دیوریت پورفیری به خود اختصاص داده است.

سایر سنگ‌های آتشفشانی به حالت پراکنده و میان لایه در پیکره آندزیتی آتشفشان نئوژن قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آذرآواری در منطقه مطالعه شده با میان لایه‌هایی از گدازه‌های آندزیتی و آندزیت‌بازالتی، میزبان توده‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی با ترکیب حدواسط تا اسیدی هستند.

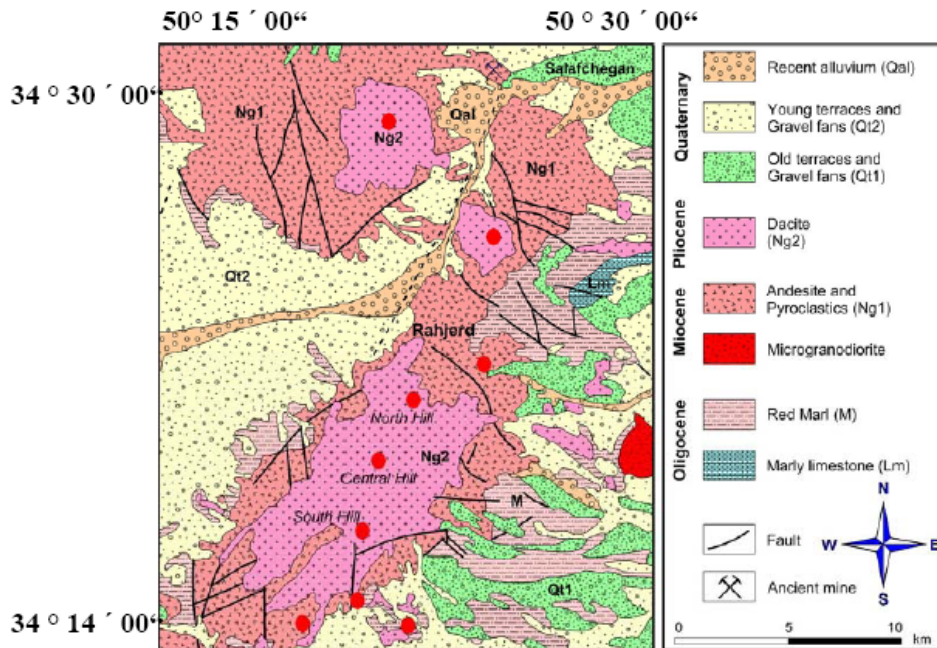
دارند (Hassanzadeh, 1993; Alavi 1994; Amidi, 1977). مجموعه سنگ‌های آذرین منطقه بررسی شده شامل آندزیت‌بازالت، آندزیت، داسیت و نیز دیوریت و کوارتز دیوریت پورفیری است. این سنگ‌ها ماهیت کالک‌آلکالین دارند (آیتی، ۱۳۸۸). این منطقه تحت تأثیر دگرسانی پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک واقع شده است. مطالعات زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمیایی شواهد متعددی مبنی بر وجود کانسار نوع مس پورفیری در این منطقه را نشان می‌دهد (آیتی و همکاران، ۱۳۸۷). هدف از این مطالعه استفاده از شیمی کانی‌ها به‌منظور پی‌بردن به تغییرات ترکیب کانی‌ها و شرایط تبلور ماگما و همچنین بررسی فرآیند دگرسانی و تفسیر طبیعت سیالات گرمابی در طول رخداد دگرسانی در منطقه یاد شده است.

زمین‌شناسی منطقه

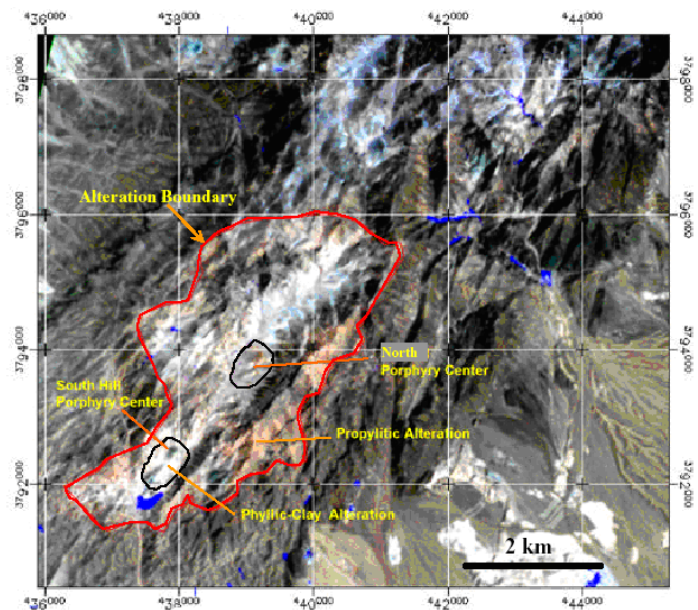
منطقه بررسی شده در محدوده جغرافیایی $50^{\circ}15'$ تا $50^{\circ}30'$ طول‌های شرقی و $34^{\circ}14'$ تا $34^{\circ}30'$ عرض‌های شمالی و در ۶۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان اراک واقع شده است. این منطقه از جنوب به محلات، از جنوب شرق به دلیجان، از جنوب غرب به اراک و از شمال شرق به سلفچگان محدود می‌شود. روستای راوه و کهک نزدیک‌ترین روستاها به منطقه معدنی مطالعه شده هستند. قدیمی‌ترین واحدهای موجود در منطقه، تناوبی از مارن قرمز و آهک ماسه‌ای به سن میوسن و هم‌ارز سازند قرمز بالایی است. پس از آن لاپیلی توف و برش‌های آندزیتی خاکستری تیره به سن میوسن بالایی - پلیوسن پایینی قرار دارد که مارن‌های یاد شده را می‌پوشانند (علایی مهابادی و کهنسال، ۱۳۷۹).

این سنگ‌های آذرآواری با بافت و رنگ متفاوت دارای میان لایه‌هایی از گدازه‌های آندزیتی و آندزیت‌بازالتی هستند و از طرفی میزبان توده‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی با ترکیب حدواسط تا

(الف)



(ب)



شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه (برگرفته از Emami (۱۹۹۱) (محل نمونه‌برداری: ●)

ب) تصویر ماهواره‌ای استر (تصویر ترکیب رنگی VNIR 123 منطقه دالی نشان‌دهنده آنومالی جنوبی و آنومالی مرکزی و سیستم دگرسانی

کانی‌سازی شده اصلی، با ترکیب شیمیایی هورنبلند دیوریت پورفیروئید و به شکل یک توده مخروطی برونزد دارد. این توده در بررسی‌های سطحی با دگرسانی پتاسیک، دگرسانی فیلیک و همراه با رگه‌ها و استوکورک‌های شدید سیلیسی مشخص می‌شود. تراکم رگه‌ها و استوکورک‌ها

توده‌های اخیر، تحت تأثیر سیالات گرمابی، دچار دگرسانی (پتاسیک، فیلیک، پروپیلیتیک، آرژیلیک به صورت محلی) و کانه‌زایی مس شده‌اند.

نتایج آنالیز نقطه‌ای در بیشتر نمونه‌ها، تمرکز بالایی از مس (تا بیش از ۰/۷۵ درصد) را نشان می‌دهد (آیتی و همکاران، ۱۳۸۷). پهنه

مشاهده می‌شود. این امر می‌تواند ناشی از افزایش فشار بخار آب باشد که سبب برعکس شدن ترتیب تبلور کانی‌ها و تقدم تبلور هورنبلند بر تبلور فلدسپات‌های پلاژیوکلاز می‌شود (Yoder and Tilley, 1962). پلاژیوکلاز که فراوان‌ترین کانی این سنگ‌هاست، به صورت درشت‌بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار و یا به صورت میکروفنوکریست و میکروولیت در زمینه مشاهده می‌شود. این کانی دارای ساختمان منطقه‌ای مشخص، ماکل پلی‌سنتتیک و گاهی دارای حاشیه یا مرکز غبارآلود است (شکل ۲). منطقه‌بندی نوسانی را می‌توان به نوسانات فشار بخار آب (Yoder et al., 1956) و از طرفی به پدیده اختلاط ماگمایی (Perugini et al., 2005) نسبت داد. به‌طور کلی پلاژیوکلازها به شکل‌های مختلفی در این سنگ‌ها دیده می‌شوند: پلاژیوکلازهای غبارآلود با حواشی گردشده و تحلیل رفته، پلاژیوکلازهای خودشکل و سالم و در نهایت پلاژیوکلازهای زمینه سنگ (ماتریکس) که به صورت میکروولیت هستند. پلاژیوکلازها با حاشیه غبارآلود می‌توانند نتیجه اختلاط ماگمایی، هضم بیگانه بلور پلاژیوکلاز سنگ دیواره توسط ماگمای نفوذی و یا برداشته شدن ناگهانی فشار و تغییر در فشار بخار آب در حین صعود ماگما باشد (Gioncada et al., 2006).

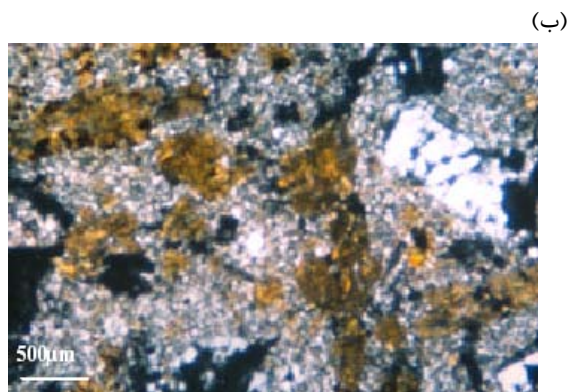
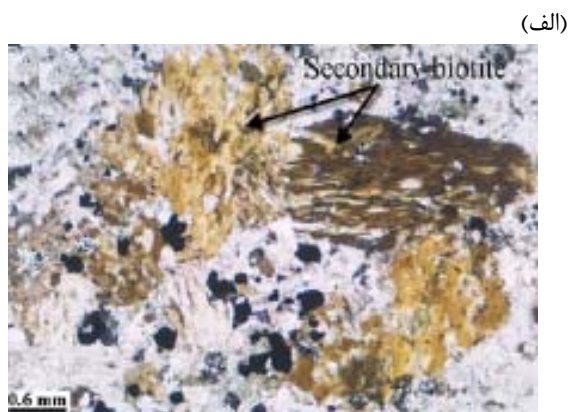
آمفیبول‌ها که پس از پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند، با چندرنگی سبز یا قهوه‌ای، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با مقاطع طولی و عرضی فراوان و با ماکل ساده یا رگه‌ای در سنگ مشخص می‌شوند. بیوتیت‌های ماگمایی و اولیه به صورت فنوکریست‌های درشت، با چندرنگی قهوه‌ای و با ماکل مکانیکی واضح که نشان از عملکرد فشارهای تکتونیکی یا فشار ناشی از بالا آمدن توده است در مقاطع مشاهده می‌شوند.

دو نسل بیوتیت در این سنگ‌ها وجود دارد: بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی و بیوتیت‌های ثانویه.

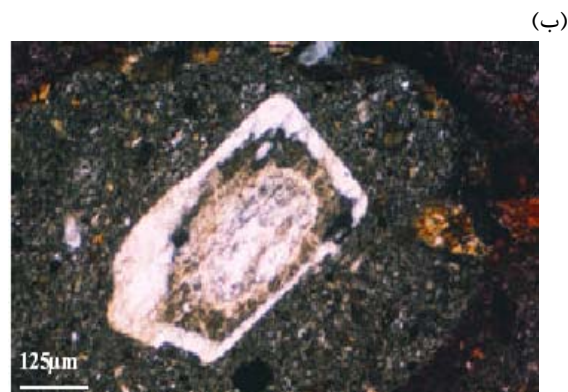
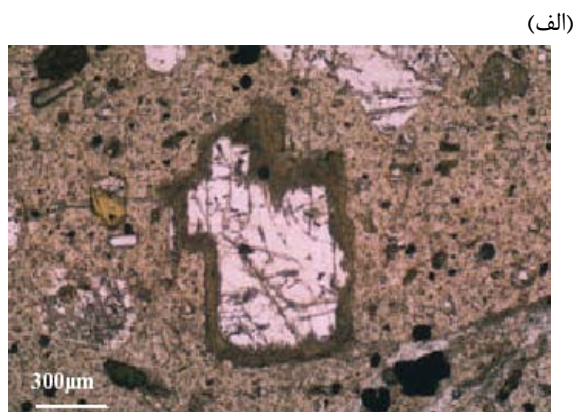
(کوارتز، مگنتیت و اکسید آهن) بسیار بالاست و به ۱۰ تا بیش از ۵۰ رگه در متر می‌رسد. آثار کانی مالاکیت در رخنمون‌ها معمول است که مقدار آن به بیش از ۱٪ می‌رسد. در حدود ۱/۷ کیلومتر به سمت شمال شرق، توده نفوذی دیگری با ابعاد ۴۰۰ متر در بیش از ۲۰۰ متر قرار دارد. این توده نفوذی با دگرسانی پتاسیک و پروپیلیتیک، هسته‌ای از هورنبلند-بیوتیت تونالیت پورفیروئید دارد که به درون آندزیت‌های میزبان نفوذ کرده‌اند.

در بررسی‌های میکروسکوپی آندزیت‌ها به صورت گدازه و توف دیده می‌شوند. بافت این مجموعه‌ها اکثراً پورفیری تا میکروولیتیک پورفیری است. رخداد دگرسانی پتاسیک (بیوتیت ثانویه + مگنتیت + ارتوکلاز ثانویه)، فیلیک، آرژیلیک حدواسط و دگرسانی پروپیلیتیک به صورت گسترده حضور سیالات گرمایی را در منطقه نشان می‌دهد. به طرف حاشیه و به سمت آذرآواری‌ها و آندزیت‌های میزبان، پیشرفت دگرسانی پروپیلیتیک مشهود است. در این دگرسانی، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به کلسیت، کلریت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. وجود ادخال اپیدوت در داخل پلاژیوکلاز می‌تواند با تخریب پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار در حضور سیالات گرمایی توجیه شود. اپیدوت که یکی از کانی‌های اصلی در دگرسانی رخساره پروپیلیتیک است، گاهی به صورت دروغین، جانشین هورنبلند شده است. حضور اسفن و اپیدوت بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و اکسیدکلسیم در محیط و در سیالات گرمایی است (Collins, 1988).

کلریت در دمای پایین تا متوسط و در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول تشکیل می‌شود. کلریت‌ها اغلب بی‌شکل‌اند و با چندرنگی ضعیفی از سبز تا سبز پریده و برجستگی کم مشخص می‌شوند. سوزن‌هایی از روتیل در کلریت‌ها مشاهده می‌شود که منشأ آن از تجزیه بیوتیت‌هاست. گاهی ادخال‌هایی از کانی‌های آمفیبول، آپاتیت، زیرکن و کوارتز در داخل پلاژیوکلازها



شکل ۳- بیوتیت ثانویه به صورت پراکنده (آمیبی) یا به صورت جایگزین هورنبلند در آلتراسیون پتاسیک



شکل ۲- (الف) و (ب) پلاژیوکلاز با حواشی غبارآلود (نور PPL) و مرکز تجزیه شده و غبارآلود (نور XPL)

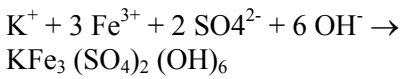
کانی‌های اپاک آزاد شده است. تبدیل هورنبلند و بیوتیت به بیوتیت ثانویه، آهن و تیتان آزاد کرده و این عناصر دوباره می‌توانند به صورت پیریت، کالکوپیریت و روتیل به صورت درجازا ته‌نشست شوند (Calagari, 2004).

هجوم محلول‌های گرمایی غنی از سیلیس حاصل از مرحله پایانی فعالیت گرمایی، باعث تشکیل رگه و رگچه‌های سیلیسی (استوکورک) در منطقه شده است. پیریت‌های اکسیدشده به مقدار اندک در یال شمال-شمال‌غربی توده کانی‌سازی اصلی یافت می‌شود. محصولات اکسیداسیون پیریت باعث شستشوی ترکیبات مس در بخش‌های بالایی و ته‌نشین شدن آن‌ها در بخش پایینی به صورت کانی کالکوسیت می‌شود (غنی‌شدگی سوپرژن) که البته در منطقه مورد مطالعه گسترش این زون محدود است. آثار اکسید آهن و

بیوتیت‌های ثانویه خود شامل بیوتیت‌های آمیبی شکل که به صورت مستقل و توسط محلول‌های گرمایی ایجاد شده‌اند و به صورت پراکنده در مقاطع مشاهده می‌شوند و دیگری فلس‌های کوچک و ریز بیوتیت که اصولاً جایگزین هورنبلندها شده‌اند، هستند (شکل ۳).

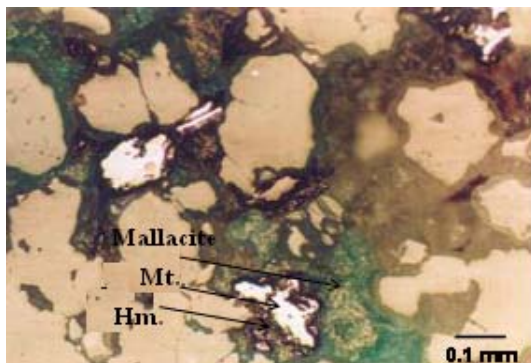
پدیده سرپیسیتی و کلریتی‌شدن در بیوتیت‌ها مشهود است. بیوتیت ثانویه از لحاظ خصوصیات نوری نسبت به بیوتیت اولیه، چندرنگی کمتری دارد و نشان می‌دهد که نسبت Fe/Mg در طول این تبدیل کاهش می‌یابد. هورنبلند به دگرسانی پتاسیک بسیار حساس است و بنابراین توسط بیوتیت جایگزین می‌شود. حضور شکل‌های دروغین بیوتیت ثانویه به جای فنوکریست هورنبلند، در پهنه پتاسیک معمول است. از طرفی هورنبلندها کلریتی شده‌اند و در امتداد کلیواژهای آن‌ها

ژاروسیت به صورت پوششی بر روی هسته اکسید آهن تشکیل شده است.

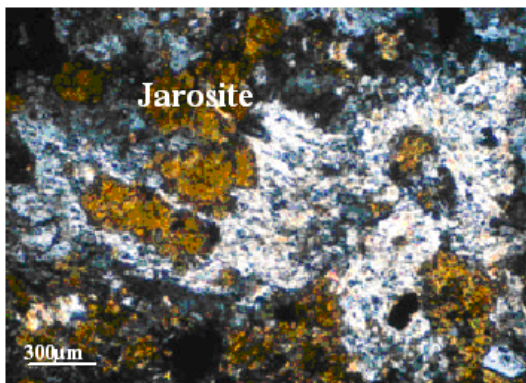


ژاروسیت

گدازه‌های آندزیت‌بازالتی که بازیک‌ترین سنگ‌های منطقه هستند، به صورت میان لایه و پراکنده در سنگ‌های آذرآواری مشاهده می‌شوند. بافت آن‌ها جریان، میکروولیتیک پورفیریک تا هیالومیکروولیتیک پورفیری است. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت درشت‌بلور در خمیره ریزبلور شامل میکروولیت‌های پلاژیوکلاز قرار دارد. الیوین در مقادیر کم (حدود ۵ درصد) و به صورت پراکنده در مقاطع حضور دارد. فنوکریست‌های پیروکسن به صورت شکل‌دار با برجستگی متوسط و به صورت منفرد و یا تجمعی، کم و بیش در این مقاطع مشاهده می‌شود.



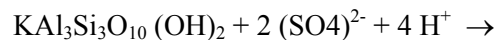
شکل ۴- تبدیل مگنتیت به هماتیت در حواشی و حضور مالاکیت در امتداد رگه‌ها



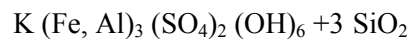
شکل ۵- تبدیل بخشی پلاژیوکلاز به ژاروسیت

کانه‌زایی مس (مالاکیت) (شکل ۴) به صورت رگه‌ای و افشان، به میزان فراوان در این توده مشاهده می‌شود. سپس کلینوپیروکسن به میزان کمتر (۵ ≤ درصد) به صورت منفرد یا تجمعی که گاه اورالیتی شده است در این سنگ‌ها حضور دارد. کوارتز در زمینه ریزدانه فلسیتی به میزان فراوان و گاهی به صورت درشت‌بلورهای بی‌شکل با حاشیه خلیج‌خورده در متن سنگ دیده می‌شود. خوردگی خلیجی کوارتز در طی بالا آمدن ماگما و به علت تغییر فشار حاصل شده است و یا نتیجه رشد ناپایدار اولیه است (Shelley, 1991). به عبارت دیگر در پی افت ناگهانی فشار، دمای تبلور کاهش می‌یابد و بلورهای موجود در ماگما (مانند کوارتز) دچار ذوب و خوردگی می‌شوند. گاهی آثاری از ژاروسیت در فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۵). ژاروسیت که عضو آهن و پتاسیم‌دار گروه آلونیت‌هاست، در مقاطع میکروسکوپی و در نور طبیعی با برجستگی بالا، رنگ قهوه‌ای تا زرد و به صورت توده‌ای تا پراکنده مشاهده می‌شود.

شکل‌گیری ژاروسیت‌ها در ارتباط با اکسیداسیون پیریت‌ها و ایجاد یک محیط اسیدی در سنگ‌های آذرین منطقه است. همیافتی ژاروسیت با بخش‌های سربستی در زمینه، واکنش تبدیل سربستی به ژاروسیت را ضمن هجوم محلول‌های غنی از سولفور نشان می‌دهد (Knight, 1977).



سربست



ژاروسیت

در شکل‌گیری رگه‌های ژاروسیت به صورت مستقل، K^+ از دگرسانی فلدسپات‌ها و یا از هجوم سیالات گرمابی تأمین می‌شود. بنیان سولفات نیز می‌تواند از فروپاشی احتمالی پیریت در زون سوپرژن و یا از اکسیداسیون SO_2 ماگمایی حاصل شود (برای مثال آیتی، ۱۳۸۸ و Knight, 1977). با تأمین آهن مورد نیاز از هسته‌های حاوی آهن،

آمفیبول

نتایج آنالیز نقطه‌ای تعدادی از آمفیبول‌ها (جدول ۱) (آیتی، ۱۳۸۸) نشان‌دهنده محدوده ترکیبی مشابهی برای این کانی است که در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۶). تقسیم‌بندی جزئی آمفیبول‌های کلسیک در شکل ۷ نشان داده شده است. آمفیبول‌های کلسیک، خاص توده‌های نفوذی نوع I هستند (Chappel and White, 1974). فراوانی Mg و Fe^{3+} مشخصه آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکانل با فوگاسیته بالای اکسیژن است. طبق رده‌بندی Anderson و Smith (۱۹۹۵) اگر میزان $Fe \neq (Fe/Fe+Mg)$ بین صفر تا ۰/۶ باشد نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن، ۰/۶ تا ۰/۸ فوگاسیته اکسیژن حدواسط و از ۰/۸ تا ۱ نشان‌دهنده فوگاسیته پایین اکسیژن است. آمفیبول‌های مطالعه شده با میزان $Fe \neq$ بین ۰/۲۰ تا ۰/۵۸ نشان‌دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن هستند (شکل ۸).

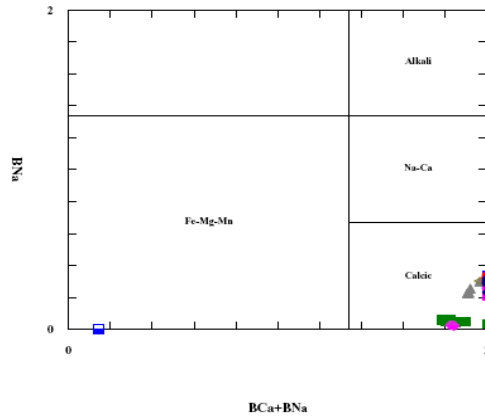
بلورهای نیمه‌شکل‌دار آمفیبول (هورنبلند) گاهی به علت خارج شدن از محدوده پایداری آمفیبول‌ها در زمان فوران گدازه‌ها حاشیه سوخته پیدا کرده‌اند. اکسید آهن در این گدازه‌ها فراوان است که محیطی کم‌عمق در زمان تشکیل این گدازه‌ها را نشان می‌دهد. بخش دیگر از سنگ‌های آذرین منطقه، توده‌های با ترکیب تونالیت (داسیت) پورفیری-گرانودیوریت پورفیری است که به‌صورت استوک و تپه‌های کوچکی در آندزیت‌ها و پیروکلاستیک‌های آندزیتی میزبان نفوذ کرده‌اند. کانی‌های مشاهده شده در این مجموعه نیز شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپات آلکانل، کوارتز، کانی‌های فرعی و ثانویه است.

شیمی‌کانی‌ها

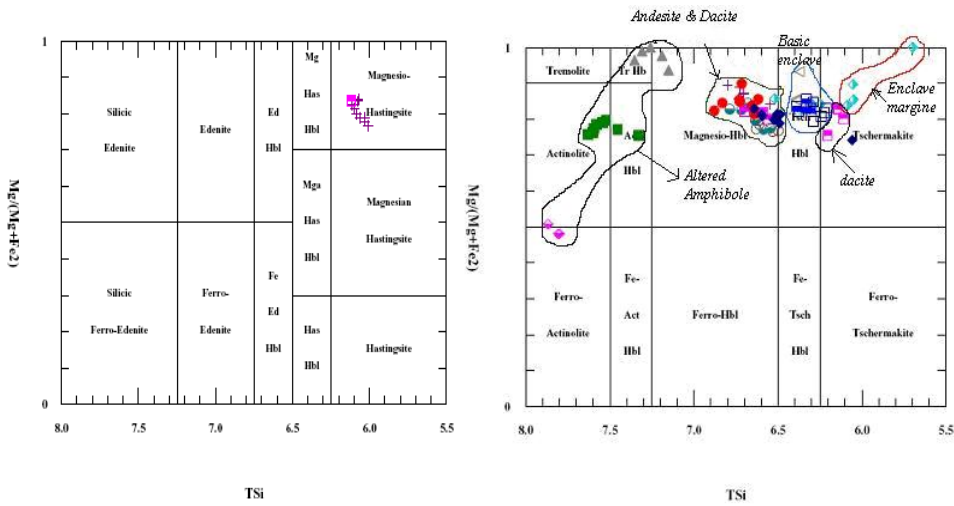
مطالعات پتروگرافی و شیمی‌کانی‌ها از بهترین راه‌های شناخت فرآیندهای ماگمایی است. برای پی‌بردن به تغییرات ترکیب کانی‌ها و شرایط تبلور ماگما و نیز بررسی فرآیند دگرسانی، کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و کلازیت در سنگ‌های آذرین منطقه آنالیز نقطه‌ای شدند.

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های مطالعه شده

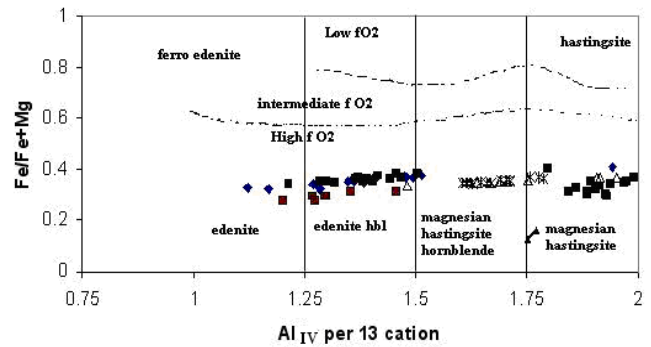
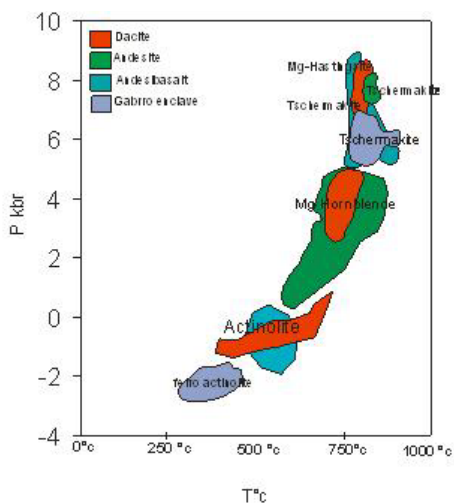
Label	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	45.91	46.85	47.72	47.95	43.96	43.99	44.2	47.67	46.56	45.05	46.99	42.28	42.29	46.37	45.49
TiO ₂	1.49	1.36	1.27	1.3	2.25	2.16	1.93	1.43	1.5	1.58	1.42	1.9	1.94	1.44	1.59
Al ₂ O ₃	8.76	8.07	7.65	7.61	10.44	10.45	10.13	7.18	7.8	8.88	7.8	13.13	13.27	8.31	9
FeO*	13.59	13.25	12.75	12.67	13.32	13.31	13.22	11.15	11.73	12.14	10.94	11.81	11.37	13.62	13.54
MnO	0.47	0.49	0.48	0.5	0.23	0.21	0.25	0.63	0.52	0.53	0.59	0.26	0.31	0.53	0.48
MgO	13.93	14.53	14.8	14.56	13.85	14.06	14.08	16.15	15.55	14.89	16.06	13.58	13.9	14.02	13.87
CaO	11.01	10.94	10.97	10.89	10.9	10.86	10.7	10.89	10.89	10.99	11.02	11.33	11.57	10.92	10.86
Na ₂ O	1.53	1.38	1.35	1.36	2.11	2.18	2.12	1.98	2.07	2.23	2.04	2.17	2.18	1.46	1.64
K ₂ O	0.56	0.53	0.48	0.52	0.45	0.44	0.35	0.47	0.5	0.74	0.56	0.57	0.52	0.53	0.64
BaO	0	0	0.01	0.02	0.04	0	0	0.01	0	0.02	0.05	0.09	0.06	0	0
SrO	0	0	0	0.03	0.03	0	0.02	0	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0	0.02
Total	97.25	97.4	97.48	97.41	97.58	97.66	97	97.56	97.14	97.07	97.48	97.13	97.44	97.2	97.13
Cations per 23 Oxygen															
Si	6.816	6.899	6.993	7.032	6.509	6.516	6.567	6.972	6.879	6.701	6.886	6.258	6.229	6.852	6.752
Ti	0.166	0.151	0.14	0.143	0.251	0.24	0.216	0.157	0.167	0.177	0.157	0.211	0.215	0.16	0.177
Al	1.533	1.401	1.322	1.315	1.821	1.825	1.773	1.237	1.359	1.556	1.346	2.291	2.304	1.447	1.575
Fe	1.688	1.632	1.562	1.554	1.65	1.649	1.643	1.363	1.449	1.51	1.341	1.461	1.4	1.683	1.68
Mn	0.059	0.061	0.059	0.062	0.029	0.026	0.031	0.078	0.066	0.067	0.074	0.033	0.039	0.066	0.06
Mg	3.082	3.19	3.233	3.182	3.057	3.103	3.119	3.521	3.424	3.301	3.509	2.996	3.053	3.088	3.067
Ca	1.752	1.726	1.722	1.71	1.729	1.724	1.702	1.706	1.724	1.752	1.73	1.796	1.827	1.728	1.728
Sr	0	0	0	0.003	0.002	0	0.002	0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0	0.002
Ba	0	0	0.001	0.001	0.002	0	0	0.001	0	0.001	0.003	0.005	0.003	0	0
Na	0.442	0.395	0.384	0.386	0.605	0.625	0.612	0.561	0.593	0.642	0.578	0.622	0.622	0.419	0.471
K	0.106	0.099	0.089	0.096	0.085	0.083	0.067	0.088	0.094	0.14	0.104	0.107	0.098	0.1	0.121
F	0.207	0.084	0.093	0.123	0.101	0.187	0.096	0.198	0.24	0.179	0.178	0.054	0.047	0.007	0.074
Cl	0.032	0.032	0.028	0.029	0.029	0.028	0.027	0.018	0.036	0.046	0.03	0.01	0.009	0.031	0.035
Sum	15.645	15.554	15.504	15.485	15.74	15.793	15.732	15.684	15.757	15.848	15.73	15.783	15.792	15.544	15.634



شکل ۶- نمودار تقسیم‌بندی کلی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997)



شکل ۷- نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌های کلسیک (Leake et al., 1997)



شکل ۸- ترکیب هورنبلندهای مورد مطالعه (نقطه‌چین‌ها بر اساس تقسیم‌بندی Leake et al., 1997 است).
شکل ۹- نمایش حرارت در مقابل فشار در نمونه‌های آمفیبول مجموعه سنگ‌های آذرین منطقه (درجه حرارت از Otten, 1984 و فشار از Schmith, 1992)

شکل ۸- ترکیب هورنبلندهای مورد مطالعه (نقطه‌چین‌ها بر اساس تقسیم‌بندی Leake et al., 1997 است).
شکل ۹- نمایش حرارت در مقابل فشار در نمونه‌های آمفیبول مجموعه سنگ‌های آذرین منطقه (درجه حرارت از Otten, 1984 و فشار از Schmith, 1992)

جدول ۲- تجزیه شیمیایی نقطه‌ای کلریت در نهشته مس پورفیری بررسی شده (فرمول شیمیایی محاسبه شده برای کلریت بر اساس ۲۸ اکسیژن است. زمین‌دماسنجی کلریت از Cathelineau, 1988 است)

	Replacement chlorite from hydrothermal biotite-potassic zone			Veinlet chlorite - Phyllic zone	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	28.64	27.21	29.17	30.08	30.37
TiO ₂	0.07	0.1	0.02	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	21.14	20.47	20.38	21	20.84
FeO*	20.8	22.1	20.26	17.9	17.16
MnO	0.55	0.66	0.48	0.38	0.34
MgO	15.69	16.57	15.74	14.86	16.66
CaO	0.04	0.04	0.03	0.06	0.06
Na ₂ O	0	0	0	0.02	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.07	0.01
BaO	0	0	0.05	0	0.03
F	0.31	0.21	0.45	0.47	0.58
Cl	0.01	0.01	0.02	0.01	0
O=F, Cl	0.13	0.09	0.19	0.2	0.24
Total	87.48	87.44	86.84	85.3	86.44
H ₂ O	11.36	11.32	11.16	11.12	11.22
Total	98.84	98.76	98	96.42	97.66
Si	5.795	5.61	5.907	6.07	6.024
Al IV	2.205	2.39	2.093	1.93	1.976
Al VI	2.904	2.618	2.852	3.177	3.001
Ti	0.011	0.016	0.003	0.011	0.01
Fe ³⁺	0.531	0.235	0.618	0.892	0.819
Fe ²⁺	2.988	3.575	2.813	2.129	2.028
Mn	0.094	0.115	0.082	0.065	0.057
Mg	4.733	5.092	4.751	4.47	4.926
Ca	0.009	0.009	0.007	0.013	0.013
Na	0	0	0	0.016	0.008
K	0.005	0.005	0.01	0.036	0.005
Ba	0	0	0.008	0	0.005
F	0.397	0.274	0.576	0.6	0.728
Cl	0.007	0.007	0.014	0.007	0
OH	15.596	15.719	15.41	15.393	15.272
Total	35.275	35.666	35.144	34.809	34.871
Fe/(Fe+Mg)	0.427	0.428	0.419	0.403	0.366
Variety	Pycnochlorite			Pycnochlorite	
T (°C)	293	323	275	249	256

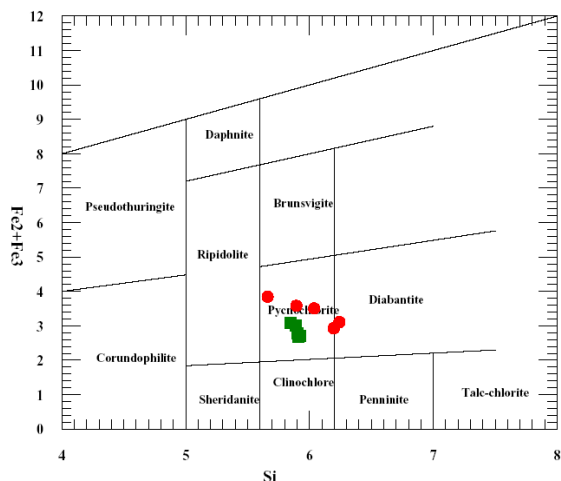
ترکیب آمفیبول‌ها غالباً برای تشخیص نفوذی‌های حاوی مس پورفیری و نفوذی‌های عقیم به کار برده می‌شود (Chivas, 1981). آمفیبول‌های سنگ‌های کانه‌زایی شده مانند این منطقه، معمولاً دارای تغییرات ترکیبی وسیعی از منیزیوهورنبلند تا اکتینولیت هستند و رابطه مثبت بین سیلیس با منیزیم نشان می‌دهند، در صورتی که آمفیبول‌های سنگ‌های فاقد کانه‌زایی نسبتاً غنی از آهن بوده و تغییرات ترکیبی اندکی نشان می‌دهند (Hendry *et al.*, 1985). با توجه به شکل ۹ ملاحظه می‌شود که در مجموعه سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، آمفیبول‌ها دارای ترکیبات متنوع با حرارت و فشارهای متفاوت هستند. آمفیبول‌های ماگمایی دارای ترکیبات چرماکیت-منیزیوهاستنگسیت-منیزیوهورنبلند و با حرارت و فشار بالا تا متوسط هستند و آمفیبول‌هایی که تحت تأثیر دگرسانی و متاسوماتیسم واقع شده‌اند، دارای ترکیب اکتینولیت-فرو اکتینولیت و حرارت و فشار متوسط تا پایین هستند.

کلریت

در نمونه‌های مطالعه شده، کلریت‌ها به صورت پرکننده رگچه‌ها، در حاشیه رگچه‌های کوارتز، به صورت مجزا و یا حاصل دگرسانی و تجزیه سایر کانی‌ها مشاهده می‌شود. در جدول ۲ ترکیب کلریت‌ها گزارش شده است. کلریت‌های منطقه بر اساس طبقه‌بندی Hey (۱۹۵۴) از نوع پیکنوکلریت هستند (شکل ۱۰). در منطقه کانه‌زایی شده مورد بررسی، کلریت‌های جانشینی در پهنه پتاسیک توسط نسبت‌های بالاتر Fe/(Fe+Mg) (۰/۴۲-۰/۴۳) نسبت به کلریت‌های پهنه فیلیک (۰/۳۷-۰/۴۰) مشخص می‌شوند.

بیوتیت

بیوتیت فراوان‌ترین کانی از گروه میکاها (سیلیکات‌های ورقه‌ای) است. سیلیکات‌های ورقه‌ای متداول‌ترین کانی‌های گزارش شده در سیستم‌های مربوط به



شکل ۱۰- موقعیت کلریت‌ها در نمودار تقسیم‌بندی کلی کلریت‌ها (Hey, 1954)

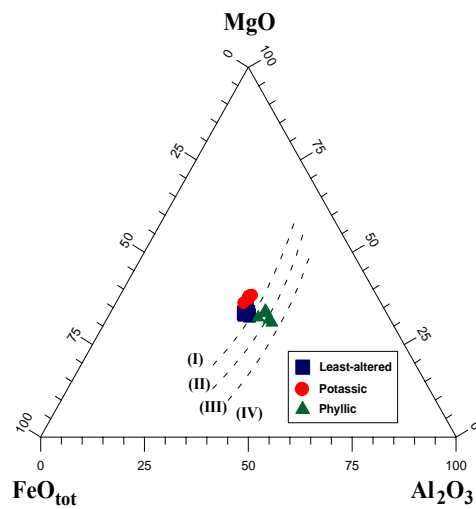
نتایج این آنالیز در جدول ۳ ملاحظه می شود. بر اساس رده بندی Tischendorf و همکاران (۱۹۹۷)، بیوتیت های این منطقه در میدان بیوتیت های منیزیم- آهن دار قرار می گیرند (شکل ۱۱). پاراژنز بیوتیت عامل مهمی در کنترل ترکیب آن هاست (Nockold, 1947). به منظور بررسی ارتباط بین پاراژنز بیوتیت ها و ترکیب آن ها، از نمودار Al_2O_3 - FeO_{tot} - MgO (شکل ۱۲) استفاده شده است (Albuquerque, 1973). اکثر بیوتیت ها در محدوده بیوتیت های همزیست با آمفیبول در سنگ های آذرین کالک آلکان واقع شده اند. بیوتیت های مربوط به پهنه فیلک به علت سرسیتی شدن و افزایش میزان Al_2O_3 به سمت میدان ۳ (بیوتیت های همزیست با مسکویت) متمایل شده اند. غنی بودن بیوتیت از آهن یا منیزیم بستگی به فوگاسیته اکسیژن در طول سرد شدن مذاب دارد (Wones and Eugster, 1965).

دگرسانی گرمایی در نهشته های مس پورفیری هستند، هرچند هنوز به صورت کامل در چنین محیط های زمین شناسی بررسی نشده اند. شیمی سیلیکات های ورقه ای برای تفسیر اطلاعات مربوط به طبیعت سیالات گرمایی و مکانیسم های دگرسانی به کار می رود. تغییر ترکیب شیمیایی بیوتیت در پهنه های دگرسانی به خوبی بیانگر شرایط متفاوت فیزیکی شیمیایی در طول رخداد دگرسانی است (Shahabpour, 1982).

به منظور بررسی و نمایش تغییرات ترکیب شیمیایی بیوتیت ها، چندین نمونه بیوتیت از سنگ های آذرین با کمترین درجه دگرسانی، آنالیز نقطه ای شدند. همچنین به منظور بررسی طبیعت سیالات گرمایی، تعیین فوگاسیته اکسیژن این سیالات (Ayati et al., 2008) و انجام دماسنجی، چندین نمونه بیوتیت از پهنه های دگرسانی پتاسیک و فیلک نیز آنالیز نقطه ای شدند.

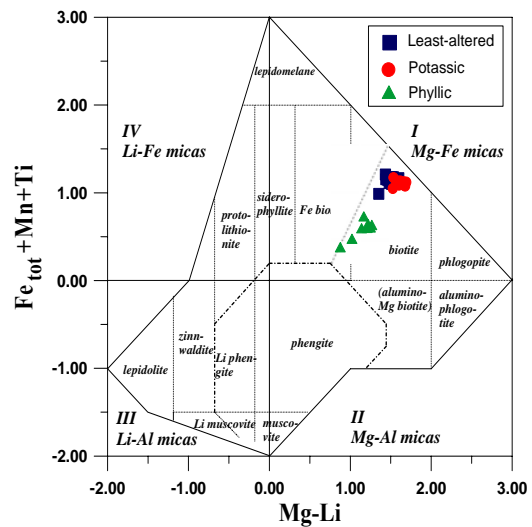
جدول ۳- نتایج آنالیز نقطه ای تعدادی از بیوتیت های پهنه پتاسیک و فیلک در منطقه مطالعه شده

	Less-Altered Rocks				Potassic zone			Phyllic zone			
	1	2	1	2	3	4	5	1	2	3	4
SiO ₂	36.9	37.4	37.49	37.29	37.09	37.85	37.86	38.83	39.32	39.33	40.31
TiO ₂	4.3	4.14	4.99	4.52	4.54	4.7	4.95	4.24	3.82	4	3.97
Al ₂ O ₃	14.48	14.95	13.52	13.16	13.47	13.33	13.34	13.28	14.6	14.16	14.22
FeO*	15.24	14.86	13.23	13.3	13.32	12.94	13.36	11.54	11.39	11.08	11.05
MnO	0.2	0.23	0.24	0.25	0.24	0.23	0.23	0.04	0.06	0.05	0.03
MgO	14.87	15.34	16.27	15.83	16.52	16.26	16.01	12.12	13.46	12.99	13.41
CaO	0.01	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.12	0.15	0.09	0.17
Na ₂ O	0.6	0.6	0.31	0.33	0.36	0.26	0.31	0.14	0.15	0.13	0.16
K ₂ O	8.51	8.12	8.91	8.81	8.81	9.23	8.83	6.79	5.8	7.01	5.48
BaO	0.78	0.67	0.97	0.79	0.81	0.27	0.96	0.35	0.43	0.36	0.37
F	0.53	0.9	0.26	0.6	0.63	0.49	0.38	0.6	0.65	0.53	0.82
Cl	0.25	0.21	0.27	0.3	0.29	0.26	0.24	0.31	0.37	0.34	0.32
O=F, Cl	0.28	0.43	0.17	0.32	0.33	0.26	0.21	0.32	0.36	0.3	0.42
Total	96.39	97.02	96.33	94.89	95.79	95.58	96.28	88.04	89.84	89.77	89.89
Si	2.756	2.761	2.780	2.812	2.773	2.816	2.808	3.051	3.003	3.021	3.059
Al	1.275	1.301	1.182	1.17	1.187	1.169	1.166	1.230	1.315	1.282	1.271
Ti	0.242	0.23	0.278	0.256	0.255	0.263	0.276	0.251	0.219	0.231	0.227
Fe	0.952	0.918	0.82	0.838	0.833	0.805	0.828	0.758	0.728	0.712	0.701
Mn	0.013	0.014	0.015	0.016	0.015	0.014	0.014	0.003	0.004	0.003	0.002
Mg	1.656	1.688	1.799	1.78	1.841	1.803	1.770	1.420	1.533	1.487	1.517
Ca	0.001	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.01	0.012	0.007	0.014
Na	0.087	0.086	0.045	0.048	0.052	0.038	0.045	0.021	0.022	0.019	0.024
K	0.811	0.765	0.843	0.848	0.84	0.876	0.835	0.681	0.565	0.687	0.53
Ba	0.023	0.019	0.028	0.023	0.024	0.008	0.028	0.011	0.013	0.011	0.011
OH	1.843	1.763	1.905	1.818	1.814	1.852	1.881	1.810	1.795	1.827	1.762
F	0.125	0.21	0.061	0.143	0.149	0.115	0.089	0.149	0.157	0.129	0.197
Cl	0.032	0.026	0.034	0.038	0.037	0.033	0.03	0.041	0.048	0.044	0.041
log(fH ₂ O)/(fHF)	6.007	5.769	6.206	5.814	5.813	5.922	6.023	6.375	6.387	6.472	6.266
log(fH ₂ O)/(fHCl)	4.598	4.662	4.52	4.446	4.473	4.526	4.559	4.693	4.644	4.682	4.695
log(fHF)/(fHCl)	-2.29	-2	-2.59	-2.28	-2.26	-2.31	-2.36	-2.56	-2.66	-2.70	-2.48
Biotite geothermometer °C	n.c.	n.c.	428	427	442	433	419	323	341	337	334



(I) Field of biotites co-existing with amphibole
(II) Field of biotites unaccompanied by other ferro-magnesian minerals
(III) Field of biotites co-existing with muscovite
(IV) Field of biotites co-existing with aluminosilicates

شکل ۱۲- توزیع ترکیب میکاها روی نمودار سه‌تابی
(Albuquerque, 1973) Al_2O_3 - FeO_{tot} - MgO



شکل ۱۱- موقعیت قرارگیری میکاهای تری‌اکتهدرال در
نمودار تقسیم‌بندی میکاها (Tischendorf *et al.*, 1997)

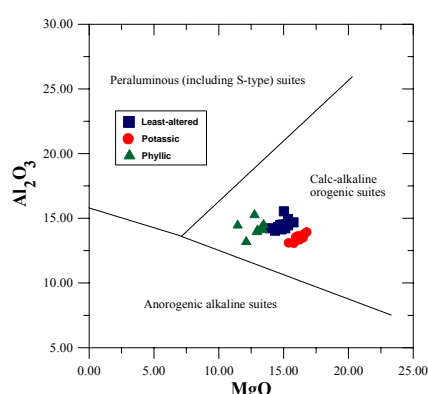
ماگما در شرایط با فوگاسیته بالای اکسیژن را تأیید می‌نماید (شکل ۱۳) و از طرفی خاستگاه تکتونیکی سنگ‌های ناحیه بررسی شده را به قوس ماگمایی (مکان‌های کوه‌زایی کالک‌آلکان) وابسته می‌داند (شکل ۱۴).

از طرفی در مجموعه مطالعه‌شده، همراهی بیوتیت با آمفیبول منیزیم‌دار، پلاژیوکلاز و کانی‌های اپاک که مشخصه سنگ‌های کالک‌آلکان مرتبط با پهنه فرورانش است، دیده می‌شود. نکته در خور توجه در نتایج آنالیز نقطه‌ای بیوتیت‌های منطقه، حضور اکسید مس در ساختار تعدادی از بیوتیت‌های مربوط به پهنه پتاسیک است که در آنالیز به روش EDX مشخص شده است (جدول ۴). با مطالعات انجام شده در ۲۵ سال اخیر، زمین‌شناسان اقتصادی میزان مس مربوط به بیوتیت‌ها را به‌عنوان راهنما و سرنخی جهت کشف ذخایر مس پورفیری معرفی کرده‌اند. این مطالعات نشان داد که مس در مکان‌های اکتهدرالی بیوتیت

در شرایط اکسیدان، بیوتیت غنی از منیزیم خواهد بود و در نتیجه مگنتیت فراوانی حضور خواهد داشت در صورتی که اگر تبلور در شرایط احیاء و با فوگاسیته پایین اکسیژن صورت گیرد، بیوتیت غنی از آهن تشکیل شده و مگنتیت کمیاب است (Castro and Stephen, 1992).

به‌طور کلی تمامی ذخایر با اهمیت مس، مولیبدن، سرب، روی، طلا و نقره موجود در کمان‌های ولکانو-پلوتونیک، به‌ویژه ذخایر نوع پورفیری، از نظر ژنتیکی در ارتباط با ماگماهای سری مگنتیتی هستند که با طبیعت نسبتاً اکسیده آن‌ها (مقدار کل $Fe_2O_3/FeO > 0.5$) مشخص می‌شوند. بیوتیت‌های منطقه مطالعه‌شده حاوی MgO بالا با میزان $Mg/Mg + Fe + Mn$ بین ۰/۶ تا ۰/۷ هستند که نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن است. فوگاسیته اکسیژن بین بافرهای NNO (نیکل-اکسید نیکل) و HM (هماتیت-مگنتیت) قرار می‌گیرد که تبلور

اکسیدان حرارت پایین یعنی به احتمال زیاد در طول هوازدگی رخ داده است و بنابراین در مورد فرآیندهای سوپرژن به ما اطلاعات می‌دهد (Ilton and Veblen, 1993) و نسبت‌های فوگاسیته سیالات گرمایی نقش مهمی در تعیین شرایط فیزیکیوشیمیایی فرآیندهای دگرسانی و کانه‌زایی در نهشته‌های مس پورفیری دارد.



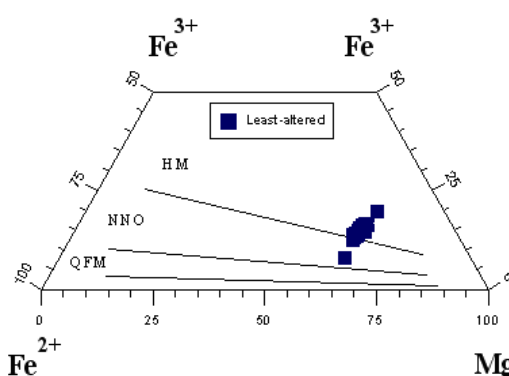
شکل ۱۴- موقعیت قرارگیری بیوتیت‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار تکتونوماگمایی $MgO-Al_2O_3$ (Abdel-Rahman, 1994)

شکل‌های ۱۵- b و c)، سیالات $\log(fH_2O/fHCl)$ مربوط به پهنه پتاسیک میزان $\log(fH_2O/fHCl)$ بالاتری نسبت به سیالات مربوط به پهنه فلیک دارند. نسبت‌های فوگاسیته $\log(fHF/fHCl)$ برای بیوتیت‌های پهنه پتاسیک نیز مقادیر بالاتری نسبت به پهنه فلیک دارند (شکل‌های ۱۵- a و c). این موارد نشان می‌دهد که ترکیب سیالات گرمایی مربوط به پهنه پتاسیک نسبت به سیالات پهنه فلیک در نهشته مس پورفیری بررسی شده، متفاوت است (Ayati et al., 2008).

زمین دما- فشارسنجی

سنگ‌های ولکانیک و ساب‌ولکانیک با بافت پورفیری در منطقه مطالعه شده، بیانگر پشت سرگذاشتن دو مرحله تبلور هستند.

به‌جای آهن جایگزین می‌شود. همراهی ادخال‌های مس در مکان‌های دگرسانی با توجه به محاسبات تعادل جرمی Eugene و همکاران (۱۹۸۸)، پیشنهاد می‌نماید که این سیلیکات‌های ورقه‌ای به‌عنوان مکانی برای حضور مس و نه به‌عنوان منشأی برای کانه‌زایی اولیه عمل می‌نمایند (Eugene et al., 1988). همچنین غنی‌شدگی از مس در بیوتیت‌ها در طول شرایط

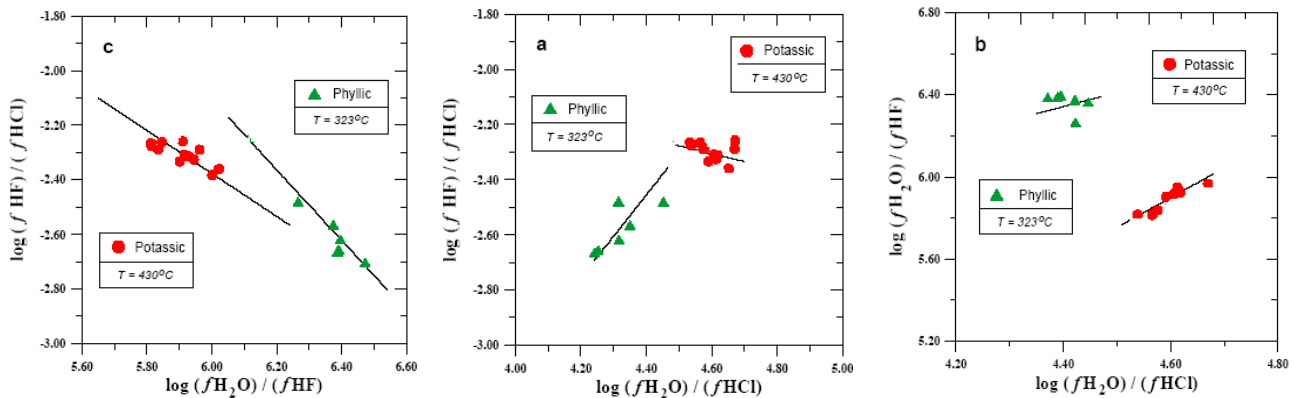


شکل ۱۳- نمودار $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg$ برای بیوتیت‌های منطقه مورد مطالعه (Wones and Eugster, 1965) کوارتز- فایالیت- مگنتیت) (Hematite- مگنتیت، NNO: بافر نیکل- اکسید نیکل، QFM: بافر

جدول ۴- نتایج آنالیز EDX از بیوتیت پهنه پتاسیک

Elt.	Line	wt.%	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

اطلاعات فلور و کلر در بیوتیت‌های ثانویه از پهنه‌های فلیک و پتاسیک برای تخمین $\log(fH_2O/fHF)$ ، $\log(fH_2O/fHCl)$ و $\log(fHF/fHCl)$ در سیالات گرمایی که مسؤول کانه‌زایی و دگرسانی گرمایی در منطقه مطالعه شده هستند، استفاده شد (Ayati et al., 2008). در دیاگرام $\log(fHF/fHCl)$ در مقابل $\log(fH_2O/fHF)$ و $\log(fH_2O/fHCl)$ در مقابل



شکل ۱۵- (a) نسبت‌های فوگاسیته $\log(fHF/fHCl)$ در مقابل $\log(fH_2O/fHF)$ (b) $\log(fH_2O/fHCl)$ و $\log(fHF/fHCl)$ در مقابل $\log(fH_2O/fHF)$ در بیوتیت‌های مربوط به پهنه پتاسیک و فلیک

محاسبه درجه حرارت نشان می‌دهد که درجه حرارت تشکیل درشت‌بلورهای آمفیبول در سنگ‌های مطالعه‌شده بین حداقل ۵۶۰ تا حداکثر ۸۸۰ درجه سانتیگراد است. حرارت ماگمای آندزیتی نمی‌تواند از ۸۸۰ درجه سانتیگراد بیشتر شود زیرا آمفیبول به‌عنوان فاز پایدار در آن حضور دارد. کارهای تجربی Barclay و همکاران (۱۹۹۸) نیز نشان داد که آمفیبول‌ها در حدود ۸۸۰ درجه سانتیگراد ناپایدار می‌شوند. از آن‌جا که مقدار Al کل در آمفیبول‌ها تابع غلظت اولیه (غلظت Al در سنگ مادر) نیست و تابع فشار حاکم در طول تشکیل این فاز است، از محتوای Al در درشت‌بلورهای آمفیبول جهت انجام محاسبه فشار حاکم در زمان تبلور آن‌ها استفاده شد. فشارهای محاسبه شده ممکن است نشان‌دهنده سطحی باشد که هورنبلند در آن متبلور می‌شود و نه فشاری که در آن توده گرانیتوئید منجمد می‌گردد، زیرا حرکت به سمت بالا ممکن است پس از تبلور آمفیبول‌ها هم همچنان ادامه داشته باشد (Ghent *et al.*, 1991). جهت انجام محاسبات فشارسنجی از کالیبراسیون Schmidt (۱۹۹۲) استفاده شد. محاسبه فشار در این کالیبراسیون با استفاده از رابطه زیر انجام می‌شود:

$$(PS \pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 Al_{\text{tot}}$$

یک مرحله در عمق که با تبلور درشت‌بلورها مشخص می‌شود و مرحله دیگر در سطح (آتشفشانی) و یا نزدیک به سطح زمین (نیمه‌آتشفشانی) که باعث تشکیل زمینه دانه‌ریز می‌شود. در این مبحث، به‌منظور تعیین شرایط تبلور فنوکریست‌ها، از روش زمین‌دما-فشارسنجی استفاده شده است. آمفیبول‌ها کاربردی‌ترین کانی‌ها برای زمین‌دما-فشارسنجی در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان هستند زیرا تقریباً در همه نفوذی‌های کالک‌آلکان (بدون در نظر گرفتن مافیک، فلسیک و حدواسط بودن) حضور دارند. آمفیبول‌ها در گستره وسیعی از فشار-حرارت، از ۱ تا ۲۳ کیلوپار و ۴۰۰ تا ۸۸۰ درجه سانتیگراد پایدار هستند (Blundy and Holland, 1990). جهت تخمین درجه حرارت آمفیبول‌های مورد مطالعه از روش دماسنجی Otten (۱۹۸۴) استفاده گردید و همچنین روش دماسنجی Féménias (۲۰۰۳) جهت مقایسه با روش یادشده استفاده شد. هر دو روش دماسنجی یادشده بر اساس کارهای تجربی Heltz (۱۹۷۳، ۱۹۷۶، ۱۹۷۹ و ۱۹۸۲) است و برای آمفیبول‌های کلسیک موجود در ماگماهای کالک‌آلکان استفاده می‌شود.

$$\text{Féménias (2003): } T^{\circ}\text{C} = 2603 / (-\ln X_{\text{Ti amphibole}} + 1.7)$$

$$\text{Otten (1984): } T < 970^{\circ}\text{C: } T = 1204 \times T_{\text{total}} + 547$$

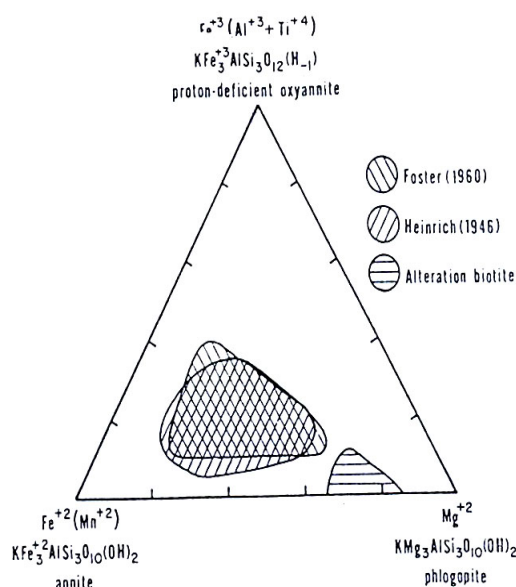
جدول ۵- نتایج دما- فشارسنجی آمفیبول‌های مطالعه‌شده

Samples	T°C Femenias, 2003	T°C Otten, 1984	P kbar Schmidt , 1992	Depth h (km)
IE-c4AmphCore-1	741.87	742.29	4.17	15.45
IE-c4AmphRim-6	697.12	702.5	3.39	12.56
IE-c4AmphRim-7	707.06	710.99	3.2	11.85
IE-c5Amph2Cor-1	822.75	823.55	8	29.63
IE-c5Amph2Cor-2	726.25	727.96	4.17	15.46
IE-c5Amph2-3	754.58	754.31	4.8	17.79
IE-c5Amph2-4	757.74	757.34	4.8	17.79
A3-1-c1Amph-2	581.68	581.77	-0.83	-3.07
A3-1-c1Amph-3	600.08	607.65	-0.77	-2.84
A3-1-c1Amph-4	548.41	602.22	-0.01	-0.03
A3-1-c3AmpCore-1	809.72	809.74	7.43	27.52
A3-1-c3AmpCore-2	783.57	782.8	8.4	31.1
A3-1-c3Amp-3	806.79	806.66	7.59	28.1
A3-1-c3AmpRim-8	824.56	825.5	5.75	21.29
A3-1-c3AmpRim-9	870.48	876.33	5.67	21
A3-1-c3AmpRim-10	880.76	888.09	5.44	20.14
C3 z2-74core	828.95	830.23	7.53	27.88
C3 z2-73 rim	714.53	717.51	3.23	11.97
5E-c3-Amph-1	806.62	806.48	8.14	30.16
5E-c3-Amph-2	786.43	785.69	8.49	31.46
5E-c3-Amph-3	794.87	794.3	8.21	30.41
5E-c3-Amph-4	806.99	806.86	8.28	30.69
5E-c3-Amph-5	805.7	805.52	8.34	30.88
5E-c1-Amph-2	648.15	663.79	-0.31	-1.14
5E-c1-Amph-3	621.15	644.76	-0.28	-1.05
5E-c2-Amph-1	754.86	754.57	4.17	15.44
5E-c2-Amph-2	750.29	750.22	4.21	15.58
5E-c2-Amph-3	778.46	777.67	4.67	17.31
C1-c2AmpCore-1	796.97	796.46	7.77	28.79
C1-c2Amp-2	801.51	801.16	7.83	29.01
C1-c2AmpRim-6	742.78	743.14	4.64	17.2
C1-c2AmpRim-7	734.45	735.42	3.8	14.06
A3-2-c1Amph-enclave	840.73	843.05	5.54	20.53
A3-2-c1Amph-2	828.39	829.62	5.54	20.5
A3-2-c2Amp-1	816.89	817.31	6.45	23.88
A3-2-c2Amp-2	796.05	795.51	6.83	25.28
A3-2-c3-Amph-1	810.06	810.09	5.69	21.08
A3-2-c3-Amph-2	831.94	833.47	5.45	20.18

بر اساس فشار محاسبه شده، می‌توان عمق جایگیری ماگما قبل از صعود را تخمین زد. برای محاسبه عمق جایگیری ماگما در پوسته، فرض بر این است که تبلور آمفیبول‌ها، که در این جا مبنای فشارسنجی هستند، در زمان اقامت ماگما در اتاق ماگمایی صورت گرفته است (یا حداقل بخشی از آن‌ها در زمان اقامت ماگما متبلور شده‌اند). با این فرض که فشار حاکم در زمان تبلور درشت بلورهای آمفیبول، فشار همه‌جانبه لیتواستاتیک (ناشی از وزن سنگ‌های فوقانی) بوده است، با استفاده از رابطه $P = \rho \cdot g \cdot h$ می‌توان عمق (h) را محاسبه کرد. چگالی سنگ‌های تشکیل‌دهنده پوسته قاره‌ای در حدود ۲/۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب است. اگر از افزایش چگالی سنگ‌ها نسبت به عمق و همچنین کاهش شتاب

نتایج فشارسنجی در جدول ۵ آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که فنوکریست‌های آمفیبول در سنگ‌های آتشفشانی محدوده مطالعه‌شده در محدوده فشار حدود ۴ تا ۸/۴ کیلوبار متبلور شده‌اند. این آمفیبول‌ها، همگی کلسیک هستند اما تفاوت‌های اساسی در ترکیب، به‌ویژه در میزان آلومینیوم، مستقیماً مربوط به عمق جایگیری توده‌هاست. فشار شاخص اصلی در ایجاد تفاوت در میزان آلومینیوم موجود در آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های درونی کالک‌آلکان است. تخمین فشار بر اساس آلومینیوم از حاشیه و هسته در بلورهای هورنبلند، متفاوت است. اگر هسته و حاشیه در یک فنوکریست، ترکیبات شیمیایی متفاوتی داشته باشند، پس نمی‌توانند در فشارها و حرارت‌های قابل مقایسه با یک مذبام مشابه در تعادل باشند. این احتمال وجود دارد که تفاوت در ترکیب هسته و حاشیه، تغییرات واقعی در حرارت و فشار را هنگام صعود ماگما از عمق به سمت بالا و در زمان تبلور آمفیبول در خود ثبت کند. هسته‌ها مقادیر Al_{tot} بالاتری دارند و باعث تخمین فشار در حدود ۸ کیلوبار می‌شوند. اما میزان Al_{tot} در حاشیه کمتر و باعث تخمین فشار در حدود ۳ تا ۴ کیلوبار می‌شود. این تفاوت در هسته و حاشیه از لحاظ حرارت و فشار، مربوط به شرایط متفاوت تبلور هسته و حاشیه است. آمفیبول با فشار بالاتر در عمق بیشتر و آمفیبول با فشار پایین‌تر در عمق کمتر و نزدیک به سطح زمین متبلور شده است. در حقیقت آمفیبول‌های دارای هسته با فشار بالاتر در عمق بیشتر شروع به نطفه بندی و شکل‌گیری کرده و با صعود ماگما به طرف بالا، حاشیه آن‌ها در فشار پایین‌تر متبلور گردیده است. شایان ذکر است که کاهش فشار و حرارت در حاشیه و یا حتی در هسته آمفیبول‌ها در تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه به علت تجزیه آمفیبول‌هاست که در نتیجه آن میزان آلومینیوم و در نتیجه میزان فشار در هسته، حاشیه و گاهی در امتداد کلیواژها کاهش نشان می‌دهد.

Fe^{3+} در بیوتیت (شکل ۱۶)، یک زمین‌دماسنج برای تخمین درجه‌حرارت در پهنه پتاسیک توسط Beane (۱۹۷۴) پیشنهاد شد که بر اساس ترکیب بیوتیت هم‌زیست با مجموعه مگنتیت و فلدسپات پتاسیم است.



شکل ۱۶- جزو مولی یون‌های سازمان‌یافته در بیوتیت در سنگ‌های آذرین (ترکیب گرانیت تا گرانودیوریت) و در مجموعه سیلیکات پتاسیم نهشته‌های مس پورفیری

این زمین‌دماسنج به صورت یک گراف (شکل ۱۷) و به صورت تابعی از حرارت و X_{Pht} در مقادیر ثابت X_{PDOxy} (proton-deficient oxyannite) نمایش داده شده است و نخستین بار برای بیوتیت‌های گرمابی در پهنه دگرسانی پتاسیک در نهشته مس پورفیری آمریکای شمالی (Hanover, Bingham, Santa Rita) و Galore Creek) استفاده شد.

این زمین‌دماسنج برای بیوتیت‌های پهنه پتاسیک و فیلیک (جایی که ترکیب بیوتیت گرمابی با مجموعه کانی‌های مگنتیت \pm فلدسپات پتاسیم هم‌زیست است) در منطقه مطالعه شده به کار برده شد. درجه‌حرارت پهنه فیلیک حدود ۲۸۰ تا ۳۴۴ درجه‌سانتیگراد با متوسط ۳۲۳ درجه‌سانتیگراد تخمین زده شد. پهنه دگرسانی

گرانشی با افزایش عمق صرف‌نظر شود و با تقریب مناسبی، چگالی سنگ‌های پوسته و شتاب گرانشی زمین را ثابت فرض کنیم (۹/۸ متر بر مجذور ثانیه)، شاید بتوان گفت که عمق احتمالی نخستین اتاق ماگمایی مولد این سنگ‌های آتشفشانی در حدود ۳۰ کیلومتر است (آیتی و همکاران، ۱۳۸۵). بر اساس مطالعات گران‌سنجی که توسط Makris و Dehghani (۱۹۸۳) و همچنین توسط Mokhtari و همکاران (۲۰۰۴) انجام شد، میانگین ضخامت پوسته قاره‌ای در ایران، حدود ۴۰ کیلومتر است. با توجه به این مطالعات، ضخامت پوسته در منطقه مورد مطالعه (عمق تا گوشته) در حدود ۴۲ کیلومتر است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که موقعیت احتمالی نخستین اتاق ماگمایی در پوسته زیرین بوده، اتاق ماگمایی بعدی در عمق حدود ۱۵ تا ۱۸ کیلومتر بوده و بنابراین ماگمای به سطح رسیده، مسافت طولانی را طی کرده است.

دماسنجی کلریت

یکی از بهترین روش‌ها برای تعیین درجه‌حرارت کلریت توسط Cathelineau و Nieva (۱۹۸۵) به صورت زیر ارائه شده است:

$$T (^{\circ}C) = 213.3 Al^{IV} + 17.5$$

میزان Al^{IV} در این معادله بر اساس محاسبه فرمول کلریت بر مبنای ۱۴ اکسیژن است. Cathelineau (۱۹۸۸) ارتباط جدیدی بین درجه‌حرارت و Al^{IV} معرفی کرد که به صورت $T(^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 Al^{IV}$ است. کاربرد زمین‌دماسنج Cathelineau (۱۹۸۸) برای کلریت‌های نهشته مورد بررسی، حرارت بین ۲۷۵ تا ۳۲۳ درجه‌سانتیگراد را برای پهنه پتاسیک و حرارت ۲۴۹ تا ۲۵۶ درجه‌سانتیگراد را برای پهنه دگرسانی فیلیک پیشنهاد می‌کند.

دماسنجی بیوتیت

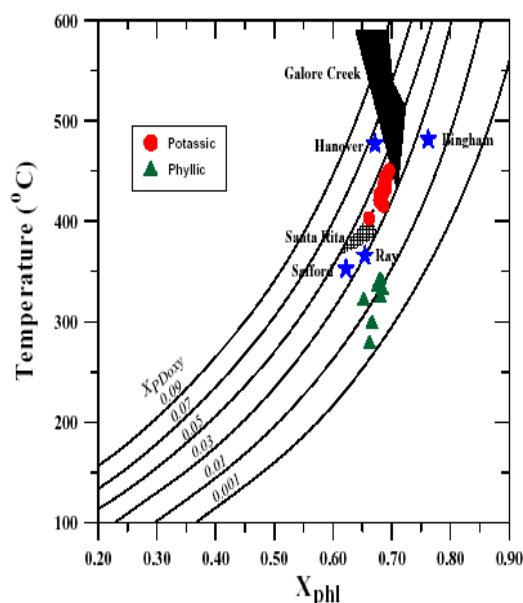
بر اساس تخمین میزان جانشینی عناصر $Mg^{2+}-Fe^{2+}$

دیوریتی تا تونالیتی، دگرسانی‌های گرمابی از نوع پتاسیک، فلیک و پروپیلیتیک، حضور فراوان رگه‌ها و استوک‌ورک‌های کوارتز-مگنتیت، حضور اکسیدهای آهن و عیار بالای مس نشان از کانی‌سازی مس پورفیری در منطقه دارد.

نتایج آنالیز نقطه‌ای نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها همگی در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و با توجه به میزان منیزیم فراوان، خاص آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان با فوگاسیته بالای اکسیژن هستند. آمفیبول‌های مطالعه شده معمولاً غنی از منیزیم بوده و دارای محدوده ترکیبی وسیعی از منیزیم‌هورنبلند تا اکتینولیت هستند که مشخصه آمفیبول‌های مربوط به نفوذی‌های حاوی مس پورفیری است. زمین‌دما-فشارسنجی آمفیبول‌ها، درجه‌حرارت و فشار تشکیل فنوکریست‌های آمفیبول را به ترتیب بین ۵۰۰ تا ۸۸۰ درجه‌سانتیگراد و ۴ تا ۸ کیلوبار نشان می‌دهد. تفاوت در ترکیب بین هسته و حاشیه در آمفیبول‌های منطقه می‌تواند بیانگر تغییرات در حرارت و فشار در زمان صعود ماگما و تبلور آمفیبول از عمق به سمت بالا باشد. کلریت‌های مورد مطالعه از نوع کلینوکلر هستند. زمین‌دماسنجی کلریت و بیوتیت‌های نهشته مس پورفیری مورد بررسی به ترتیب حرارت بین ۲۷۵ تا ۳۲۳ و ۴۰۲ تا ۴۵۰ درجه‌سانتیگراد را برای پهنه پتاسیک و حرارت ۲۴۹ تا ۲۵۶ و ۲۸۰ تا ۳۴۴ درجه‌سانتیگراد را برای پهنه فلیک نشان می‌دهد که مشابه با سایر نهشته‌های مس پورفیری در جهان است.

همچنین بیوتیت‌های منیزیم بالا نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها تحت شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن است. فوگاسیته اکسیژن بین بافرهای نیکل-اکسید نیکل و هماتیت-مگنتیت قرار می‌گیرد. نکته در خور توجه در نتایج آنالیز نقطه‌ای بیوتیت‌های منطقه پی‌جویی شده، حضور اکسید مس در ساختار تعدادی از بیوتیت‌های مربوط به پهنه پتاسیک است که می‌تواند به

پتاسیک با حرارت بالاتر مشخص می‌شود (۴۰۲ تا ۴۵۰ درجه‌سانتیگراد با متوسط ۴۳۰ درجه‌سانتیگراد) که شبیه به درجه‌حرارت تبلور بیوتیت در دیگر نهشته‌های مس پورفیری همچون Santa Rita, Ray, Safford و Bingham با دمای ۳۵۰ تا ۴۱۰ درجه‌سانتیگراد و Galore Creek با دمای ۴۵۰ تا ۵۵۰ درجه‌سانتیگراد است (شکل ۱۷).



شکل ۱۷- ترکیب بیوتیت از پهنه دگرسانی پتاسیک و فلیک در نهشته مس پورفیری مورد بررسی بر روی نمودار X_{phl} در مقابل درجه‌حرارت (درجه‌سانتیگراد) (Beane, 1974). خطوط منحنی شکل نشان‌دهنده جزو مولی اکسینایت ($KFe_3^{3+}AlSi_3O_{12}(H_1)$) هستند. اطلاعات مربوط به دیگر نهشته‌های مس پورفیری برگرفته از Beane (۱۹۷۴) است.

نتیجه‌گیری

گستره مورد پی‌جویی شامل مجموعه‌ای از استوک‌ها و دایک‌های پورفیری با ترکیب حدواسط تا اسیدی است که با روند شمال‌شرق-جنوب‌غرب در یک پهنه گسله و داخل یک استراتوولکان (تناوب‌گدازه‌های آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری) نفوذ کرده‌اند. توده‌های اخیر در اثر محلول‌های گرمابی، دچار دگرسانی و کانه‌زایی شده‌اند. وجود نفوذی‌های پورفیری فلیک با ترکیب

نشان از اختلاط بین سیال گرمابی با منشأ ماگمایی و سیالات گرمابی با منشأ جوی و تأثیر سیالات اخیر بر روی سیستم مس پورفیری مورد مطالعه دارد.

عنوان راهنما و سرنخی جهت کشف ذخایر مس پورفیری در نظر گرفته شود. بررسی و مقایسه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در پهنه دگرسانی پتاسیک و فلیک

منابع

- آیتی، ف. (۱۳۸۸) ماگماتیسیم نئوژن در شمال شرق اراک و آلتراسیون‌های هیدروترمال وابسته. رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- آیتی، ف.، اسدی، ه.، نقره‌ئیان، م. و خلیلی، م. (۱۳۸۷) گزارش مقدماتی از اکتشاف مس پورفیری در استان مرکزی. مجله علمی-پژوهشی دانشگاه اصفهان ۵ (۳۴): ۲۷۷-۲۹۹.
- آیتی، ف.، نقره‌ئیان، م.، اسدی، ه.، خلیلی، م. و ترابی، ق. (۱۳۸۵) ژئوترموبارومتری ساب‌ولکانیک‌ها در محدوده اندیس مس طلای دالی (اراک). بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی، تهران، ایران.
- علایی مهابادی، س. و کهنسال، ر. (۱۳۷۹) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلفچگان-خورهه. سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- Abdel-Rahman, A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35(2): 525-541.
- Alavi, M. (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Albuquerque, C. A. R. (1973) Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 1779-1802.
- Amidi, S., M. (1977) Etude geologique de la region de Natanz-Nain-Surk, stratigraphie et petrologie. *Geological Survey of Iran Report* 42: 36.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: 549-559.
- Ayati, F., Yavuz, F., Noghrean, Haroni, H. A. and Yavuz, R. (2008) Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran. *Journal of Mineralogy and Petrology* 94: 107-122.
- Barclay, J., Carroll, M. R., Rutherford, M. J., Murphy, M. D., Devine, J. D., Gardner, J. and Sparks, R. S. J. (1998) Experimental phase equilibria constraints on pre-eruptive storage conditions of the Soufriere Hills magma. *Geophysical Research Letters* 25: 2437-3440.
- Beane, R. E. (1974) Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology* 69: 241-256.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 208-224.
- Calagari, A. A. (2004) Geology and fracture-related hypogene hydrothermal alteration and mineralization of porphyry copper deposit at Sungun, Iran. *Journal of Geological Society of India* 64: 595-618.
- Castro, A. and Stephen, W. E. (1992) Amphibole rich clots in calcalkalin granitic rocks and their enclaves. *The Canadian Mineralogist* 30: 1093-1112.
- Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clays and Clay Minerals* 23: 471-485.
- Cathelineau, M. and Nieva, D. (1985) A chlorite solid solution geothermometre, the Los Azufres (Mexico)

- geothermal system. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 19: 235-244.
- Chappel, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chivas, A. R. (1981) Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78:389-403.
- Collins, L. G. (1988) *Hydrothermal differentiation*. Theophrastus Publication, Athens.
- Dehghani, G. A. and Makris, J. (1983) The gravity field and crustal structure of Iran, In: *Geodynamics project (geotraverse) in Iran*. Geological Survey of Iran, 51: 51-68.
- Emami, M. H. (1991) *Explanatory text of the Qom, Geological Quadrangle Map 1:250000, No. E6*, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Eugene, S., Ilton, E. S. and Veblen, D. R. (1988) Copper inclusions in sheet silicates from porphyry Cu deposits. *Nature* 334: 516-518.
- Féménias, O. (2003) *Contribution à l'étude du magmatisme tardi- à post-orogénique. de sa source à sa mise en place en sub-surface: Exemples régionaux de lessaim de lons du Motru (Roumanie) et du complexe lité profond sous Beaunit (France)*. Ph.D. Thesis, Université Libre de Bruxelles, Belgium.
- Ghent, E. D., Nicholls, J., Siminy, P. S., Sevigny, H. H. and Stout, M. Z. (1991) Hornblende geobarometry of the Nelson Batholite, South eastern British Columbia: tectonic implication. *Canadian Journal of Earth Science* 28: 1982-1991.
- Gioncada, A., Hauser, N., Matteini M., Mazzuolir, M. and Omarini, R. (2006) Mingling and mixing features in basaltic andesites of the eastern Cordillera (central Andes, 24S): a petrographic and microanalytical study. *Periodico di Mineralogia* 75(2-3): 127-140.
- Hassanzadeh, J. (1993) *Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran*. Ph. D. Thesis, Universty of California, Los Angeles, California, USA.
- Heltz, R. T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O}=5$ kb as a function of oxygen fugacity, Part I: mafic phases. *Journal of Petrology* 14: 249-302.
- Heltz, R. T. (1976) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O}=5$ kb as a function of oxygen fugacity, Part II: melt compositions. *Journal of Petrology* 17: 139-193.
- Heltz, R. T. (1979) Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature sensitive reaction. *American Mineralogist* 64: 953-965.
- Heltz, R. T. (1982) Phase relations and composition of amphiboles produced in studies of the melting behaviour of rocks. In: Veblen, D. R. and Ribbe, P. H. (Eds.): *Petrology and experimental phase relations*. Mineralogical Society America, *Reviews in Mineralogy* 9B: 279-354.
- Hendry, D. A. F., Chivas, A. R., Long, J. V. p. and Reed, S. J. B. (1985) Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusions from some North American prophyry copper deposits. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89: 317-329.
- Hey, M. H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineral Magazine* 30: 277-292.
- Ilton, E. S. and Veblen, D. R. (1993) Origin and mode of copper enrichment in biotite from rocks associated with porphyry copper deposits: a transmission electron microscopy investigation. *Economic Geology* 88: 885-900.
- Knight, J. E. (1977) A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite and tennantite deposits. *Economic Geology* 72: 1321-1336.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W.

- and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist* 82: 1019-1037.
- Mokhtari, M., Farahbod, A. M., Lindholm, C., Alahyarkhani, M. and Bungum, H. (2004) An approach to a comprehensive moho depth map and crust and upper mantle velocity model for Iran. *Iranian International Journal of Sciences* 5(2): 223-244.
- Nockold, S. R. (1947) The relation between chemical composition and paragenesis in biotite micas of igneous rocks. *American Mineralogist* 245(7): 401-420.
- Otten, M. T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artssjället gabbros and dolerites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 86: 185-199.
- Perugini, D., Poli, G. and Valentini, L. (2005) strange attractors in plagioclase oscillatory zoning: Petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149: 482-497.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110(2-3): 304.
- Shahabpour, J. (1982) Geology of Sarcheshmeh copper mine. Report no. 17, Iran.
- Shelley, D. (1991) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. and Trumbull, R B. (1997) On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineral Magazine* 61: 809-834.
- Wones, D. R. and Eugster, H. P. (1965) Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist* 50: 1228-1272.
- Yoder, H. S. and Tilley, G. E. (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 3: 348-532.

Petrographic and mineral-chemistry of the magmatic-alteration zones South of Salafchegan

Farimah Ayati ^{1*}, Moussa Kalimi Noghreyan ² and Mahmoud Khalili ²

¹ Geology Department, Payame Noor University, 19395-4697 Tehran, I. R. of Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The study area which lies along the Uromieh-Dokhtar volcanic belt, comprises andesite-basalt, andesite, dacite, diorite and quartz-diorite with porphyry texture exposing as volcanic and subvolcanic bodies. The essential minerals of these rocks are plagioclase, amphibole, biotite and quartz accompanied by pyroxene and traces of K-feldspar. The propylitic, potassic and phyllic alteration zones point to the occurrence of hydrothermal fluids. The studied amphiboles are Mg-enriched which ranges in composition from Mg-hornblende to actinolite. The biotites are also enriched in Mg, pointing to their formation in high oxygen fugacity conditions. The chemical features of these minerals are characteristics of porphyry Cu bearing intrusive rocks. The investigation of biotite chemistry shows that the fluid composition in the phyllic and potassic zones is different. The geothermometry of chlorites and biotites shows the temperatures of 275-323, 402-450 °C and 249-256, 280-344 °C for the potassic and phyllic zones respectively. These data are consistent with those of many worldwide porphyry Cu deposits.

Key words: Hydrothermal Alteration, Thermometry, Salafchegan