مجله زمین شناسی اقتصادی
سال ۱۳۸۹، شماره ۱ (جلد ۲)
صفحه : ۶۱ تا ۷۵

Journal of Economic Geology
2010, No. 1 (Vol. 2)
ISSN 2008-7306

مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی منطقه نظام‌آباد، جنوب‌غرب شازند اراک

ربابه جعفری[۱]، موسی نقره‌ئیان[۱]، محمد مکی‌زاده[۱]، قانعی[۲]

۱- دانشگاه اصفهان
۲- دانشگاه پیام نور تفت

دریافت مقاله : ۱۳۸۹/۱/۱۹، نسخه نهایی : ۱۳۸۹/۳/۲۶

چکیده

منطقه نظام‌آباد جزئی از زون سنندج- سیرجان است که در جنوب‌غرب شهرستان اراک واقع است. عمده سنگهای توده نفوذی منطقه، کوارتزدیوریت و به‌ندرت گرانودیوریت است که توسط دایک‌هایی از لوکوگرانیت آلکالن، پگماتیت‌ها و رگه‌های کوارتز- تورمالین همراه با کانه‌زایی و فاقد کانه‌زایی قطع شده‌اند. کانیهای اصلی کوارتزدیوریت شامل هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و به مقدار کمتر پیروکسن است. کانیهای اصلی لوکوگرانیت‌های منطقه شامل میکروکلین، ارتوکلاز، کوارتز، آلبیت و به مقدار خیلی کم، بیوتیت و مسکوویت است. کانیهای فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن، اپیدوت، آلانیت، تورمالین و اپاک می‌باشد. حضور کانیهای آب‌دار نظیر بیوتیت و آمفیبول اولیه در سنگ مشخص می‌کند ماگمای اولیه بیش از ۳ درصد وزنی آب دارد. حضور آندالوزیت و گارنت در برخی از کوارتزدیوریت‌های منطقه مربوط به آلایش ماگمای کالکوآلکالن با پوسته، در حین صعود است. بافتهای غالب اولیه در سنگها، گرانولار، گرانوفیر و پوئی‌کلیتیک می‌باشد. بافتهای ثانویه، پرتیت، سرسیتیزاسیون، کلریتیزاسیون و کائولینتیزاسیون هستند. فعالیتهای گرمابی جدیدتر و استرین‌های تکتونیکی را می‌توان عامل ایجاد پرتیت در لوکوگرانیت‌ها دانست. K لازم برای سرسیتیزاسیون فلدسپارها علاوه بر خود کانی از کلریتی‌شدن بیوتیت حاصل شده است. تبدیل بیوتیت به مسکوویت، نشان‌دهنده عملکرد سیالات غنی از K^+ در مراحل بعدی است. با استفاده از آنالیزهای انجام‌شده بر روی سنگهای منطقه، مشخص گردید که توده نفوذی از نوع کالک‌آلکالن، متاآلومینه تا پرآلومینه و K متوسط تا بالاست. بررسی عناصر اصلی در نمودارهای هارکر مشخص‌کرد که با افزایش SiO_2 مقدار اکسیدهای FeO, MnO, CaO و Al_2O_3 کاهش و Na_2O و K_2O افزایش‌یافته است که حاکی از نقش مهم تبلور تفریقی ماگما در تشکیل سنگهای گرانیتوئیدی نظام‌آباد است.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در طول شرقی ″۱/۸ ′۱۳ °۴۹ تا ″۲۲ ′۱۶ °۴۹ و عرض شمالی ″۱۵/۳ ′۳۹ °۳۳ تا″۴۳ ′۴۳ °۳۳ واقع شده است. کانسار تنگستن نظام‌آباد در ۴۶ کیلومتری جنوب‌غرب شهرستان شازند واقع است. توربر (۱۹۵۵) و باربن و هوبنر(۱۹۶۹) منطقه نظام‌آباد، بامسر و روشت را مورد بررسی قرار داده و توده نفوذی منطقه را کوارتزدیوریت معرفی کردند که به سن ژوراسیک بوده و کانی‌سازی به صورت رگه‌ای را در منطقه شناسایی کردند. اولین مطالعات سیستماتیک بر روی کمپلکس بروجرد توسط برتیر و همکاران(۱۹۷۴) انجام گرفت. پترولوژی سنگهای گرانیتوئیدی چهارگوش ناحیه آستانه- گوشه توسط رادفر (۱۳۶۶) مورد مطالعه قرار گرفته است. برتیر و همکاران (۱۹۹۲) معتقدند که توده نفوذی نظام‌آباد- مالمیر باعث افزایش درجه دگرگونی تا حد رخساره شیست‌سبز گشته است. مسعودی (۱۹۹۷) در رساله دکتری، دگرگونی مجاورتی و پگماتیت‌های کمپلکس بروجرد را بررسی کرده است. فرهادیان (۱۳۷۰) و شمعانیان‌اصفهانی (۱۳۷۳) کانه‌زایی تنگستن را در منطقه مطالعه کرده و شئلیت را کانه اصلی تنگستن معرفی کردند. عزیزپورمغوان (۱۳۷۸) روند REE شئلیت‌های بامسر را با روشت و نظام‌آباد مشابه دانسته است. قادری (۱۳۸۰) الگوی عناصر نادر خاکی نظام‌آباد، روشت و بامسر را مقایسه کرده و معتقد به تفاوت ژنتیک

مسؤول مکاتبات[۱] : afsanejafari@gmail.com

کانسار نظام‌آباد و روشت با اثرهای معدنی بامسر است. تفاوت تشکیل این دو تیپ کانسار از نظر محیطهای اکسیدان و احیا می‌باشد. قادری(۱۳۸۳) تفاوت در الگوی REE_N شئلیت‌ها را ناشی از فرآیندهای کنترل کننده REE می‌دانند. در بامسر کنترل REE در اثر فرآیند جذب سطحی و در نظام‌آباد و روشت عامل کنترل کننده اختلاط کمپلکس‌ها است. بررسی پترولوژی کمپلکس بروجرد در منابع دیگر پرداخته شده و ترکیب غالب آن گرانودیوریت معرفی شده‌است[۱۰، ۱۱، ۱۲]. مسعودی و همکاران(۲۰۰۲) با توجه به داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr سنگهای جنوب‌غرب اراک را در سه گروه سنی قرار داده‌اند. اسماعیلی و همکاران(۱۳۸۶) نوع تورمالین‌های نظام‌آباد را شورلیت- دراویت تعیین نمودند. در این مقاله سعی بر آن است که سنگ‌شناسی، بافت، دگرسانی و ژئوشیمی توده نظام‌آباد مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

روش مطالعه

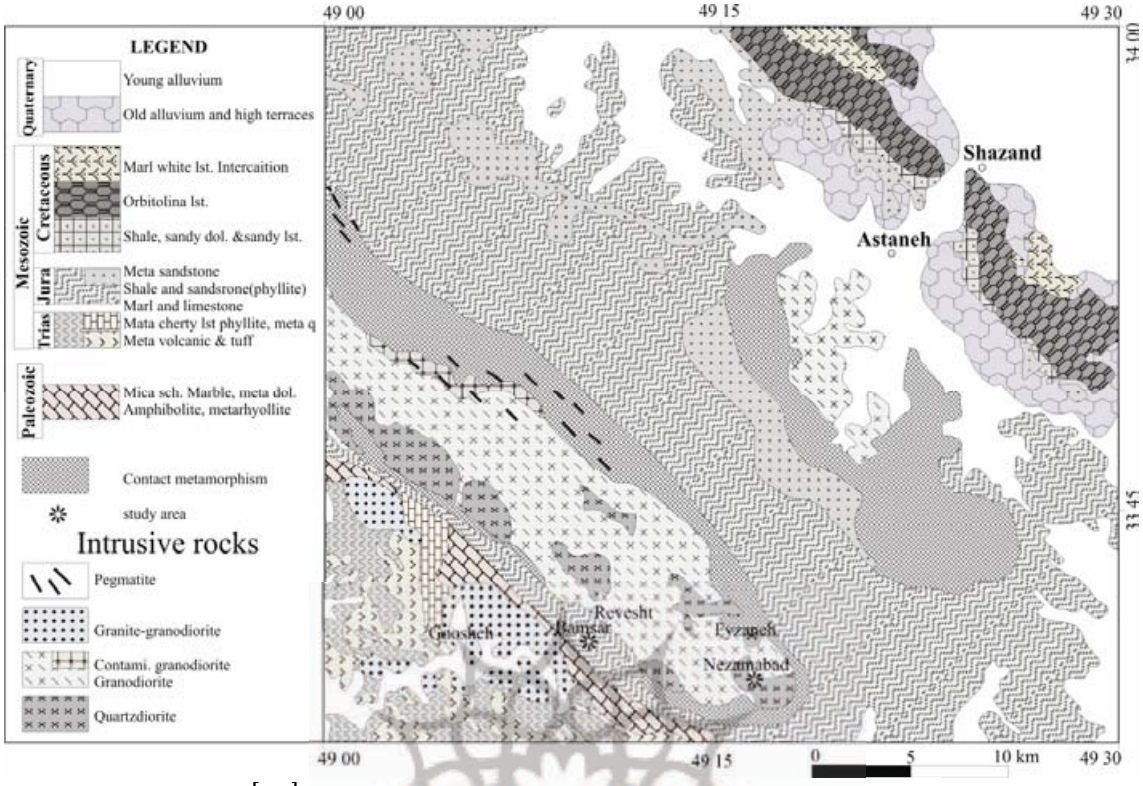
پس از انجام مطالعات مقدماتی، طی سه بازدید که از منطقه صورت گرفت در حدود ۹۰ نمونه از لیتولوژی‌های مختلف (کوارتزدیرویت، دایک‌های آپلیتی و انواع رگه‌های کوارتز- تورمالین) جمع آوری شد و مقاطع نازک آنها جهت مطالعات پتروگرافی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور مطالعات پتروژنتیکی ماگما، از آنالیزهای انجام شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور مربوط به طرح اکتشافی تنگستن استفاده شد و با استفاده از نرم افزارهای NEWPET و Minpet نمودارهای مربوطه رسم شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و در نهایت جمع‌بندی گردید.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد است که در زون سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۱). این زون توسط سنگهای دگرگونی و کمپلکس دگرشکل شده و سنگهای ولکانیکی مزوزوئیک گسترده همراه است [۱۵، ۱۶]. قدیمی‌ترین سنگهای منطقه بین مالمیر و تواندشت رخنمون داشته و بیشتر از متاریولیت و متاآمفیبول همراه با دولومیت‌های مرمری‌شده تشکیل شده‌اند که توسط واحد آتشفشانی پرموتریاس به صورت هم‌شیب و پیوسته پوشیده شده‌اند [۲].

واحدهای تریاس در جنوب‌غرب منطقه با سه رخساره قابل تشخیص‌اند: ۱- متاولکانیک‌ها و متاتوف‌ها ۲- رخساره آتشفشانی- رسوبی ۳- مرمر [۴]. بالاترین بخش از سنگهای دگرگونی را شیست‌های پلیتی با درون لایه‌هایی از ماسه‌سنگ گریوکی دگرگون شده تشکیل می‌دهند که سن پرمین تا ژوراسیک داشته و در اطراف شهرستان شازند به طور ناپیوسته و پیش‌رونده با نهشته‌های کرتاسه پوشیده شده‌اند. و در اثر دگرگونی ناحیه‌ای تا حد رخساره شیست‌سبز دگرسان شده‌اند. در جنوب‌غرب اراک سه گروه مختلف سنگهای گرانیتوئیدی وجود دارد: الف) نفوذی‌های آستانه اراک که شامل گرانیت، بیوتیت‌گرانیت و گرانودیوریت است و توسط رگه‌های فراوان کوارتز و آپلیت قطع شده‌است. ب) نفوذی‌های تواندشت- گوشه که به صورت رخنمونهای کوچک و مجزا وجود دارند. پ) کمپلکس بروجرد که از نفوذیهای گرانیتی با گسترهٔ وسیعی از محصولات ماگمایی تشکیل شده است [۱۳]. در اثر نفوذ کمپلکس بروجرد علاوه بر ایجاد دگرگونی، درجه دگرگونی تا حد رخساره آمفیبولیت زیرین افزایش یافته‌است [۳]. در بخش جنوبی توده، دگرگونی مجاورتی به دلیل گسله بودن، ناقص است یا دیده‌نمی‌شود و نوار باریکی از شیست‌های کوردیریت‌دار که به اسلیت و زون‌های کلریت و بیوتیت ختم می‌شود وجود دارد ولی در بخش شمالی توده، پگماتیت‌ها وهورنفلس‌ها در زون سیلیمانیت پتاسیم فلدسپات دیده می‌شوند [۱۰].

سنگهای ولکانیکی مزوزوئیک گسترده همراه است [۱۵، ۱۶]. قدیمی‌ترین سنگهای منطقه بین مالمیر و تواندشت رخنمون داشته و بیشتر از متاریولیت و متاآمفیبول همراه با دولومیت‌های مرمری‌شده تشکیل شده‌اند که توسط واحد آتشفشانی پرموتریاس به صورت هم‌شیب و پیوسته پوشیده‌شده‌اند [۲].



شکل ۱. نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه، جنوب‌غرب اراک (اقتباس از[۲۳].

بحث

پتروگرافی

کوارتزدیوریت

بخش عمده سنگهای گرانیتوئیدی منطقه نظام‌آباد کوارتزدیوریتی بوده و به ندرت گرانودیوریت در منطقه برون‌زد دارد. توده نفوذی توسط دایک‌های آپلیتی (که در مقاطع میکروسکپی لویکوگرانیت تشخیص داده شدند)، رگه‌های پگماتیتی و انواع رگه‌های کوارتز- تورمالین قطع شده‌اند.

توده‌کوارتزدیوریتی منطقه شامل کانیهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، بیوتیت و کوارتز است. پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار همراه با ماکل تکراری و کارلسباد می‌باشند. با توجه به زاویه خاموشی پلاژیوکلازها، ترکیب آنها در حد الیگوکلاز- آندزین تشخیص داده‌شد (شکل۲- الف). در واقع می‌توان گفت پلاژیوکلازها اولین کانیهای فلسیک متبلور شده از این سنگ می‌باشند و اکثر فنوکریست‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانی اغلب به سرسیت و کانیهای رسی دگرسان شده‌است. با توجه به مطالعات وال و همکاران (۱۹۸۷) سرسیتی‌شدن در پلاژیوکلاز سازگار با تبلور اولیه یک هسته آنورتیتی است که در هنگام سرد شدن ناپایدار شده و نهایتاً به‌طور هیدروترمالی به سرسیت و کلسیت دگرسان می‌شوند. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز بوده و اکثراً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با پلی‌کروئیسم ضعیف سبز هستند و به طرز جالبی ماکل‌های تکراری، کارلسباد و کمربندی نشان می‌دهند (شکل۲ ب). گرانیتوئیدهای منطقه با توجه به مقدار آمفیبول به دونوع کم‌آمفیبول و آمفیبول‌زیاد قابل تقسیم می‌باشند. حضور آمفیبول نشان می‌دهد ماگمای گرانیتوئیدی بیش از ۳ درصد وزنی آب داشته که باعث اشباع شدن آب در طول تبلور اولیه شده است. بیوتیت به صورت نیمه‌شکل‌دار با پلی‌کروئیسم قهوه‌ای قوی دیده می‌شود (شکل۲ پ). اکثر بیوتیت‌ها در امتداد کلیواژ خود به کلریت (پنین) دگرسان شده‌اند. کلریت‌ها دارای رنگ اینترفرانس غیر عادی آبی نفتی و قهوه‌ای بوده و حتی در مواردی نزدیک به ایزوتروپ دیده می‌شوند (شکل۲ ت). همچنین در امتداد کلیواژهای بیوتیت، مسکوویت به صورت دوکی‌شکل تشکیل شده‌است که تأثیر سیالات

پتایسم‌دار را در مراحل بعدی تشکیل نشان می‌دهد (شکل۲ ث). در برخی موارد بیوتیت به طور کامل به کلریت دگرسان شده و تنها بازمانده‌هایی از آن در مرکز کلریت مشاهده می‌شود، در این حالت آزادشدگی اسفن و هماتیت در امتداد کلیواژها صورت گرفته‌است.

کوارتز سنگ کمتر از ۵٪ است که به صورت بین شکافی (interstitial) و همراه با خاموش موجی می‌باشد. وجود خاموشی موجی در کوارتز و ماکل تکتونیکی (کینگ باند) دربیوتیت تأثیر فازهای تکتونیکی را بعد از نفوذ توده نشان می‌دهد. کانیهای فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، اپیدوت، اسفن، آلانیت و اپاک است. حضور زیرکن تتراگونال بی‌پیرامیدال تبلور مستقیم از ماگما را نشان می‌دهد در صورتی‌که اگر زیرکن گرد شده‌باشد حاصل آلایش ماگمایی است. در برخی از کوارتزدیوریت‌های منطقه بلورهای درشت آندالوزیت و گارنت نیزحضوردارند (شکل۲ ج). آندالوزیت‌ها به شدت به سرسیت دگرسان شده و در داخل آن ادخال‌هایی از کانی‌های پیروکسن، هورنبلند سبز و بیوتیت وجود دارد. حاشیه در حال تحلیل پیروکسن‌های موجود در آندالوزیت حاکی از آن است که در طول صعود ماگما و آلایش از بین‌رفته و آندالوزیت به وجود آمده‌است.

لویکوگرانیت

گروه دیگری از سنگهای منطقه دایک‌های آپلیتی هستند که در مطالعات بیشتر لویکوگرانیت آلکالن تشخیص داده‌شده‌اند و عمدتاً شامل میکروکلین، اورتوز، کوارتز و به مقدار کمتر بیوتیت و مسکویت هستند. میکروکلین و ارتوز به سرسیت و کائولینیت دگرسان شده‌اند (شکل۲ چ). بیوتیت در این سنگها بسیار ناچیز (کمتر از ۵٪) بوده و معمولاً به کلریت دگرسان شده‌اند. مسکویت‌های موجود دراین سنگها گاهی به نظر می‌رسد که به صورت پزدومورف به طورکامل جانشین بیوتیت شده‌اند. بافت غالب در این سنگها گرانولار و گرانوفیر است. سایر سنگهای منطقه شامل رگه‌های کوارتز- تورمالین، رگه‌های تورمالینی، رگه‌های کوارتز- تورمالین- میکا و رگه‌های کوارتز- فلدسپاتی می‌شوند. رگه‌های کوارتز- تورمالین از نظر اهمیت اقتصادی به دو دسته همراه با کانه‌زایی و فاقد کانه‌زایی قابل تقسیم هستند. رگه‌های دارای کانه‌زایی همراه با آزوریت، مالاکیت و اکسیدهای آهن هستند که به دلیل وجود این کانیها رنگی متمایل به قهوه‌ای و سبز دارند. در حالی‌که رگه‌های فاقد کانه‌زایی بسیار متراکم‌تر بوده وحالت فوق در آنها مشاهده نمی‌شود. تورمالین با پلی‌کروئیسم معکوس قهوه‌ای (شورلیت) و آبی (دراویت) می‌باشد که غالباً به صورت متراکم هستند و گاهی بلورهای شکل‌دار آن در داخل کوارتز قرار گرفته‌است این مطلب مؤید این است که تورمالین زودتر از کوارتز تشکیل شده‌است (شکل۲ ح). نوع میکا در این رگه‌ها بیوتیت است که در امتداد کلیواژها کلریتی شده‌اند.

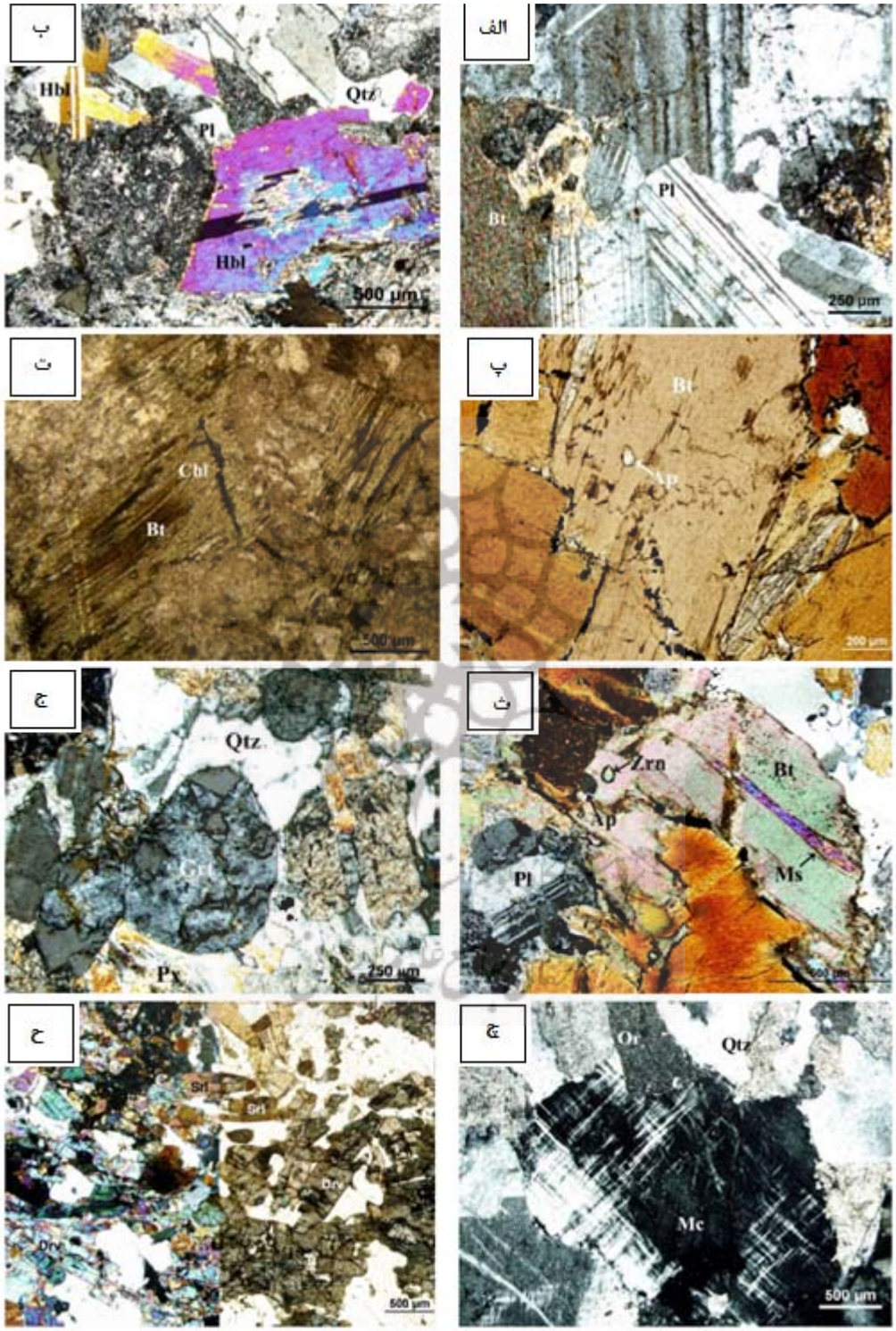
بافت

به طور کلی بافتهای موجود در سنگهای منطقه در دو گروه بافتهای اولیه و بافتهای ثانویه قابل بررسی هستند. در ادامه به تفصیل این بافتها بررسی خواهندشد. بافتهای اولیه مشاهده شده شامل بافت گرانولار، گرانوفیر، پورفیروئید و پوئی‌کلیتیک است. بافت گرانولار مربوط به تبلور ماگما در شرایطی است که ماگما به آرامی سرد شده و بلورهای ماگما کم و بیش هم اندازه در کنار هم قرار گرفته‌اند (شکل۳ الف). بافت پورفیروئید حاصل از اندازه متفاوت کانیها ناشی از تفاوت در عمق تبلور است (شکل۳ ب).

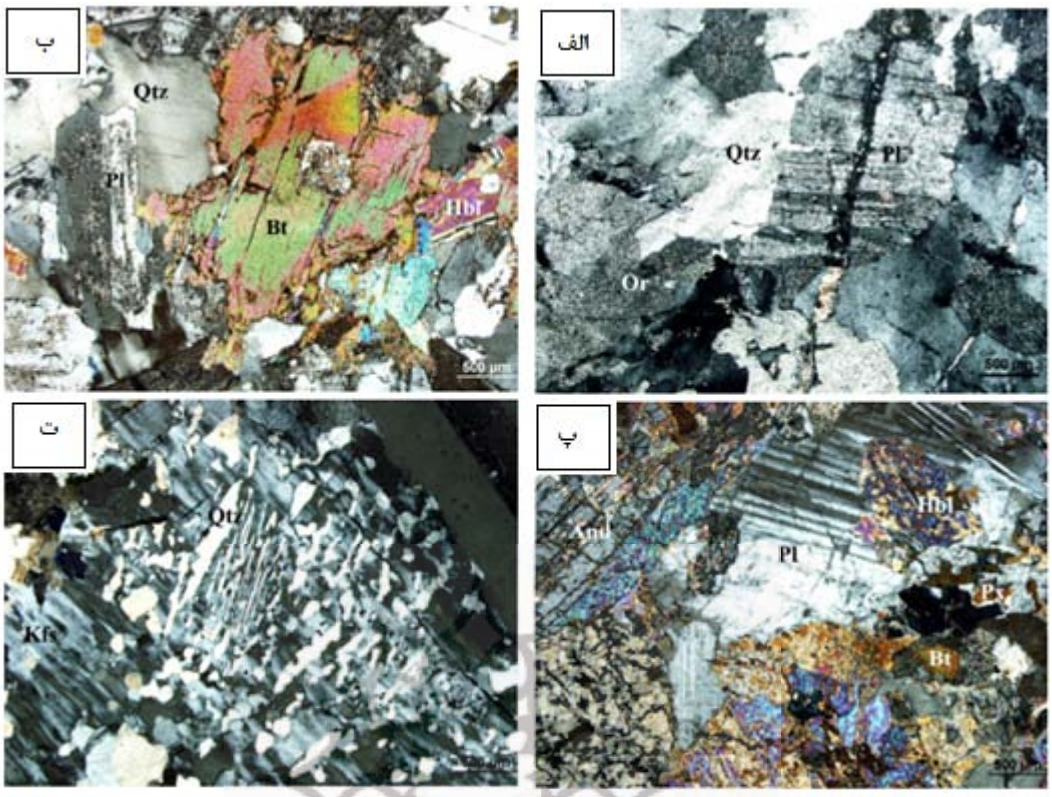
بافت پوئی‌کلیتیک بیشتر در توده کوارتزدیوریتی و کمتر در لوکوگرانیت‌های منطقه یافت می‌شود که با استفاده از این بافت می‌توان ترتیب تبلور را مشخص نمود. براین اساس ترتیب تبلور در کوارتزدیوریت به این قراراست: پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، فلدسپات و کوارتز. در لوکوگرانیت اولین کانیهای متبلور شده پلاژیوکلاز سدیک است و پس از آن به ترتیب میکروکلین، اورتوکلاز، و کوارتز تشکیل شده‌اند (شکل۳ پ).

بافت گرانوفیر تنها در لویکوگرانیت‌های منطقه مشاهده می‌شود که کوارتز به صورت هم‌رشدی در داخل فلدسپات آلکالن حضور دارد (شکل۳ ت). در واقع این بافت مربوط به تبلور همزمان کوارتز و فلدسپات آلکالن است. در مورد تشکیل بافت گرانوفیر نظرات مختلفی وجود دارد. گرانیت‌هایی که در نزدیکی سطح زمین جایگزین می‌شوند و گاهی با ولکانیسم بازالتی همراهند، تبلور آنها سریعتر و در فشار پایین‌تر صورت می‌گیرد، بنابراین در فلدسپات آلکالن آنها نوعی محلول جامد پدید می‌آید و در نتیجه کوارتز و فلدسپات تقریباً همزمان

متبلور می‌شوند و بافت گرانوفیری ایجاد می‌شود. در مواردی که در هنگام تشکیل گرانیت‌ها مواد فرار خارج می‌شوند (در امتداد شکستگیها) بلورها جداگانه و مستقل گسترش نمی‌یابند بلکه رشد همزمان کوارتز و فلدسپات آلکالن باعث پیدایش گرانوفیر می‌شود[۱۸، ۱۹].



شکل ۲. تصاویر میکروسکپی از توده نفوذی منطقه. (الف) کانی پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیتیک و ماکل کالسباد که در حال تبدیل به سرسیت است (XPL). (ب) کانی آمفیبول با ماکل تکراری و کمربندی به همراه پلاژیوکلاز (XPL). (پ) کانی بیوتیت با پلی‌کروئیسم قهوه‌ای شدید همراه با ادخال آپاتیت و زیرکن (PPL). (ت) بیوتیت به شدت دگرسان‌شده به کلریت ، بقایای بیوتیت در مرکز کلریت قابل مشاهده است (PPL). (ث) تشکیل کانی مسکویت به‌صورت دوکی شکل به موازات رخ بیوتیت (XPL). (ج) میکروکلین با ماکل مشبک به‌همراه اورتوکلاز کائولینیتی شده (XPL). (ح) شورلیت و دراویت در رگه کوارتز- تورمالین



شکل ۳. تصاویر میکروسکپی از بافت‌های اولیه. (الف) بافت گرانولار در لوکوگرانیت (XPL). (ب) بافت پورفیروئید (XPL). (پ) بافت پویی‌کیلیتیک در کوارتزدیوریت (XPL). (ت) بافت گرانوفیر حاصل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپات آلکالن (XPL).

بافتهای ثانویه

بافت پرتیت: این بافت از جمله بافتهایی است که در طول سرد شدن یا دگرگونی بعدی حاصل می‌شود و در ترکیب سنگ تغییر ایجاد نمی‌کند. این بافت به‌وفور در لوکوگرانیت‌های منطقه دیده شده‌است (شکل۴ الف). سرد شدن آرام و آهسته باعث می‌شود دو فازی که با هم رشد کرده‌اند از یکدیگر جدا شوند. اختلاط ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم در فلدسپات آلکالن نسبتاً ساده است و از این رو وقوع پدیده هم‌رشدی پرتیت بسیار معمول است. تفکیک Na و K نسب به تحرک Al و Si در هم رشدی‌ها بیشتر قابل مشاهده است. بر اثر این عمل عناصر Na و K مجدداً متحرک و از هم جدا می‌شوند ولی عناصر Al و Si که پیوند قوی برقرار می‌کنند این گونه نیستند[۲۰]. بنابراین فازهای در هم رشد کرده و یکنواخت می‌توانند به راحتی از هم جدا شوند. پارسنز و براون (۱۹۸۴) پرتیت‌های درشت را به فعالیتهای گرمابی در دمای کمتر از $^{\circ}C$ ۴۰۰ نسبت داده‌اند [۲۱] و بعضی آنها را به فعالیتهای جایگزینی مربوط دانسته‌اند [۲۲].همچنین استرین‌های تکتونیکی نیز می‌تواند باعث اختلاط ناپذیری شود که در این حالت بر جهت‌یافتگی ترجیحی تیغه‌های پرتیتی اثر می‌گذارد. دریک سیستم بسته پرتیت‌ها بدون تغییرات شیمیایی بارز درشت شده‌اند در صورتی‌که در یک محیط باز به علت چرخش سیال در ترکیب تغییر به وجود می‌آید که در پگماتیت‌ها پرتیت‌های درشت این‌گونه به وجودآمده‌اند.

بافتهای ثانویه همراه با تغییر در ترکیب

کلریتزاسیون، سرسیتیزاسیون وکائولینیتی شدن از جمله دگرسانیهای به‌وجود آورنده این بافت هستند که حضور آب را در شرایط رخساره شیست سبز و پایین‌تر از آن منعکس می‌کند.

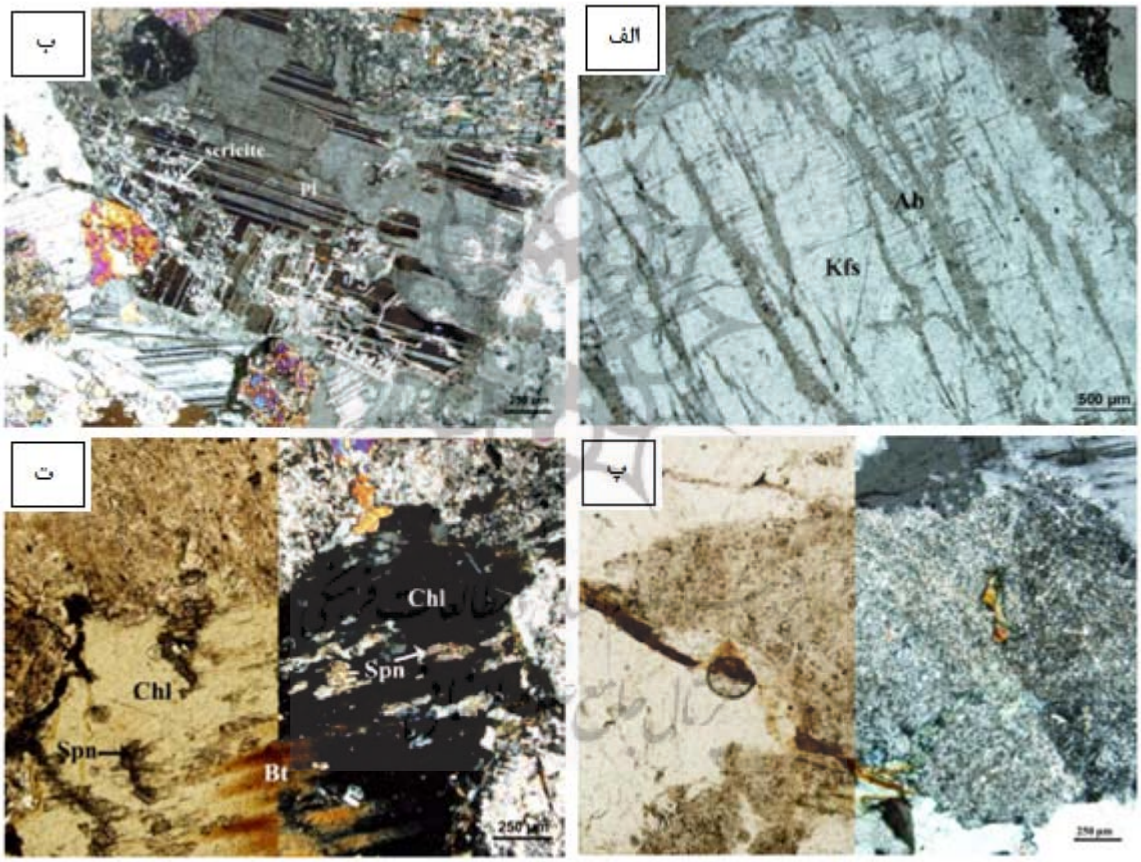
سرسیتی‌شدن: همان‌طورکه گفته شد بخش اعظم میکروکلین، ارتوز در لویکوگرانیت و پلاژیوکلاز آلکالن در

کوارتزدیوریت بدل به سرسیت شده‌اند(شکل۴- ب) که این دگرسانی نیازمند افزایش آب و K^+ است.یک منبع مهم K^+ کلریتی‌شدن بیوتیت است. سرعت سرسیتی شدن به سرعت انتشار بستگی دارد، به طوری‌که انجام واکنش به محلول‌های موجود و K^+ بستگی دارد و چون تحرک Al و Si کم است محصولات واکنش تنها در محل واکنش رشد می‌کنند.

کائولینیتی شدن: این دگرسانی بیشتر در فلدسپات‌های آلکالن به خصوص ارتوز موجود در لویکوگرانیت‌ها مشاهده شد، اگرچه در پلاژیوکلازها نیز با شدت کمتری وجود دارد. کائولینیتی شدن به‌صورت بسیار ریزدانه بوده که به کانی ظاهری تیره می‌دهد. این دگرسانی در هنگام سرد شدن یا دگرگونی بعدی و یا حوادث هیدروترمالی رخ می دهد (شکل ۴- پ).

کلریتی شدن: اکثر بیوتیت‌های موجود در سنگهای منطقه به‌طور کامل و یا دست‌کم در سطوح ضعف خود کلریتی شده‌اند (شکل۴- ت) که این دگرسانی به راحتی در دمای متوسط تا پایین انجام می‌شود. اگلتون و بن فیلد واکنش زیر را برای کلریتیزاسیون در گرانیت پیشنهاد کرده‌اند [۲۳].

۱ بیوتیت+ ۰/۲۱ آنورتیت+ ۱/۴۶ آب+ H^+ ۱/۴۶ + O_2 ۰/۵ = ۰/۴۶ کلریت+ ۰/۱۱ تیتیانیت+ ۰/۱ اپیدوت+ ۰/۵۶ مسکویت+ ۰/۶۳ کوارتز+ ۰/۰۲ مانیتیت+ K^+ ۱/۴۶.



شکل ۴.تصاویر میکروسکپی از بافت‌های ثانویه. (الف) بافت پرتیت حاصل ناآمیختگی میکروکلین و پلاژیوکلاز (آلبیت) (XPL). (ب) سرسیتی‌شدن پلاژیوکلاز از حاشیه در اثر ورود محلولهای حاوی پتاسیم (XPL). (پ) کائولینیتی‌شدن در ارتوکلاز (سمت چپ تصویر در نور PPL و سمت راست در نور XPL). (ت) کلریتی شدن بیوتیت به همراه آزادشدگی اسفن (سمت چپ تصویر در نور PPL و سمت راست در نور XPL).

ژئوشیمی عناصر اصلی

به منظور بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی نظام‌آباد از آنالیزهای سنگ کل انجام شده توسط سازمان زمین شناسی (مهندس فرهادیان) که بر روی ۳۷ نمونه انجام شده است استفاده گردید و با استفاده از نرم افزار minpet و NEWPET نمودارهای لازم رسم گردید.

نتایج آنالیز در جدول(۱) ارائه شده است. بر این اساس میزان درصد SiO_2 از ۵۲/۰۸ تا ۶۵/۰۳ تغییر می‌کند. همان‌طور که در شکل ۵ مشخص است، با افزایش میزان SiO_2 مقدار اکسیدهای$CaO, MnO, MgO, FeO, Fe_2O_3$ و Al_2O_3 کاهش یافته است که کاهش مقادیر MnO Fe_2O_3, FeO, MgO می‌تواند به خاطر تبلور کانیهای فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول) در مراحل اولیه تفریق باشد و کاهش CaO و Al_2O_3 با افزایش SiO_2 به خاطر تبلور پلاژیوکلازهای بازیک‌تر در مراحل اولیه و ورود این عناصر در ساختار آنهاست، حال آن‌که در مراحل نهایی تبلور میزان Na_2O و K_2O در مذاب بیشتر شده که در نهایت باعث تشکیل فلدسپات‌های اسیدی‌تر گشته است که در شکل روند افزایشی Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 مشخص است. البته پراکندگی زیاد K_2O در این نمونه‌ها احتمالاً مربوط به دگرسانی پتاسیک در مراحل بعدی (سرسیتیزاسیون و کائولینیتیزاسیون) است. وجود چنین روندهایی در عناصر اصلی حاکی از تبلور تفریقی ماگما در طول تکامل خود می باشد (شکل۵ الف تا ح).

بر اساس نمودار طبقه‌بندی سنگهای گرانیتوئیدی میدل موست (۱۹۸۵) ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی منطقه گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزمونزودیوریت و کوارتزدیوریت است (شکل ۶).

شکل ۷ نشان می‌دهد که سنگهای گرانیتوئیدی منطقه ساب‌آلکالن بوده و در نمودار AFM در میدان کالک‌آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۸). طبقه‌بندی این سنگها توسط شاخص اشباعیت آلومنیوم ASI مشخص می‌کند که بیشتر سنگهای منطقه متاآلومینه می‌باشند (ASI<1.1). ماهیت پرآلومینه بودن برخی از این سنگها ممکن است به تفریق هورنبلند و یا به هتروژن بودن مقدار آب در پروتولیت و نیز حضور گارنت و آندالوزیت در برخی از گرانودیوریت‌های منطقه مربوط باشد. البته شواهد پتروگرافی همچون وجود آپاتیت، هورنبلند و زیرکن وجود یک منبع متاآلومینه را پیشنهاد می‌کند (شکل ۹).

از نظر مقدار K غالباً در گروههای پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالای معادل درونی سنگهای آندزیت و داسیت ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

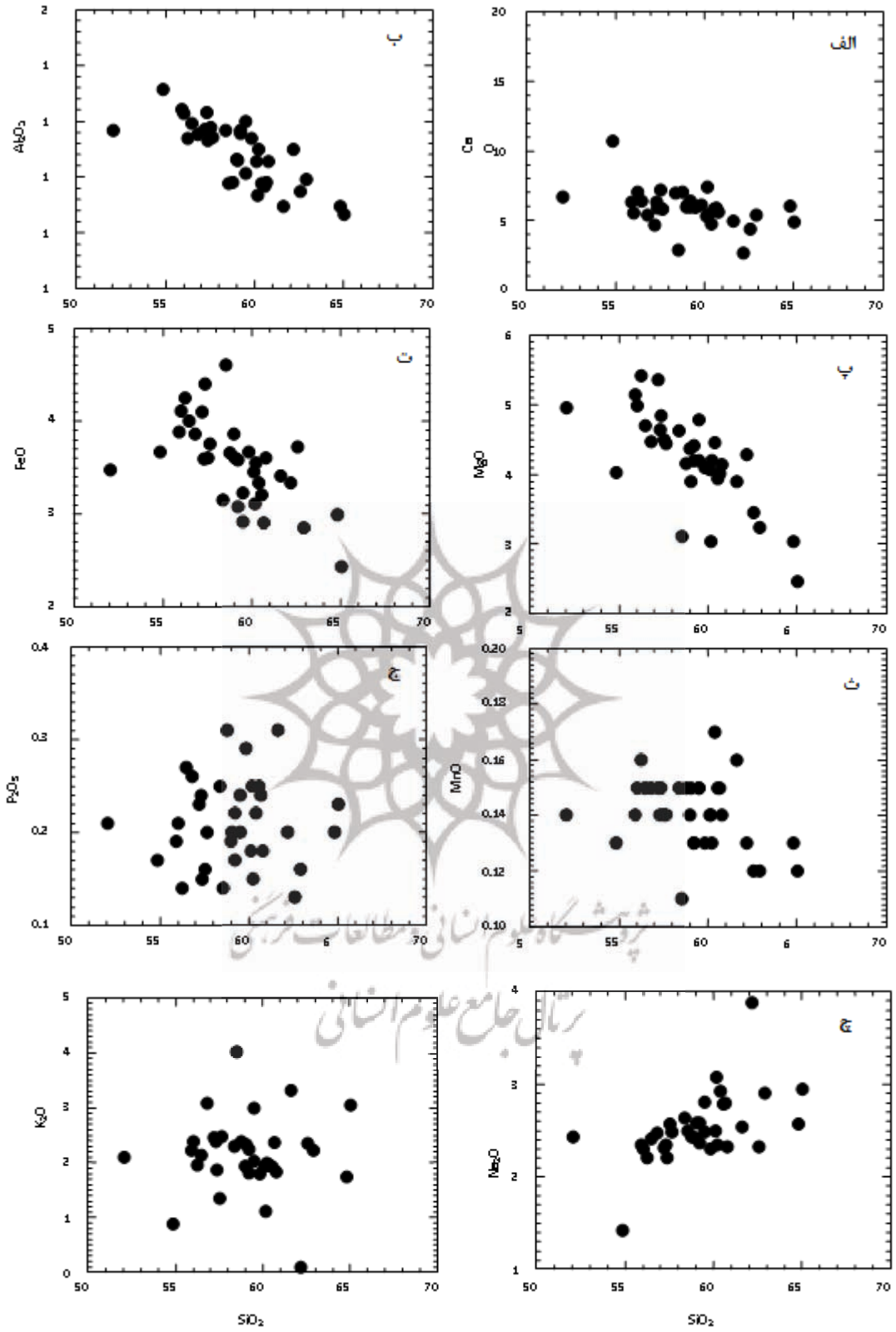
جدول ۱. نتایج آنالیز XRF از توده نفوذی منطقه مورد مطالعه.

Sample	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	Fe_2O_3*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI
10a	۵۷/۶۵	۰/۷۷	۱۵/۴	۳/۷۵	۳/۹۵	۷/۰۸	۰/۱۴	۴/۴۴	۵/۷۹	۲/۴۸	۲/۴۷	۰/۲	۲/۲۵
11a	۵۶/۵	۰/۷۸	۱۵/۹	۳/۰۲	۴	۷/۴۲	۰/۱۵	۴/۷	۶/۴	۲/۴۱	۲/۱۳	۰/۲۷	۱/۹۳
12a	۵۶/۳	۰/۸۵	۱۵/۵۱	۳/۲۱	۳/۸۶	۷/۴۵	۰/۱۵	۴/۴۶	۵/۳۵	۲/۴۷	۳/۰۹	۰/۲۶	۲/۳
13a	۵۷/۲۲	۰/۸	۱۵/۷۱	۳/۲۲	۴/۰۹	۷/۷۲	۰/۱۵	۵/۳۶	۴/۶۹	۲/۳۱	۲/۴۵	۰/۲۳	۲/۰۳
14a	۵۶	۰/۷۵	۱۶/۲۶	۳/۱	¼	۷/۶۱	۰/۱۵	۴/۹۳	۵/۵۶	۲/۳	۲/۳۸	۰/۲۱	۲/۵۸
15a	۵۹/۰۵	۰/۶۳	۱۴/۵۹	۲/۹۵	۳/۶	۶/۹۱	۰/۱۵	۳/۹۳	۶/۰۹	۲/۵۸	۲/۳۳	۰/۲	۲/۲۲
46	۶۵/۰۳	۰/۵۵	۱۲/۶۵	۲/۲۵	۲/۴۳	۴/۹۲	۰/۱۲	۲/۴۶	۴/۸۸	۲/۹۵	۳/۰۵	۰/۲۳	۱/۹۶
47	۵۸/۷۵	۰/۶۲	۱۳/۸۱	۲/۸۵	۳/۶۶	۶/۸۸	۰/۱۵	۴/۱۵	۷/۰۱	۲/۴۳	۲/۳۹	۰/۳۱	۰/۳۲
48	۵۹/۴۷	۰/۵۶	۱۴/۱۳	۲/۵۵	۲/۹۱	۵/۷۵	۰/۱۵	۴/۱۹	۵/۹۹	۲/۸۱	۲/۹۹	۰/۲۴	۲/۵۸

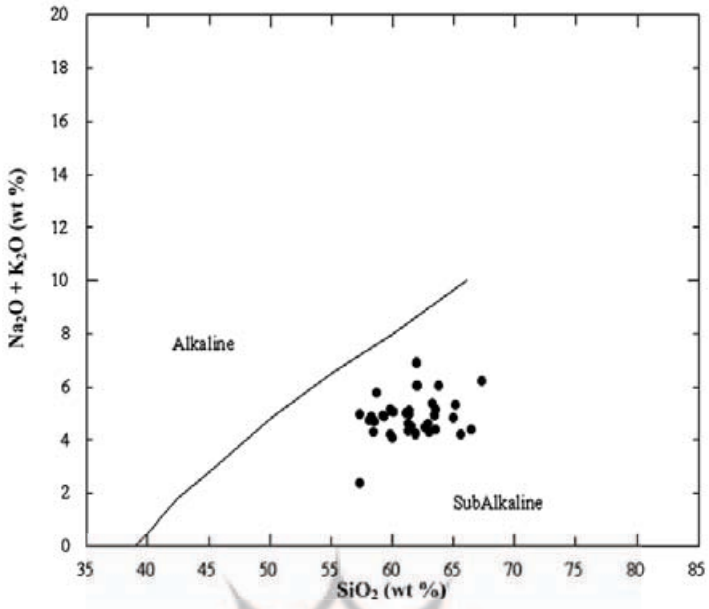
ادامه جدول ۱.

49	۵۷/۳۳	۰/۶۴	۱۶/۳	۲/۷۵	۳/۵۹	۶/۷	۰/۱۴	۴/۶۲	۶/۳۲	۲/۳۴	۲/۳۸	۰/۲۴	۱/۸۱
50	۵۲/۰۸	۰/۶۲	۱۵/۶۸	۲/۵۱	۳/۴۸	۶/۳۳	۰/۱۴	۴/۹۶	۶/۶۷	۲/۴۳	۲/۱	۰/۲۱	۷/۷۸
51	۵۹/۲۱	۰/۵۶	۱۵/۵۶	۲/۴۲	۳/۰۷	۵/۸	۰/۱۳	۴/۱۹	۶/۳۷	۲/۵۸	۲/۲۴	۰/۲۲	۱/۹۴
52	۵۸/۳۵	۰/۵۲	۱۵/۶۸	۲/۴۸	۳/۱۵	۵/۹۵	۰/۱۵	۴/۶۲	۶/۹۸	۲/۶۴	۲/۲۹	۰/۲۵	۱/۲۷
53	۵۹/۵۱	۰/۵۱	۱۵/۹۹	۲/۳۸	۳/۲۳	۵/۹۳	۰/۱۵	۴/۷۸	۵/۹۳	۲/۴۸	۲/۰۳	۰/۲	۱/۲۸
54	۶۱/۶	۰/۵۲	۱۲/۹۳	۳/۰۴	۳/۴۱	۶/۸	۰/۱۶	۳/۹	۴/۹۲	۲/۵۴	۳/۳۱	۰/۳۱	۱/۴۱
55	۶۰/۱۷	۰/۷۵	۱۳/۳۵	۲/۳۸	۳/۱۱	۵/۸	۰/۱۴	۳/۰۳	۷/۳۹	۳/۰۷	۱/۱۱	۰/۲۵	۳/۳۴
56	۶۰/۶۹	۰/۷۱	۱۳/۸۲	۲/۴	۲/۹	۵/۵۹	۰/۱۵	۴/۰۱	۵/۹	۲/۸	۲/۳۷	۰/۲۴	۲/۴۲
57	۶۰/۵۷	۰/۷۴	۱۳/۶۵	۲/۵	۳/۲	۶/۰۲	۰/۱۵	۳/۹۴	۵/۸۳	۲/۷۹	۱/۹۲	۰/۲۵	۲/۷۴
58	۶۲/۱۹	۰/۷۳	۱۴/۹۹	۲/۴۱	۳/۳۴	۶/۰۸	۰/۱۳	۴/۲۸	۲/۶۳	۳/۸۸	۰/۱	۰/۲	۳/۴۹
59	۶۰/۴۱	۰/۵	۱۳/۷۵	۲/۶۵	۳/۳۴	۶/۳۲	۰/۱۷	۴/۴۵	۴/۷۶	۲/۹۲	۱/۹۶	۰/۲۲	۳/۲۴
60	۵۵/۸۹	۰/۸	۱۶/۴	۲/۸۶	۳/۸۸	۷/۱۳	۰/۱۴	۵/۱۴	۶/۳۲	۲/۳۴	۲/۲۲	۰/۱۹	۲/۰۳
61	۵۴/۸۵	۰/۶۴	۱۷/۱۴	۲/۱۲	۳/۶۶	۶/۱۵	۰/۱۳	۴/۰۲	۱۰/۷	۱/۴۲	۰/۸۸	۰/۱۷	۲/۶
62	۵۷/۳۹	۰/۶۲	۱۵/۳	۳/۱۷	۴/۴	۸/۰۱	۰/۱۵	۴/۸۴	۵/۹	۲/۲	۱/۸۶	۰/۱۵	۲/۲۷
63	۶۴/۸۲	۰/۵۹	۱۲/۹۶	۲/۳۱	۲/۹۹	۵/۵۹	۰/۱۳	۳/۳	۶/۰۳	۲/۵۷	۱/۷۴	۰/۲	۱/۶۷
64	۶۲/۹۳	۰/۵۳	۱۳/۹۲	۲/۳۶	۲/۸۶	۵/۵	۰/۱۲	۳/۲۳	۵/۴	۲/۹	۲/۲۳	۰/۱۶	۱/۶۸
65	۵۷/۵۴	۰/۶۳	۱۵/۷۶	۲/۵۵	۳/۶۱	۶/۵۲	۰/۱۴	۴/۵	۷/۲	۲/۵۷	۱/۳۴	۰/۱۶	۲/۲۴
66	۵۹/۲	۰/۶۹	۱۵/۶۷	۲/۶۴	۳/۵۸	۶/۵۸	۰/۱۳	۴/۴۱	۵/۹۳	۲/۳۷	۱/۸۱	۰/۱۷	۱/۶۵
67	۶۰/۸	۰/۷	۱۴/۵۵	۲/۶۵	۳/۶	۶/۶۱	۰/۱۴	۴/۱۴	۵/۶۳	۲/۳۲	۱/۸۳	۰/۱۸	۱/۷۶
68	۶۰/۱	۰/۷۱	۱۴/۵۶	۲/۵۹	۳/۴۵	۶/۳۸	۰/۱۴	۴/۰۶	۵/۳	۲/۴۹	۱/۹۴	۰/۱۸	۲/۸۳
69	۵۹	۰/۶۵	۱۴/۶۱	۲/۸۷	۳/۸۶	۷/۱۱	۰/۱۴	۴/۳۶	۵/۹۶	۲/۴۲	۱/۹۳	۰/۱۹	۲/۲۶
70	۵۹/۸۴	۰/۵۴	۳۶/۱۵	۲/۶۷	۳/۶۶	۶/۷	۰/۱۳	۴/۱	۶/۰۹	۲/۳	۱/۸	۰/۲۹	۱/۵۳
71	۵۶/۲۶	۰/۴۹	۱۵/۳۷	۳/۰۳	۴/۲۴	۷/۷	۰/۱۶	۵/۴۱	۷/۰۳	۲/۲	۱/۹۵	۰/۱۴	۱/۹۶
72	۶۰/۲۲	۰/۵۲	۱۴/۹۸	۲/۶۹	۳/۵۵	۶/۶	۰/۱۳	۴/۲	۵/۳۸	۲/۳۴	۱/۹۹	۰/۱۵	۲/۱۷
73	۶۲/۵۷	۰/۵۵	۱۳/۴۷	۲/۹	۳/۷۲	۷	۰/۱۲	۳/۴۵	۴/۴۱	۲/۳۲	۲/۳۵	۰/۱۳	۲/۳۱
74	۵۸/۵۵	۰/۵	۱۳/۷۷	۴/۳۴	۴/۶	۹/۴	۰/۱۱	۳/۱	۲/۹	۲/۵	۴/۰۴	۰/۱۴	۳/۶۶

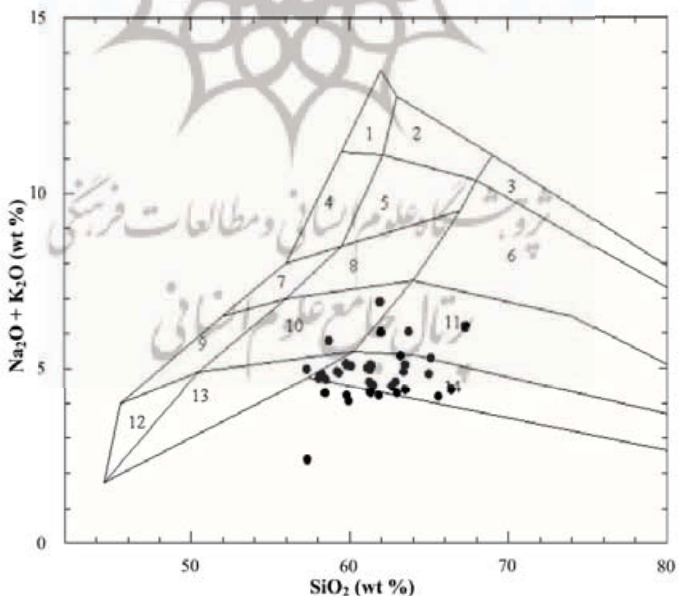
پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی



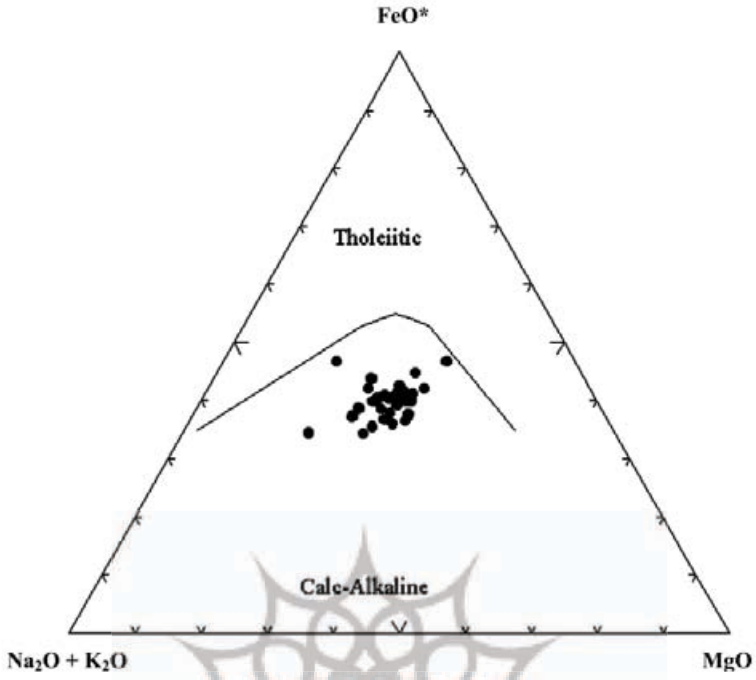
شکل ۵. نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 (نمودارهای هارکر).



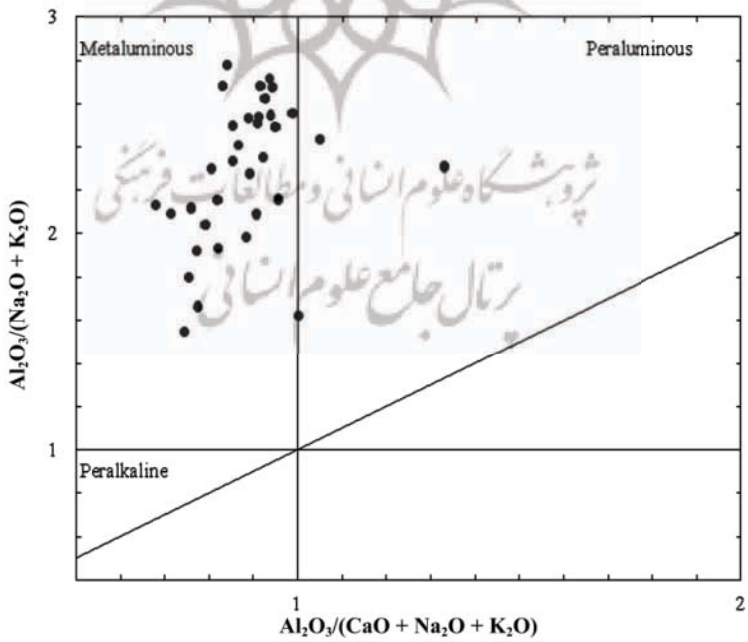
شکل ۶. نمودار مجموع آلکالن- سیلیس برای سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه[۲۱]. محدوده‌های شماره‌گذاری شده به ترتیب عبارتند از: ۱- آلکالی‌فلدسپار سینیت، ۲- آلکالی‌فلدسپار کوارتز سینیت، ۳- آلکالی‌فلدسپار گرانیت، ۴- سینیت، ۵- کوارتزسینیت، ۶- گرانیت، ۷- مونزونیت، ۸- کوارتزمونزونیت، ۹- مونزودیوریت، ۱۰- کوارتزمونزودیوریت، ۱۱- گرانودیوریت، ۱۲- دیوریت و گابرو، ۱۳- کوارتزدیوریت، ۱۴- تونالیت.



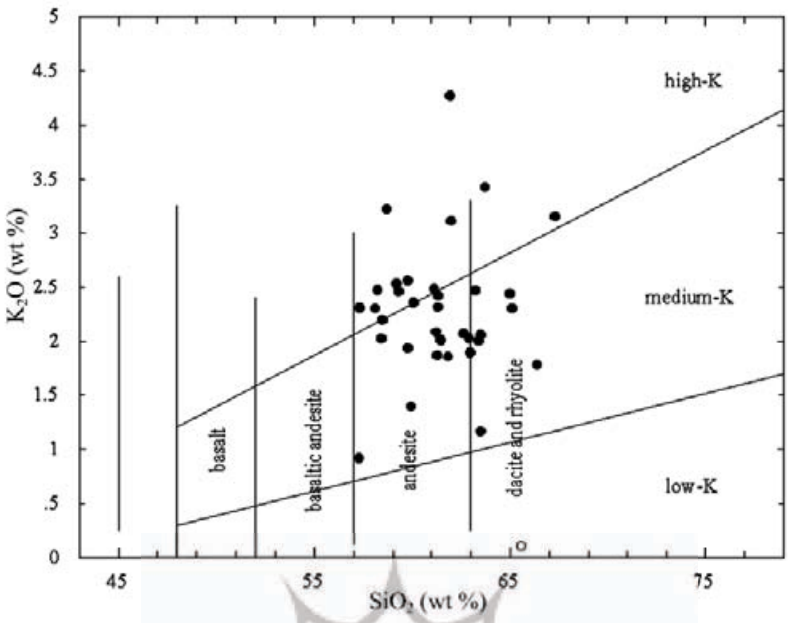
شکل ۷. نمودار مجموع آلکالی‌ها در برابر SiO_2 ، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده ساب‌آلکالن قرار گرفته‌اند[۲۵].



شکل ۸. نمودار AFM، نمونه‌ها در میدان کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند.



شکل ۹. نمودار A/NK درمقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متاآلومین و پرآلکالن[۲۸، ۲۶، ۲۷]، بیشتر نمونه‌ها متاآلومین و تعداد معدودی پرآلومین هستند.



شکل ۱۰. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 برای تعیین میزان پتاسیم ماگما، ماگما پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالاست.

نتیجه گیری

در بررسی‌های صحرایی و مطالعات میکروسکپی مشخص شد که بخش اعظم توده نفوذی منطقه کوارتزدیوریت است و به‌ندرت گرانودیوریت در منطقه برون‌زد دارد و دایک‌های آپلیتی منطقه لویکوگرانیت آلکالن می‌باشند. کانیهای اصلی در کوارتزدیوریت‌های منطقه پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و به مقدار کم پیروکسن است. در لویکوگرانیت‌ها کانیهای اصلی میکروکلین، اورتوکلاز، آلبیت و کوارتز هستند. کانیهای فرعی شامل زیرکن، آپاتیت ، اسفن، اپیدوت، آلانیت، تورمالین و اپاک است. حضور زیرکن‌های شکل‌دار تتراگونال بی‌پیرامیدال تبلور مستقیم از ماگما را نشان می‌دهد در حالی‌که اگر زیرکن گرد شده باشد مربوط به آلایش ماگما با پوسته است. بیوتیت و آمفیبول اولیه در سنگ دلیل بر آب‌دار بودن ماگمای اولیه است همچنین حضور کانیهایی همچون آمفیبول، بیوتیت، مگنتیت و زیرکن منشا متاآلومینه تا پرآلومینه را پیشنهاد می‌کند.

حضور کانیهای غنی از آلومینیوم مثل آندالوزیت و گارنت در برخی از کوارتزدیوریت‌های منطقه مربوط به آلایش ماگمای کالکوآلکالن با پوسته است. در داخل آندالوزیت بقایایی از کانی پیروکسن حضور دارد که احتمالاً درحین صعود ماگما و اختلاط با ماگمای حاصل از پوسته یا آلایش پوسته از بین رفته و بدل به آندالوزیت شده و تنها بقایایی از آن در داخل آندالوزیت حضور دارد. البته علاوه بر پیروکسن آمفیبول و بیوتیت نیز در داخل آندالوزیت حضور دارند. وجود خاموشی موجی در کوارتز و حالت کینگ‌باند در بیوتیت‌ها تأثیر فازهای تکتونیکی را بعد از نفوذ توده نشان می‌دهد.

بافت اولیه در سنگهای گرانیتوئیدی منطقه شامل بافت گرانولار، گرانیتی، گرانوفیر و پوئی‌کیلیتیک است و بافتهای ثانویه شامل پرتیت، سیمپلکتیت آمفیبول و پیروکسن، کلریتی شدن، سرسیتی شدن و کائولینیتی شدن است. فعالیتهای گرمابی جدیدتر و استرین های تکتونیکی را می‌توان عامل ایجاد پرتیت در لویکوگرانیت‌ها دانست. روند منظم مشاهده شده در نمودارهای هارکر حاکی از تبلور تفریقی مذاب در سطوح بالایی پوسته است. توده گرانودیوریتی مورد مطالعه از نوع کالک‌آلکالن پتاسیک است و از نظر درجه اشباعیت از آلومینیوم (ASI)، متاآلومین تا پرآلومین است.

سپاس‌گزاری

بدین‌وسیله از مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان که امکان انجام این پژوهش را فراهم آوردند و همچنین جناب آقای مهندس فرهادیان به خاطر در اختیار گذاشتن آنالیزهای منطقه کمال قدردانی و سپاس را داریم.

مراجع

[1]Bertheir F., Billiault J.P., Halbronn B., & Morizot P., *"Etude Stratigraphique, petrologique, de structural de la region de Khorramabad (Zagros, Iran)"*, These De 3e cycle, Grenoble. 1974.

[۲]رادفر ج. *"بررسی زمین شناسی و پترولوژی سنگهای گرانیتوئیدی آستانه، گوشه (در محدوده ورقه۱:۱۰۰۰۰۰ شازند"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران،(۱۳۶۶) ۱۵۹ ص.

[3]Bertheir F., Billiault J.P., Halbronn B., Morizot P., *"field works in the frams of Khorramabad quadrangle map"*. Geological survey of Iran (1992).

[4] Masoudi, F. *"contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran"*. Ph. D. thesis, the university of Leeds, Uk(1997).

[۵] شمعانیان اصفهانی غ.ج. *"مطالعات ژئوشیمی، کانی شناسی و سیالات درگیر در معدن تنگستن نظام‌آباد، استان مرکزی- ایران"*.پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، (۱۳۷۳)۲۱۳ ص.

[۶] فرهادیان م.ب. *"بررسی ژئوشیمیایی و کانی شناسی تنگستن نظام‌آباد."* پایان نامه کارشناسی ارشد. گروه مهندسی معدن، دانشگاه تهران،(۱۳۷۰)۱۷۰ص.

[۷] عزیز پور مغوان م.*" بررسی ژئوشیمیایی و کانی شناسی کانسار تنگستن بامسر و رگه ای روشت و مقایسه آنها با کانسار تنگستن نظام‌آباد (شازند اراک)."* پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس،(۱۳۷۸).

[۸] قادری م. ۱۳۸۰. *"استفاده از عناصر نادر خاکی در تعیین شرایط تشکیل ذخایر تنگستن بامسر، روشت و نظام‌آباد"*، فشرده مقالات دهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گیلان، (۱۳۸۰)۹۹-۱۰۳.

[۹] قادری م.، فردین دوست ز.، هرین ج. *"مطالعه عناصر خاکی نادر در شئلیت های ذخایر تنگستن جنوب غرب آستانه اراک"*.بلور شناسی و کانی شناسی ایران،(۱۳۸۳) ۱-۱۳، ۲۹-۴۲.

[۱۰]احمدی خلجی ا. *"بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد"*. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، (۱۳۷۸).

[۱۱]احمدی خلجی ا.، ولی زاده م.و.، اسماعیلی د. *"پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بروجرد(غرب ایران)"*.دانشکده علوم دانشگاه تهران،(۱۳۸۳)۳۳-۱،۱-۱۴.

[12]Ahmadi Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., & Rahimpour-Bonanb H.*" Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran"*, Asian Earth Science, in press.(2006).

[13]Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A.*" Rb-Sr Geochornology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region south-west of Arak, Iran"*. J. sciences, Islamic Republic of Iran. 13(3) (2002) 249-254.

[۱۴] اسماعیلی د.، حق نظر م.، جهانگیری ح.، کوثری ع. *"شیمی- کانی شناسی تورمالین در رگه های کوارتز- تورمالین ناحیه نظام‌آباد (جنوب غرب آستانه، استان مرکزی)"* . بلور شناسی و کانی شناسی۳ (۱۳۸۶)۳۱۱ -۳۳۲.

[۱۵] محجل و سهندی م.ر.*"تکامل تکتونیکی پهنه سنندج- سیرجان در نیمه شمال باختری، معرفی زیر پهنه های جدید در آن"*. علوم زمین، سال هشتم، (۱۳۷۸) ۳۱-۳۲: ۲۸-۴۹.

[16]Mohajjel M., Fergussen C.L., & Sahandi, M.K. *"Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan, wesretn Iran"*. Asian Earth Science. 21 (2003)397-412.

[17]Wall V.L., Clemens J.D., and Clarke D.B.*"Models for granitoid evolution and source composition, Geology"*. v. 6 (1987)731-749.

[18]Shelley D. *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classification, texture, microstructures and mineral preferred-orientations"*. Chapman & Hal. (1993)445.

[19]Essaifi A., Capdevila R., & Lagard j.l. *"metasomatic trondhjemites and tonalities, example in central jebilet(Hercynian, Morocco)"*. African Earth Siences.39(3-5)(2004) 369-374.

[20]Smith J.V., and Brown W.l. *"feldspar minerals"*. 2nd edition(Vol.1)Spinger-Berlin, Berlin. (1988)828.

[21]Martine R., Parsons L., and Parsons I.*"Microtextural controls of weathering of pertitic alkali feldspars"*.geochemica et cosmochemica Acta. 59(21) (1995) 4456-4488.
[22]Parsonst I., & Brown W.L. *"feldspar and the thermal history of igneous rocks"*. NATo Advanced study instate series C. 137(1984) 317-371.
[23]Eggleton R.A., & Benfield J.F. *"The alteration of granitic biotite to chlorite"*. Amrican mineralogy. 70(1985) 902-910.
[24]Middlemost E.A.K. *"magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology"*.Longman Groupuk. Uk. (1985).
[25]Irvine T.N., & baragarW.R.A. *"a guide to the chemical classification of the common volcanic rocks"*. Canadian earth science. 8(1971) 484-523.
[26]Maniar P.D., & Piccoli P.M. *"tectonic discrimination of granitoids"*. geology socity American. 101(1989) 635-643.
[27]Pitcher W.S. *"the nature and origin of granite"*. Chapman & Hall. New York (1993).
[28]Shand S.J. *"eruptive rocks"*.D. Van Nostrand Company, New York (1927).

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی