

۱۳۹۸/۰۲/۳۰

۹۸/۵/۱/۰۹/۷۷۴

پیوست

باسمه تعالی

" گواهی خاتمه طرح پژوهشی "

گواهی می‌شود که طرح پژوهانه با عنوان «بررسی دگر سانی ها و پتانسیل کانه زایی در علی آباد یزد» با مشخصات ذیل در اردیبهشت ۱۳۹۸ به اتمام رسیده است. نوع طرح بنیادی ☐ کاربردی ☒ توسعه‌ای ☐ به مبلغ ۳۳/۷۳۵/۰۰۰ ریال که در جلسه شورای پژوهشی شماره ۹۷/د/۴۶۲۳/۹/۷ مورخ ۱۳۹۷/۱۰/۱۲ استان چهارمحال و بختیاری به تصویب رسیده بود، بر اساس بند الف بخشنامه شماره ۹۷/د/۳۱۶۹۹ و با استفاده از پژوهانه معتبر سالهای ۹۵،۹۶ و ۹۷ خاتمه یافته است.

مشخصات مجری:

خانم دکتر فریماه آیتی، عضو هیات علمی مرکز شهرکرد

دستاوردهای طرح :

مقاله مستخرج از طرح:

«کانی شناسی و نحوه تشکیل فیروزه در کنسار مس پورفیری علی آباد»

حمید رضایی
معاون دانشگاه پیام نور استان چهارمحال و بختیاری

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

بسمه تعالی

وزارت علوم، تحقیقات و فناوری

دانشگاه پیام نور

(طرح پژوهشی در قالب اعتبار گرانت)

بررسی دگرسانی ها و پتانسیل کانه زایی در علی آباد یزد

فریمه آیتی

استادیار - گروه زمین شناسی - دانشگاه پیام نور

خاتمه طرح: اسفند ۹۷

کلیه حقوق و مزایای مادی و معنوی طرح متعلق به دانشگاه پیام نور می باشد

فهرست مطالب

فصل اول - کلیات

مقدمه	۶
پیشینه پژوهش	۶
روش تحقیق	۸

فصل دوم - زمین شناسی

زمین شناسی منطقه	۱۱
------------------	----

فصل سوم - مطالعات پتروگرافی و دگرسانی ها

مطالعات کانی شناسی و دگرسانی	۱۵
نفوذی های مورد بررسی	۱۷
رخداد فیروزه	۲۱
مقاطع صیقلی	۲۲

فصل چهارم - ژئوشیمی

نامگذاری سنگها	۲۷
سری ماگمایی	۲۸
تکتونیک	۲۹
بررسی XRD-EDS	۳۰
واکنش کانیایی	۳۳
نتیجه گیری	۳۹
تشکر و قدردانی	۴۰
منابع	۴۱

چکیده:

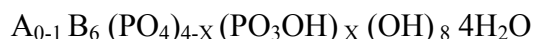
کانسار مس پورفیری علی‌آباد جزیی از نوار ماگماتیک سنوزوئیک ایران مرکزی بوده که در شمال غرب باتولیت گرانیته شیرکوه یزد وقع شده است. ماسه‌سنگ‌های آرکوزی و کنگلومراهای کرتاسه زیرین، تحت تأثیر نفوذ توده لوکوگرانیته (بعد از کرتاسه) متحمل دگرسانی‌های گرمابی عمدتاً فیلیک و کانی‌سازی مس پورفیری همراه شده‌اند. کانی‌های پهنه دگرسانی با همبندی زیر مشخص هستند: سرسیت + کوارتز + پیریت + آلونیت + فیروزه + گوتیت + ژاروسیت. در این میان فیروزه به اشکال رگچه‌ای، گرهک‌های کم و بیش مدور تا بی‌شکل و پوششی در رنگ‌های آبی، آبی-سبز و آبی متمایل به سفید در آرکوزهای دگرسان مشاهده می‌شود. همپوشانی هوازدگی جوی بر پهنه سریسیتی سبب اکسیداسیون پیریت و کالکوپیریت و شکل‌گیری سیال اسیدی شده‌است که فروشت آلومینیوم، مس و فسفر را از سنگ میزبان شکل داده‌است. عملکرد این سیال بر سنگ میزبان ضمن مراحل چندگانه سبب رخداد فیروزه شده‌است. خاستگاه فیروزه به خرج زمینه سنگ دگرسان فیلیک-آرژیلیک (کائولینیت) است. همچنین همیافتی نزدیک آلونیت با فیروزه در برخی موارد خاستگاه آن را به خرج آلونیت (فسفاتی‌شدن) نیز ممکن می‌سازد.

فصل اول

کلیات

مقدمه:

فیروزه یک کانی فسفات با فرمول شیمیایی $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ است. این کانی یکی از شش عضو گروه فیروزه می باشد (Hull et al., 2008). فرمول عمومی این گروه به شرح زیر است:



مس (Cu^{2+}) و آهن فرو (Fe^{2+}) عادی ترین جانشین در جایگاه A هستند. آلومینیم (Al^{3+}) و آهن فریک (Fe^{3+}) نیز عادی ترین جانشین جایگاه B می باشند. برای فیروزه $X=0$ می باشد (Foord and Taggart, 1998). کلسیم (Ca^{2+}) و روی (Zn^{2+}) در جایگاه A و همچنین سیلیس (Si^{3+}) در جایگاه B می توانند برای برخی اعضاء کمیاب پیدا شوند.

فیروزه که عموماً مخفی بلور بوده و تشکیل آگرگات های آبی تا آبی-سبز می دهد، یک کانی ثانویه است که در رگه های موجود در ولکانیک های دگرسان شده رخ می دهد (Wenk and Bulakh, 2004). این کانی از جمله کانی های عمومی پهنه اکسیدی کنسارهای مس پورفیری شناخته شده است (John et al., 2010). مشهورترین معدن فیروزه ایران که جهانی نیز می باشد، در نیشابور واقع شده است؛ سایر معادن فیروزه ایران عبارتند از: معدن طلا-مس-فیروزه کوه زر دامغان (باغو) و معدن مس پورفیری میدوک (شهربابک).

پیشینه پژوهش:

بر اساس نتایج محققانی از جمله اسلامی زاده (Eslamizadeh, 2004)، زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2005) و رضائیان و همکاران (Rezaian et al., 2003) معدن علی آباد-دره-زرشک به عنوان یک سامانه مس پورفیری معرفی شده است. نخستین گزارش منتشر شده در مورد رخداد فیروزه در اطراف علی آباد تفت توسط مومن زاده و همکاران (Momenzadeh et al., 1988) ارائه شده است. نخستین بار رضائیان و مکی زاده (Rezaian and Mackizadeh, 1997) به پژوهش مقدماتی زمین شناسی منطقه، توصیف و پیشنهاد فرآیندهای مؤثر در شکل گیری فیروزه پرداخته اند. در ادامه رضائیان و همکاران (Rezaian et al., 2003) به خاستگاه فیروزه با مستندات کانی شناسی پرداخته اند. مکی زاده (Mackizadeh, 2008) در پایان نامه دکترای خود به رخداد دگرسانی گرمایی-دگرگونی مجاورتی و ارتباط آن با فیروزه زایی با تاکید بر اسکارن زایی در منطقه علی آباد اشاره نموده است. این پژوهش به بررسی دگرسانی ها و پتانسیل کانه زایی در علی آباد یزد می پردازد.

منطقه مورد مطالعه در ۳۵ کیلومتری جنوب غرب تفت و ۵۷ کیلومتری جنوب غرب یزد، در حاشیه شرقی کمان ماگماتیسیم سنوزوئیک ایران مرکزی و در گوشه شمال غرب باتولیت گرانیتی شیرکوه واقع شده است. زون ایران مرکزی را بزرگترین و قدیمی ترین زون ساختمانی-رسوبی ایران به حساب می-آورند که به شکل مثلث از شمال به رشته کوههای البرز و از جنوب و مغرب به زون سنندج-سیرجان و از شرق به بلوک لوت محدود میشود (درویش زاده، ۱۳۷۱). در طی دوران پرکامبرین پسین، هزاران متر از رسوبات عمدتاً تخریبی در بخشهایی از این زون به جا مانده (ساغند ارومیه تکاب و ...) که حاکی از قدمت پوسته قاره‌ای این ناحیه است. این سنگها در اواخر پرکامبرین تحت تاثیر کوهزایی‌های مهمی قرار گرفته و به این ترتیب قدیمی ترین پی سنگ متبلور ایران به صورت مجموعه‌های دگرگونی در مناطق مذکور تشکیل شده است که سن آن حدود ۱۰۰۰ الی ۱۵۰۰ میلیون سال تخمین زده می‌شود. پی سنگ قدیمی ایران بعدها در اثر عملکرد فازهای فرسایشی شدید (خشکیزایی) به پلاتفرمی تبدیل شد که بر روی آن، رسوبات عمدتاً کم عمق پالئوزوئیک تا تریاس در بعضی نواحی برجا گذاشته شد این همان رسوباتی است که به آن پوشش پلاتفرمی می‌گویند. مثلاً ضخامت رسوبات کامبرین زیرین تا دونین در منطقه کوههای گلشن، شیر گشت و ازبک کوه حدوداً ۷۰۰ متر است (گراین) که نشانه‌ای که از فرونشینی تدریجی این مناطق است، در حالی که ضخامت این رسوبات در طرف جنوب غرب کاهش میابد و در ارتفاعات کلمرد به صفر می‌رسد (هورست). در دونین پسین و کربونیفر، دریا به تدریج پیشروی داشته و نتیجه این عمل، وجود رسوبات تخریبی و سپس رسوبات آهکی نواحی کم عمق در بخش قابل توجهی از ایران مرکزی است.

در کربونیفر بالایی، دریا تقریباً تمام ایران مرکزی را (به جز ناحیه شیر گشت) ترک میکند و بنابراین نبود چینه شناسی مهمی در ایران حاکم بوده که آن را به عملکرد فاز هرسی نین مربوط میدانیم. بنابراین رسوبات پرمین به طور دگر شیب بر روی رسوبات قدیم تر دیده میشود که خود ناشی پیشروی مجدد آب دریا است.

در ابتدای تریاس قسمت اعظم ایران مرکزی بوسیله رسوبات آهکی و سپس دولومیتی پوشیده شده و در برخی مناطق هم به حالت جزایر کوچک بیرون از آب قرار داشت. به علت کوهزایی تریاس میانی، بخش مهمی از ایران مرکزی مانند البرز از آب خارج شد و رسوبات قاره‌ای و مردابی (شیل و ماسه سنگ زغالدار) در آن ته نشین میشد. این وضعیت در ژوراسیک ادامه داشته و بخصوص با پیشروی دریا، بقایای گیاهی به صورت زغالسنگ در حاشیه جزایری که از آن نام برده شده حفظ شده و به این ترتیب نهشته‌های زغال سنگی ایران برجا متند. در ژوراسیک میانی دریا پیشروی میکند و این وضعیت تا اواخر ژوراسیک ادامه داشته و سر انجام در نتیجه عملکرد فاز کوهزایی سیمرین پسین ، ایران مرکزی از آب خارج میشود و فاز فرسایشی مهمی برقرار میشود که نتیجه آن گسترش رسوبات آواری قرمز رنگ در زیر آهک های اربیتولین دار کرتاسه زیرین است.

توده های نفوذی مهمی به سن ژوراسیک پایانی مانند شیرکوه یزدی، کلاه قاضی اصفهان و ... در این زمان به وجود آمده اند. در کرتاسه پسین، دریا مجدداً پیشروی میکند و رسوبات آهکی تقریباً در سراسر ایران بر روی رسوبات قدیم تر به صورت دگرشیبی فرسایشی ته نشین میشود. در بخشهایی از ایران مرکزی، انشعابات اقیانوس نئوتتیس، گسترش داشته و پوسته اقیانوسی تشکیل میشود. در اواسط میوسن، فاز کوهزایی دیگری، این رسوبات را از آب خارج کرده و ایران مرکزی به صورت یک سرزمین قاره ای در حال فرسایش درآمد که به صورت رسوبات قرمز نفوذ و کنگلومرا در آن بر جا مانده است. از مهمترین حوادث کواترنر، باید فعالیت های آتشفشانی در حوالی یزد، بزمان و تفتان و سهند را ذکر کنیم ضمن آنکه با خشک شدن دریای میوسن، زمین های کویری در ایران مرکزی بوجود آمد که در برخی نقاط بقایای این دریا، به صورت دریاچه های شور در حال خشک شدن هستند، (حوض سلطان، دریاچه نمک) (درویش زاده، ۱۳۷۱).

روش انجام پژوهش

در این تحقیق بعد از انجام مطالعات صحرایی و نمونه برداری، نقشه زمین شناسی منطقه با مقیاس ۱/۱۵۰۰۰ تهیه گردید. از مجموع ۵۵ نمونه صحرایی برداشت شده، تعداد ۳۵ نمونه از توده های نفوذی، ماسه سنگها و

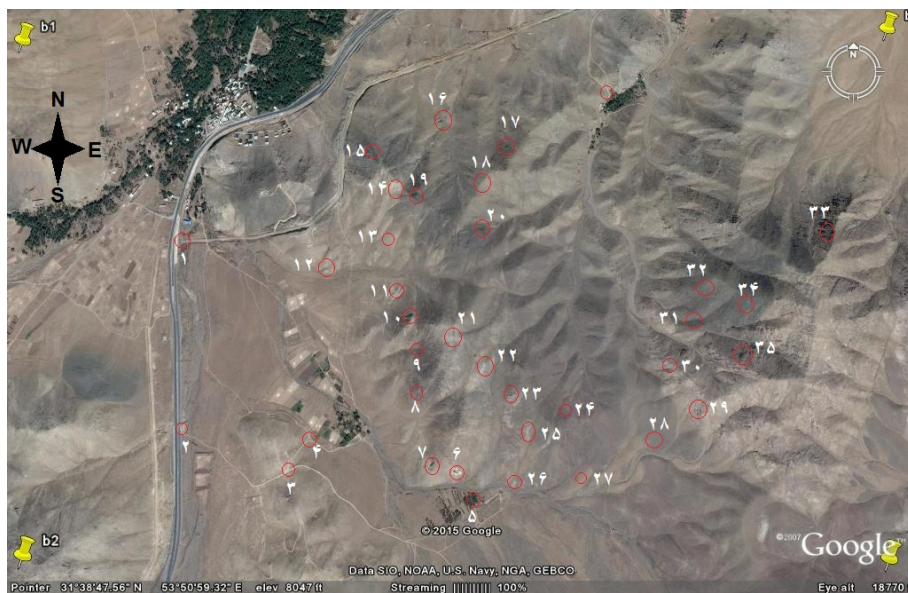
سنگهای دگرسان شده برای تهیه مقاطع نازک و صیقلی انتخاب گردید. مطالعات پتروگرافی و مینرالوگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل BH2 (نور عبوری و انعکاسی) انجام گرفت. پس از جدایش کانی فیروزه، برای تایید بررسی های کانی شناسی و شناسایی ترکیب شیمیایی فازها از دیفراکتومتری پرتو ایکس انجام شده در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان و تجزیه های نقطه ای کمک گرفته شد.

فصل دوم

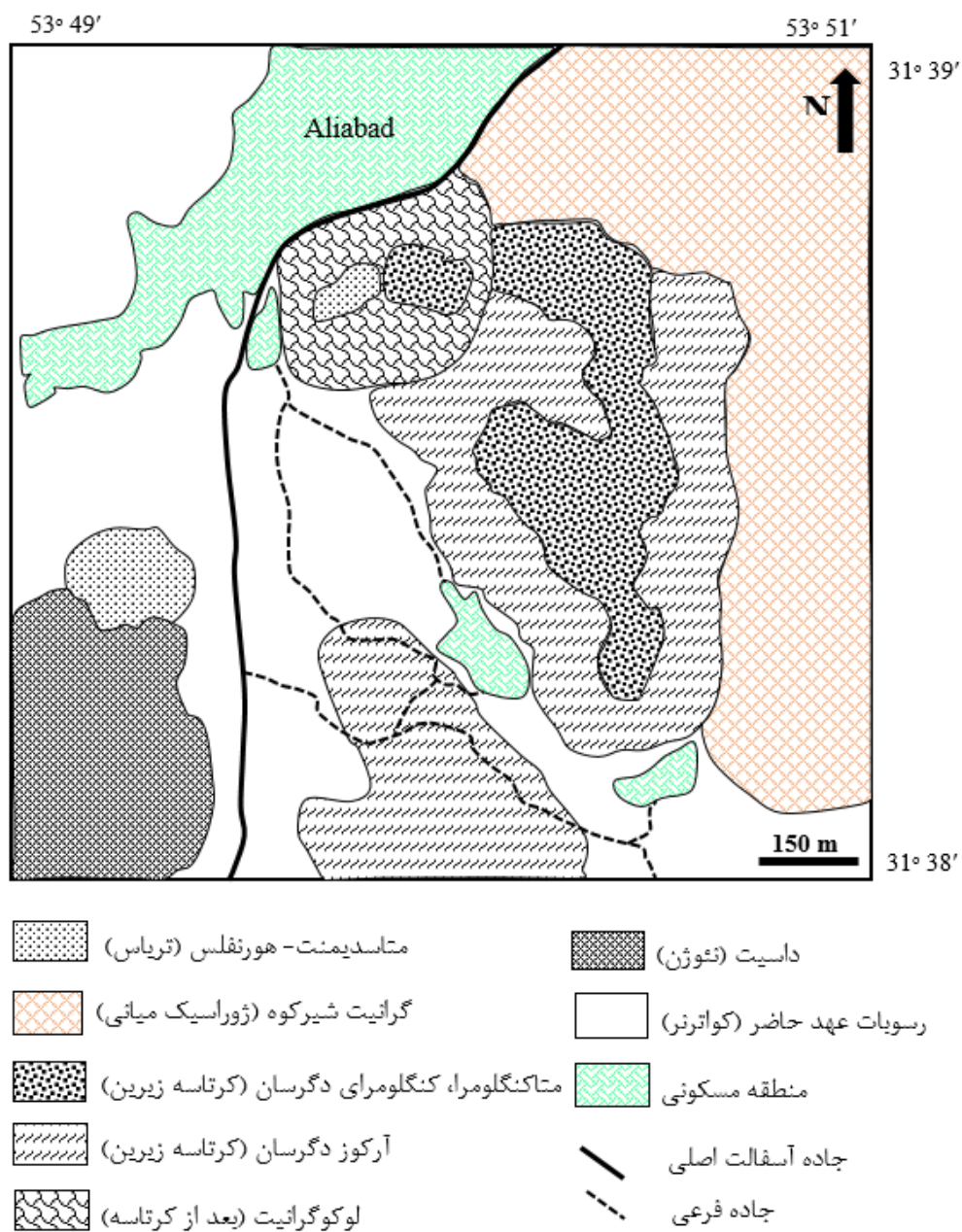
زمین شناسی منطقه

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه:

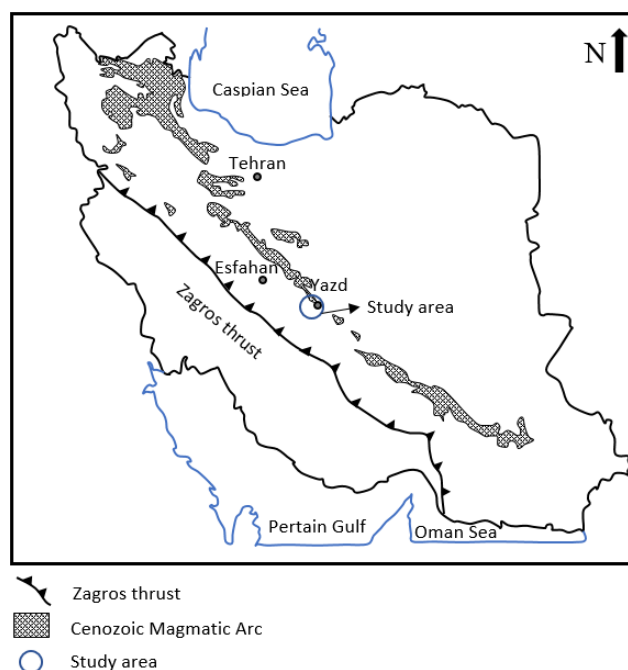
منطقه دامک علی آباد در ۳۵ کیلومتری جنوب غرب تفت (۵۷ کیلومتری جنوب غرب یزد)، در حاشیه شرقی کمان ماگماتیسیم سنوزوئیک ایران مرکزی و در گوشه شمال غرب باتولیت-گرانیت شیرکوه واقع شده است. بر پایه داده های نقشه زمین شناسی خضرآباد و آباده (حاج ملا علی، ۱۹۹۳ و عمیدی، ۱۹۸۳) کهن ترین واحد زمین شناسی منطقه را ترادف شیل، ماسه سنگها، کوارتزیت و سنگ آهک موسوم به سازند نایبند (سن تریاس) تشکیل می دهد. این واحد تیره رنگ بعد از ژوراسیک زیرین متأثر از جایگیری باتولیت گرانیت-گرانودیوریتی شیرکوه اندکی دگرگون شده است. بعد از سپری شدن یک فاصله زمانی، رسوبات کرتاسه زیرین شامل ماسه سنگها و کنگلومراهای ارغوانی رنگ (سازند سنگستان) و سنگ آهک به صورت دگرشیب بر روی پی سنگ باتولیت و رسوبات دگرگون شده هاله آن قرار می گیرند.



شکل ۱: عکس هوایی منطقه علی آباد

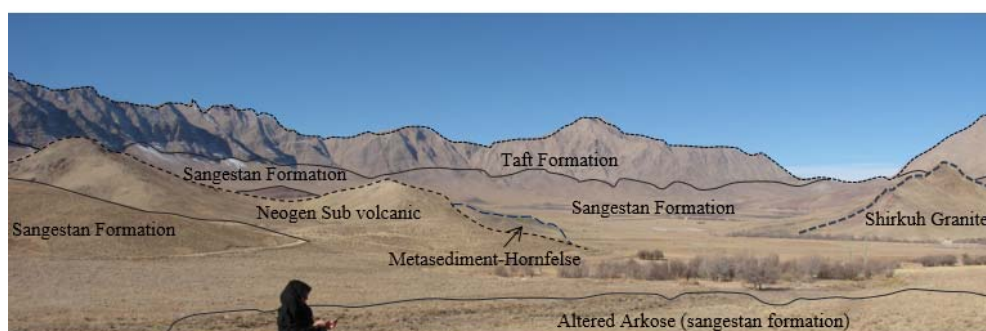


شکل ۲: نقشه زمین شناسی علی آباد



شکل ۳: جایگاه منطقه مورد مطالعه در ارتباط با کمان ماگمایی ارومیه-دختر،

مشارکت گسترده خرده‌های گرانیت-گرانودیوریت شیرکوه در ماسه‌سنگ‌های سازند سنگستان منجر به شکل‌گیری ماسه‌سنگ‌های آرکوزی خاکستری تا ارغوانی رنگ به صورت میان‌لایه در این سازند شده‌است. نفوذی‌های لوکوگرانیته منسوب به ماگماتیسم باتولیت شیرکوه که در این منطقه دیده می‌شود سازند سنگستان را تحت تأثیر قرار داده‌است. این تأثیر بیشتر با رخداد دگرسانی به طور فراگیر همراه است. در ادامه رسوبگذاری دریای کرتاسه، سنگ‌های آهکی خاکستری رنگ حاوی میکروفسیل اربیتولینا (کرتاسه زیرین) تشکیل شده‌اند. این واحد به سازند تفت مشهور است. در نهایت دایکها، آپوفیزهای کوچک داسیتی تا آندزیتی (کم و بیش دگرسان) متعلق به نئوژن، سازند تفت و سنگستان را قطع کرده‌اند. (شکل ۴)



شکل ۴: نمای کلی واحدهای زمین‌شناسی منطقه دامک علی آباد

فصل سوم

پشروکرانی و دکرسانی

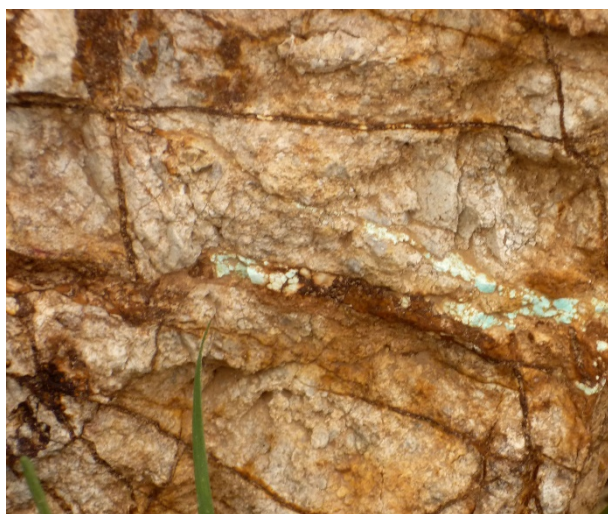
مطالعات کانی شناسی و دگرسانی های رخ داده در منطقه:

دگرسانی های به وقوع پیوسته در واحدهای زمین شناسی منطقه بیشتر در ماسه سنگ های آرکوزی و میکروکنگلومرالهای سازند سنگستان است. این دگرسانی ها شامل سرپسیتی شدن، کائولینیتی شدن و سیلیسی شدن بوده است. سیلیسی شده در منطقه با آزاد شدن سیلیس و تشکیل ژاسپروئید در منطقه مشهود است. (شکل ۵)



شکل ۵: آزاد شدن سیلیس و تجمع آن به صورت ژاسپروئید ناشی از واکنشهای دگرسانی

مجموعه دگرسانی ها بیانگر وجود یک سامانه مس پرفیری در علی آباد است. (رضاییان و همکاران، ۱۳۷۶) شواهد صحرایی، رخداد فیروزه را به شکل رگچه ای، دانه ها و گرهک های کم و بیش مدور تا بی شکل و پوششی در رنگ های آبی، سبز و آبی متمایل به سفید نشان می دهد. سنگ میزبان اصلی، ماسه سنگ های آرکوزی و کنگلومرالهای سازند سنگستان است. رخداد رگچه های تشکیل شده از گوئیت و گرهک های منفرد تا بهم پیوسته ی فیروزه در زمینه سنگ دگرسان (زون دگرسانی فلیک) به وضوح قابل مشاهده است. (شکل ۶) هندسه متقاطع رگچه ها که از اکسید آهن تشکیل شده اند، زون استوکورک کانی سازی در سامانه های مس پرفیری را تداعی می کند.



شکل ۶: رگچه فیروزه در زمینه آרקوز دگرسان و شبکه‌ای از رگچه‌های متقاطع گوئیتینی (زون استوک‌ورک)

در همراهی با فیروزه، ژاروسیت قهوه‌ای تا حنایی رنگ، آلونیت سفید رنگ، کوارتز و اکسیدهای آهن یافت می‌شود. (شکل ۷)



شکل ۷: رخداد ژاروسیت، گوئیتیت و کوارتز در منطقه علی آباد

رخداد ژاروسیت-آلونیت به طور مستقل در شکستگی‌ها و به صورت پوششی دور از مناطق کانی‌سازی فیروزه ام‌ری عادی است. (شکل ۸).



شکل ۸: رخداد آلونیت و ژاروسیت در همراهی گسترده با گوئیتیت

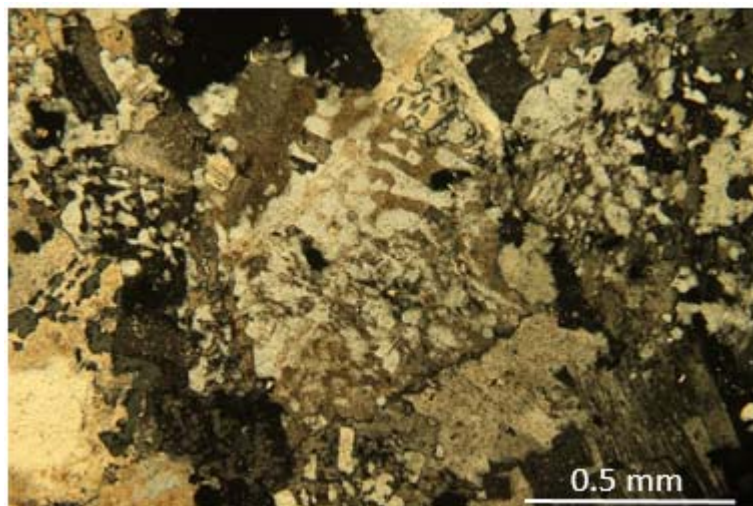
در زون‌های گوسانی، پیریت‌های درشتی دیده می‌شوند که یا به طور کامل اکسید شده‌اند (شکل دروغین گوئیتیت) و یا اینکه در مرکز گوئیتیتها بازمانده پیریت دیده می‌شود. کوارتز، مالاکیت و آزوریت از دیگر کانی‌های رخنمون گوسان‌ها در منطقه هستند.

سنگهای نفوذی منطقه:

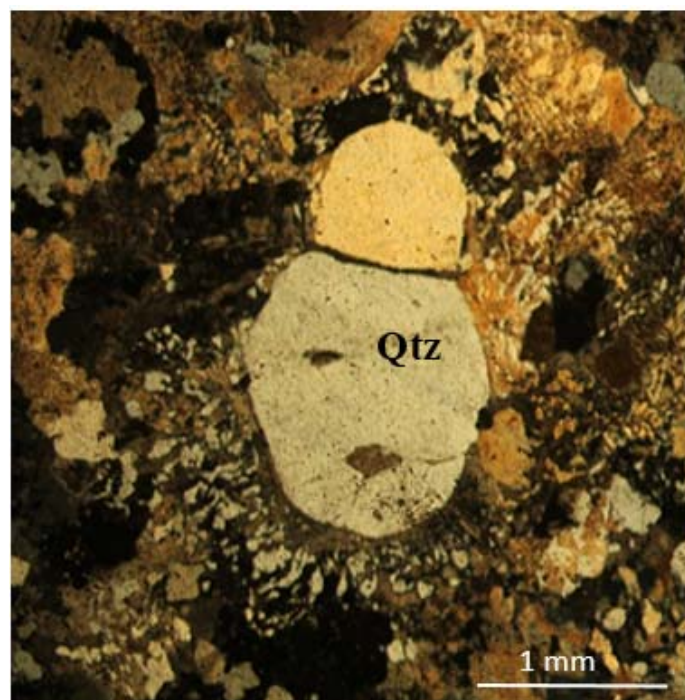
گستره توده‌های نفوذی مورد بررسی از غرب باتولیت گرانیتی شیرکوه دربردارنده ی توده‌های لوکوکرات دامک علی‌آباد است. در منطقه جنوب دامک دو توده جداگانه رخنمون دارند. این توده‌ها به روشنی دو سازند عمده منطقه یعنی ماسه سنگها و شیل‌های تریاس - ژوراسیک و کنگلومراها - ماسه سنگهای سازند سنگستان) را قطع نموده‌اند، و باعث رخداد دگرسانی‌های هیدروترمال در این واحدها (بخصوص سازند سنگستان) شده‌اند.

گسترش هاله دگرگونی بسیار کم است به گونه ای که سازندهای منطقه متحمل دگرگونی حرارتی ضعیفی شده‌اند و تنها نامیدن واژه رسوبات دگرگون مناسب است. توده‌های نفوذی منطقه علی‌آباد کاملاً لوکوکرات هستند، کم و بیش دگرسانی و شکستگی فراوان در این توده‌ها دیده می‌شود. ترکیب کانی شناسی (مدال) آنها از گرانیات تا گرانودیوریت در نوسان است. بافت گرانوفیری، مرتار، پورفیروئید، میکروگرافیک و گرانولر متوسط در این سنگها دیده می‌شود. همچنین وفور آلبيت با ماکل شطرنجی از ویژگی‌های بافتی این سنگها است. فلدسپارها در این سنگها سريستی، کلریتی و کائولینیتی شده‌اند.

توده نفوذی دامک در مشاهده میکروسکوپی با مجموعه کانیاپی کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، مشخص است و بطور کلی عاری از کانی‌های مافیک است. بافت‌های گرانولر دانه‌ریز، میکروگرافیک، پرفیروئید و برشی در آن عادی است.

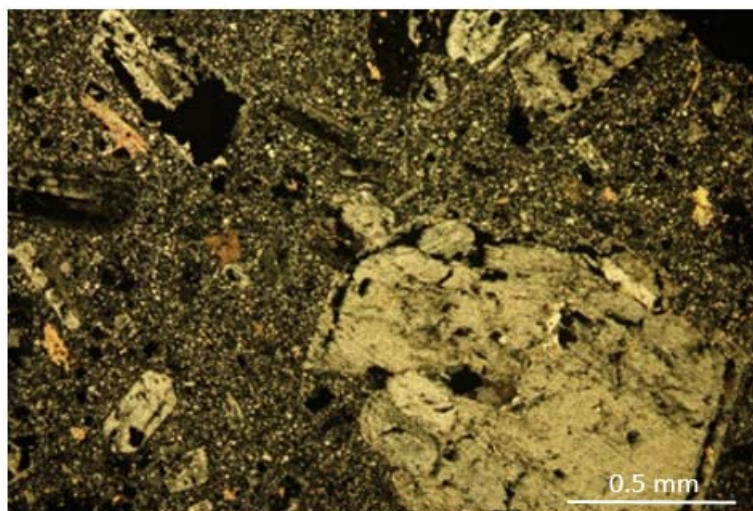


شکل ۹: بافت میکروگرافیک، هم‌رشدی کوارتز و آلکالی‌فلدسپار

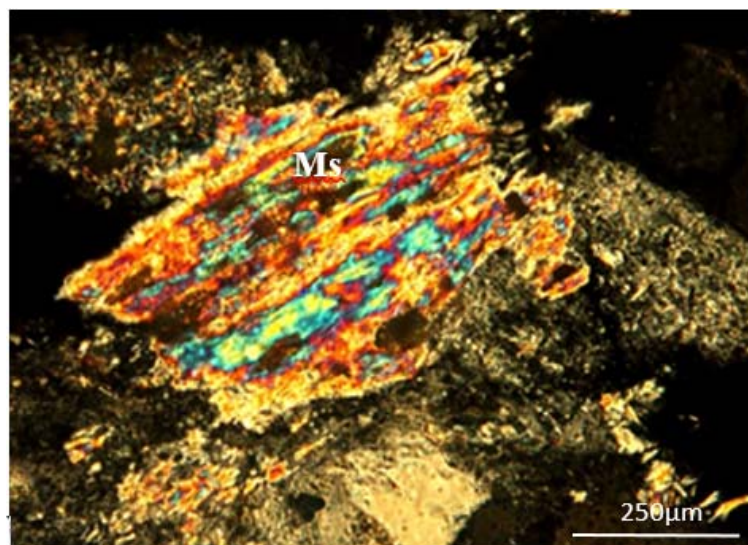


شکل ۱۰: فنوکریست کوارتز با حواشی گردشده همراه با هم‌رشدی نیمه‌شعاعی کوارتز-آلکالی-فلدسپار

بطور کلی هم‌رشدی گرانوفیری تا میکروگرافیک کوارتز و آلکالی‌فلدسپار، بافت پرفیروئید، طبیعت نیمه-عمیق بودن توده نفوذی دامک را نشان می‌دهد. توده‌های کوچک ساب‌ولکانیک منطقه با بافت پرفیری نیز تا حدودی متحمل دگرسانی شده‌است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز همراه با بیوتیت در زمینه دانه-ریز عمدتاً فلسیک شناورند و این سنگ نمود بیوتیتی‌شدن یا متاسوماتیسم پتاسیمی‌باشد. پلاژیوکلازها کم و بیش دچار دگرسانی از نوع کائولینیتی‌شدن-سریسیتی‌شدن ضعیف شده‌اند. علاوه-براین بیوتیت‌های درشت به طور بخشی توسط مسکویت جانشین شده‌اند. بطوری که قالب بیوتیت را حفظ نموده‌اند (سوئیدومرف) (شکل ۱۱ و ۱۲).

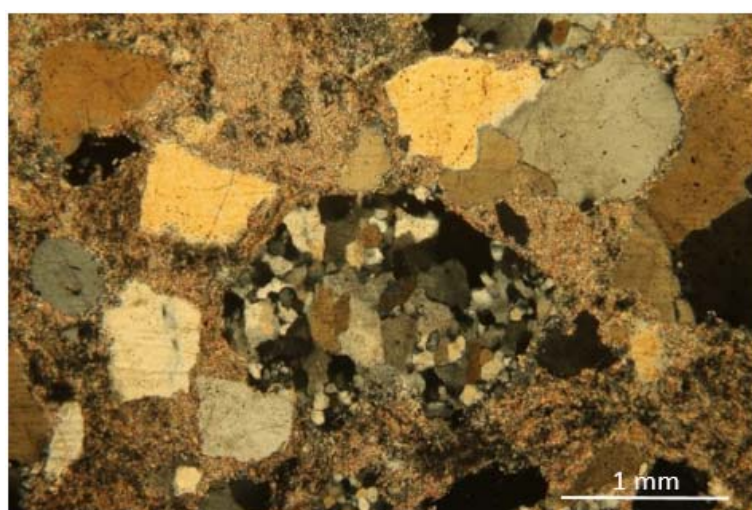


شکل ۱۱: بافت پرفیری، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت در زمینه دانه‌ریز کوارتز و فلدسپار و کانی‌های اپاک

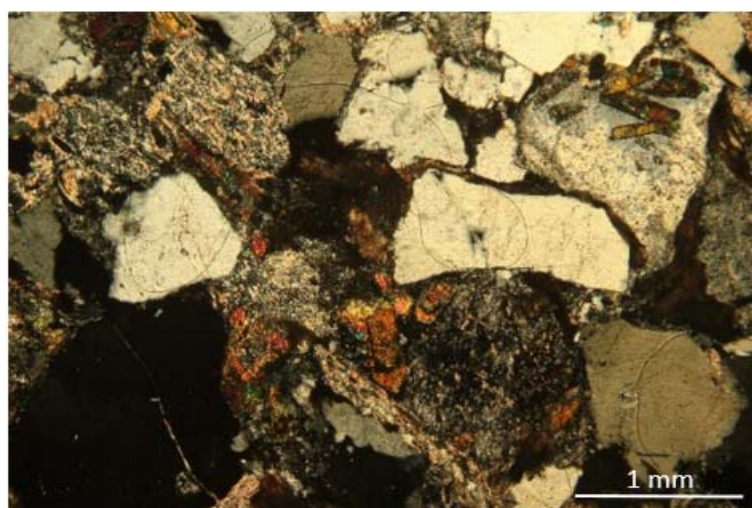


شکل ۱۲: جانشینی کامل بیوتیت توسط مسکویت

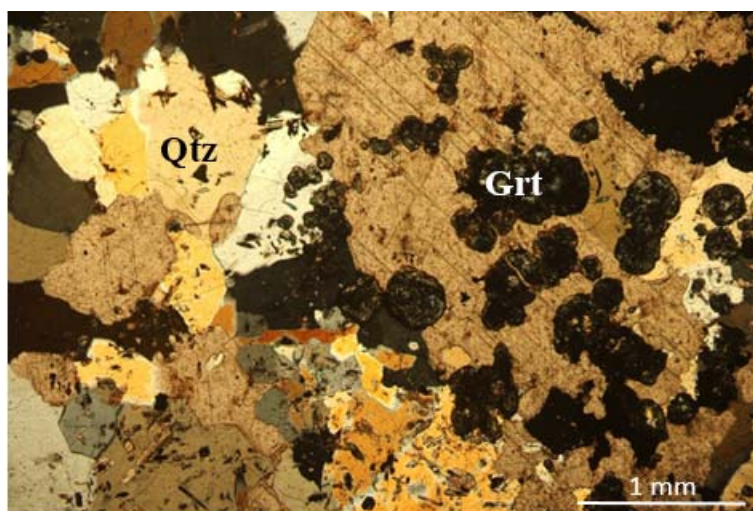
در مشاهدات میکروسکوپی ماسه‌سنگ‌ها، خرده‌های تخریبی کوارتز از دگرسانی مصون مانده‌اند. فلدسپارها بطور کامل سریسیتی شده‌اند، یک قطعه تخریبی بزرگ از کوارتزیت با بافت پلی‌گوناال دیده می‌شود (شکل ۱۳) در تصویر بعد نیز همان ماسه‌سنگ دگرسان دیده می‌شود که علاوه بر سریسیتی شدن، اپیدوتی شده‌است و تاثیر سیال هیدروترمال بر ماسه‌سنگ‌های آرکوزی را نشان می‌دهد (شکل ۱۴). در مجاورت بلا فصل توده نفوذی دامک با سنگ میزبان کنگلومرای، همراهی گارنت، کلسیت، کوارتز، اپیدوت و پیریت اتفاق افتاده‌است. البته این اتفاق بیشتر به شکل محلی و در بخش قلوه‌سنگ-های آهکی کنگلومراها بوده و در ماسه‌سنگ‌ها مشاهده نمی‌شود. (شکل ۱۵)



شکل ۱۳: ماسه‌سنگ آرکوزیدگرسان



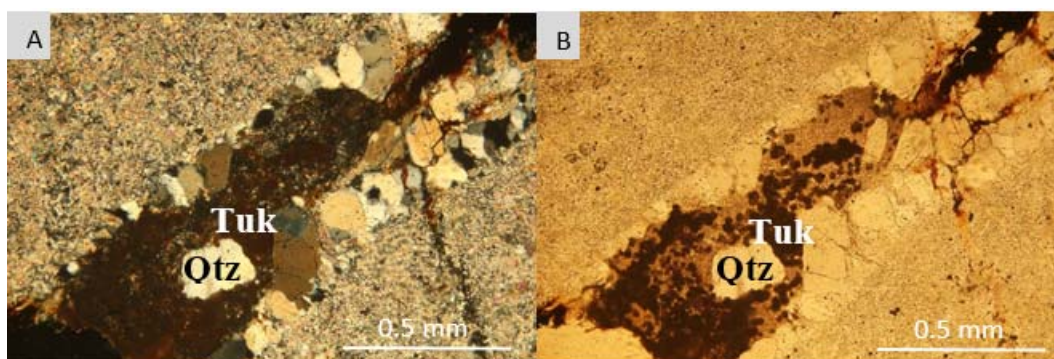
شکل ۱۴: اپیدوتی شدن در ماسه‌سنگ دگرسان



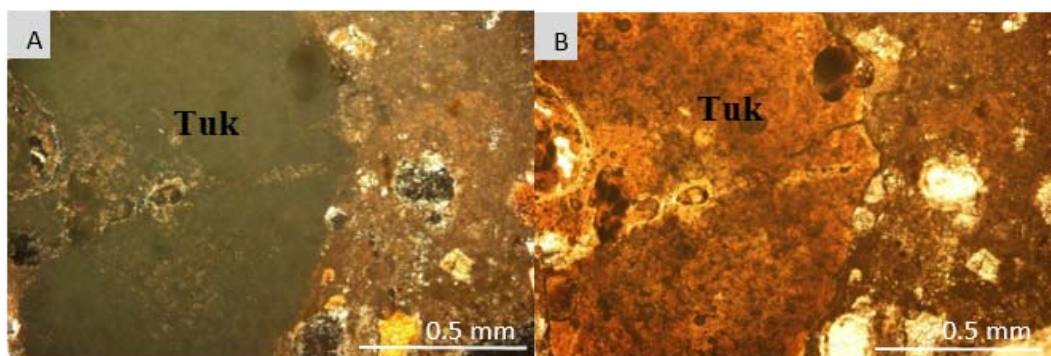
شکل ۱۵: رخداد گارنت در زمینه کلسیت و در همراهی با کوارتز در کنگلومراهای دگرسان و دگرگون منطقه

رخداد فیروزه:

در تصاویر زیر رگچه ای متشکل از کوارتز، گوئتیت و فیروزه مشاهده میشود که زمینه ماسه‌سنگ آرکوزی دانه‌ریز سربستی شده را قطع کرده‌است. درخداد گرهرکی این کانی توسط گوئتیت کاملاً احاطه شده‌است. (شکل ۱۶). همانطور که مشاهده میشود فیروزه در نور پلاریزه عبوری بسیار دانه‌ریز تا کریپتوکریستالین میباشد و با بیرفرنژانس ضعیف و انبوه فشرده بلورهای ریز مشخص است.



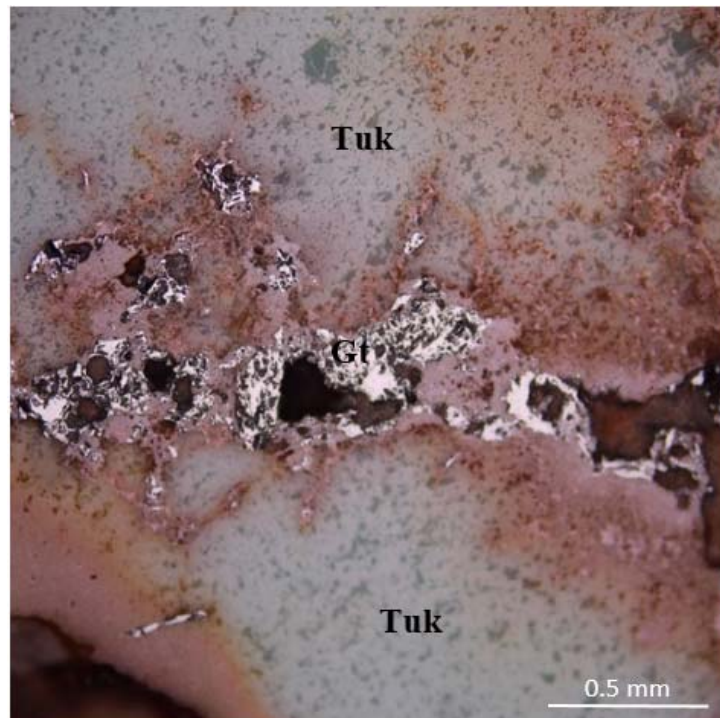
شکل ۱۶: رگچه کوارتز، گوئتیت و فیروزه



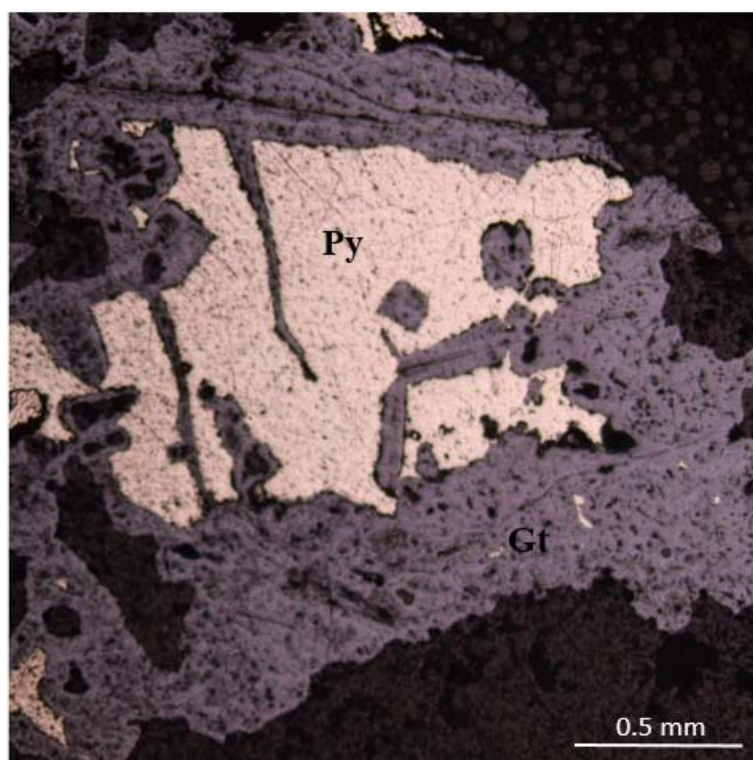
شکل ۱۷: رخداد گرھکی فیروزه، سنگ میزبان تا دگرسانی آرژیلیک پیشرفته است

مقاطع صیقلی:

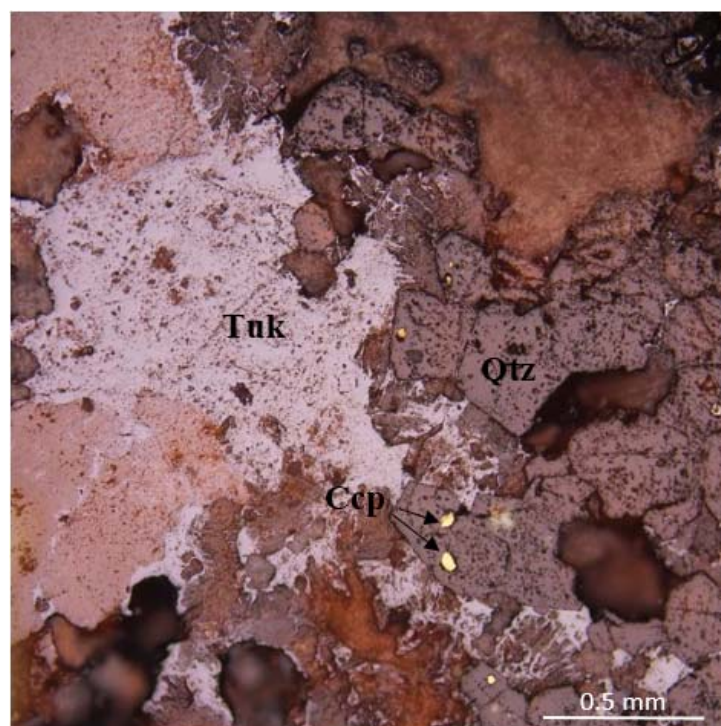
در مقاطع صیقلی، فیروزه با زونینگ ضعیفی مشخص می باشد که احتمالاً ناشی از تراوش یا رنگ-آمیزی محلی اکسیدهای آهن یا آغستگی از گوئیتیت‌های مجاور به شکل رنگدانه میباشد. گوئیتیت در مقاطع مشاهده شده همیافتی بسیار نزدیکی با فیروزه نشان می‌دهد (شکل ۱۸). در مقطع بعدی بازمانده پیریت که توسط گوئیتیت احاطه شده است نیز مشخص می‌باشد. خورده شدگی یا تحلیل رفتن توسط حاشیه گرد شده پیریت مشخصه اکسیداسیون تدریجی این کانی تا جانشینی نهایی آن توسط گوئیتیت می‌باشد (شکل ۱۹).



شکل ۱۸: همیافتی گوئیتیت و فیروزه، گوئیتیت‌ها بازمانده اکسیداسیون پیریت هستند.

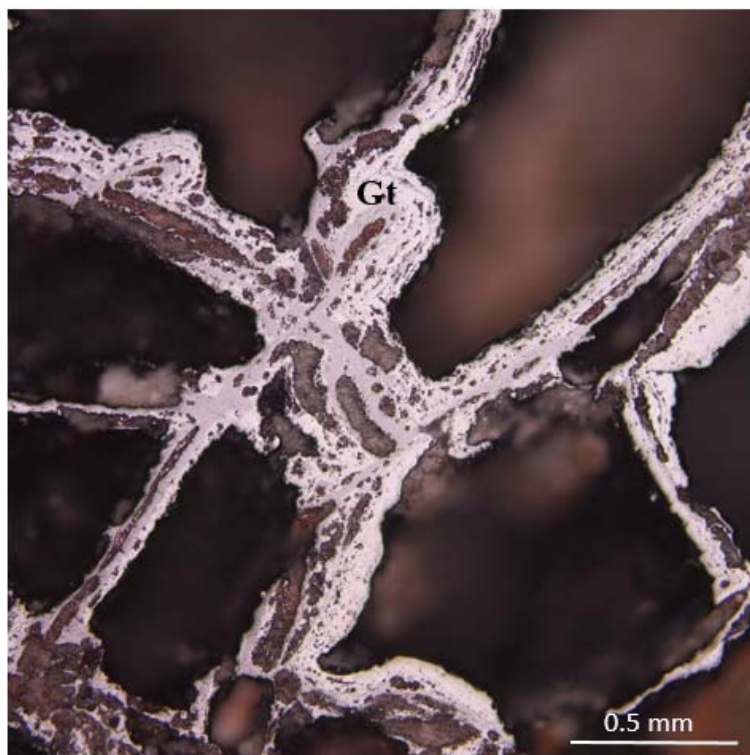


شکل ۱۹: بازمانده پیریت درون گوئیت‌های زمینه



شکل ۲۰: رخداد دانه‌های ریز و گرد شده کالکوپیریت به شکل ادخال درون کوارتز و همیافتی نزدیک آن با فیروزه و گوئیت

از بافت‌های مشاهده شده در بخش توده‌ای و گوسانی بافت جعبه ای از گوشتیت می‌باشد. همچنین بافت ضعیف کلوفرم در تجمعات تیغه مانند گوشتیت هست. (شکل ۲۱). در مقاطع صیقلی دانه‌های ریز و پراکنده کالکوپیریت به مقدار بسیار کم درون کوارتز مشاهده شده‌است و همیافتی نزدیکی با گوشتیت و فیروزه نشان می‌دهد.



شکل ۲۱: بافت جعبه‌ای شامل تیغه‌های گوشتیت به شکل دیواره، گوشتیت‌های فوق بافت نواری و کلوفرم نشان می‌دهند.

فصل چہارم

زنو سہمی

نتایج آنالیز بر روی ۱۰ نمونه از سنگهای منطقه در جدول شماره ۱ آورده شده است.

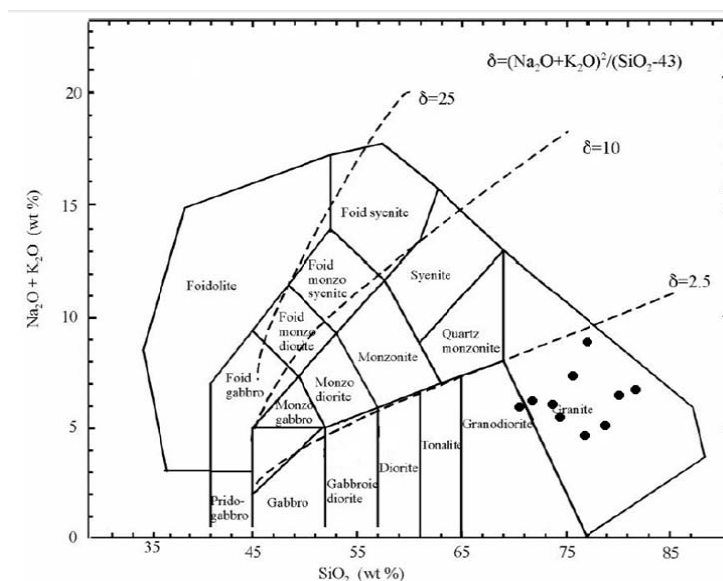
جدول ۱: جدول نتایج آنالیز (برگرفته از زراسوندی و لیاقت، ۲۰۰۵)

Sample	AY-3	AY-13	AY-14	AY-21	AY-22	AY-26	AY-66	AH1-1	AH1-19	AH1-35
SiO ₂	74.61	67.58	68.07	65.04	69.16	75.85	79.18	62.68	72.4	71.73
TiO ₂	0.178	0.42	0.396	0.326	0.362	0.2	0.137	0.372	0.101	0.286
Al ₂ O ₃	16.81	15.36	14.98	17.14	15.16	14.51	11.77	20.49	15.92	15.74
Fe ₂ O ₃	1.15	3.47	3.33	3.36	3.66	0.63	0.98	3.8	0.86	3.33
MnO	0.001	0.063	0.061	0.07	0.168	0.009	0.007	0.026	0.001	0.001
MgO	0.61	1.87	1.91	1.36	1.32	0.28	0.23	1.5	0.26	1.23
CaO	0.34	4.72	4.81	4.12	2.46	0.3	0.41	1.01	0.06	0.01
Na ₂ O	0.26	3.79	3.41	3.78	4.31	5.94	5.95	1.63	0.78	0.22
K ₂ O	4.36	1.73	1.87	2.19	3.07	0.54	0.71	4.08	7.96	3.98
P ₂ O ₅	0.044	0.216	0.184	0.18	0.148	0.051	0.093	0.241	0.132	0.067
LOI	1.01	0.74	0.75	2.21	0.5	1.52	0.5	3.18	0.82	3.18
Rb(ppm)	121	52	58	45	75	14	46	106	137	87
Ba	201	746	696	822	1083	6	16	577	819	295
Th	14	4	1	11	2	9	5	2	9	3
U	4	1	1	5	1	4	1	1	7	2
Nb	11	8	4	4	9	10	17	4	10	7
La	8.9	23.1	20.4	19.2	-	48.6	-	-	-	-
Ce	18.8	39.2	35.5	32.4	-	87	-	-	-	-
Pb	26	20	19	34	63	19	9	170	43	66
Pr	2.5	5.39	4.77	4.47	-	10.6	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	1	-	1	9	35	15
Sr	18	883	815	1592	823	68.3	85	127	99	117
Nd	9.92	20.6	18.2	16.7	-	35.4	-	-	-	-
Sm	2.2	3.52	3.18	2.98	-	6.43	-	-	-	-
Zr	178	143	134	204	127	143	130	74	86	84
Eu	0.25	1.23	1.06	1.24	-	0.58	-	-	-	-
Gd	1.12	1.6	1.44	1.5	-	2.88	-	-	-	-
Tb	0.21	0.27	0.24	0.27	-	0.44	-	-	-	-
Dy	0.91	1.17	1.01	1.26	-	1.47	-	-	-	-
Y	21	13	12	9	15	33	25	7	40	15
Ho	0.22	0.23	0.22	0.29	-	0.26	-	-	-	-

Er	0.56	0.64	0.57	0.84	-	0.71	-	-	-	-
Tm	0.08	0.08	0.08	0.12	-	0.07	-	-	-	-
Yb	0.41	0.51	0.49	0.7	-	0.73	-	-	-	-
Lu	0.06	0.07	0.07	0.1	-	0.06	-	-	-	-
V	25	61	58	62	54	23	24	25	28	34
Cr	1	1	2	4	25	1	29	96	150	156
Ni	5	1	7	12	16	10	14	7	5	18
Cu	147	24	5	36	25	7	44	1183	2717	993
Zn	25	58	64	96	3259	20	22	550	111	340
S	8	12	15	15	281	16	54	-	-	-
Total	99.37	99.95	99.77	99.77	100.318	99.83	99.96	99.009	99.29	99.77

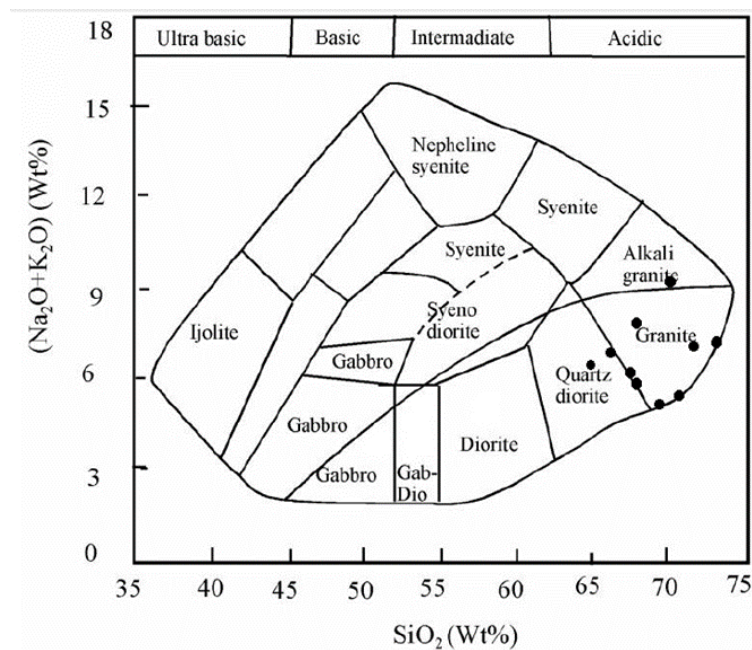
نام‌گذاری سنگها بر اساس نسبت مجموع آلکالی در مقابل سیلیس:

بر اساس طبقه بندی شیمیایی میدل موس (۱۹۹۴) سنگ های مورد بررسی از نوع گرانیت و گرانودیوریت هستند. (شکل ۲۲)



شکل ۲۲: طبقه بندی شیمیایی میدل موس

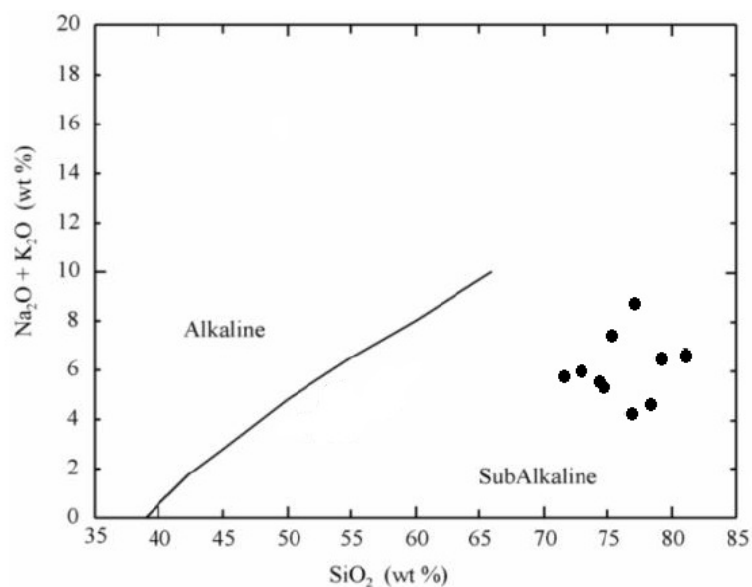
طبق نمودار طبقه‌بندی مجموع عناصر قلیایی در مقابل سیلیس، کاکس و همکاران (۱۹۷۹) این سنگها در محدوده گرانیت تا کوارتز دیوریت قرار میگیرند.



شکل ۲۳: نمودار طبقه‌بندی مجموع عناصر قلیایی در مقابل سیلیس، کاکس و همکاران (۱۹۷۹)

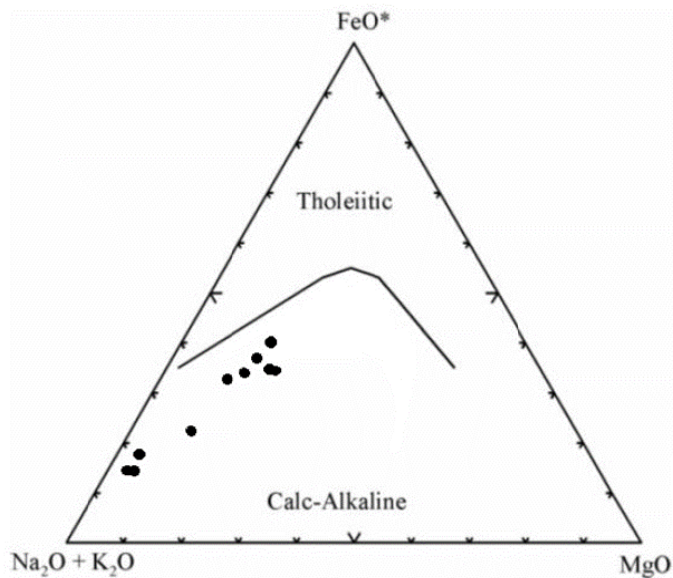
تعیین نوع سری ماگمایی:

بر اساس نمودار ابرون و باراگار (۱۹۷۱) نمونه‌های مورد مطالعه در گستره ساب‌آلکالن واقع می‌شوند.



شکل ۲۴: نمودار ابرون و باراگار (۱۹۷۱)

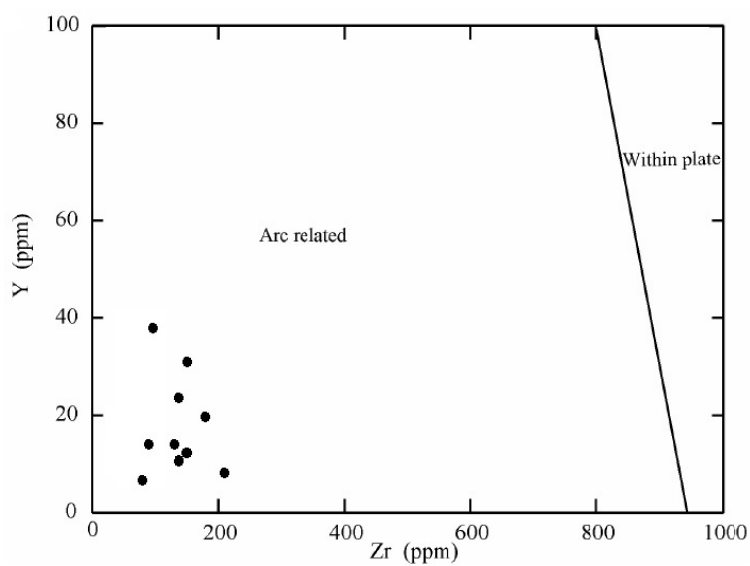
با قرار دادن نمونه‌ها در نمودار سه تایی AFM مشخص شد که سنگ‌های مورد بررسی در محدوده کالک‌آلکالن واقع می‌شوند.



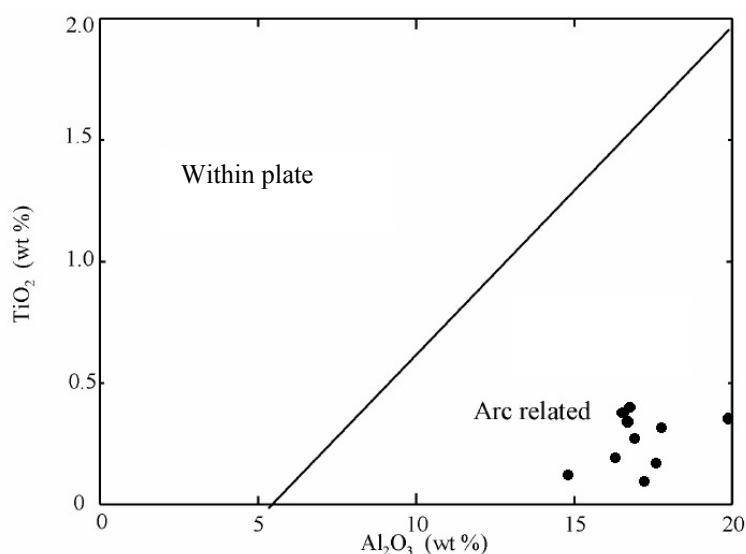
شکل ۲۵: نمودار AFM (ایرون و باراکار ۱۹۷۱)

تعیین جایگاه تکتونیکی:

به منظور تعیین موقعیت تکتونیکی ماگمای سنگ های مورد مطالعه از نمودار Zr در برابر Y (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹) استفاده گردید. موقعیت سنگ های مورد مطالعه در نمودار نشان دهنده محیط تکتونیکی کوهزایی مرتبط با فروانش یا همان آرک میباشد. این نتیجه در نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 تایید شد.



شکل ۲۶: نمودار Zr در برابر Y (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹)



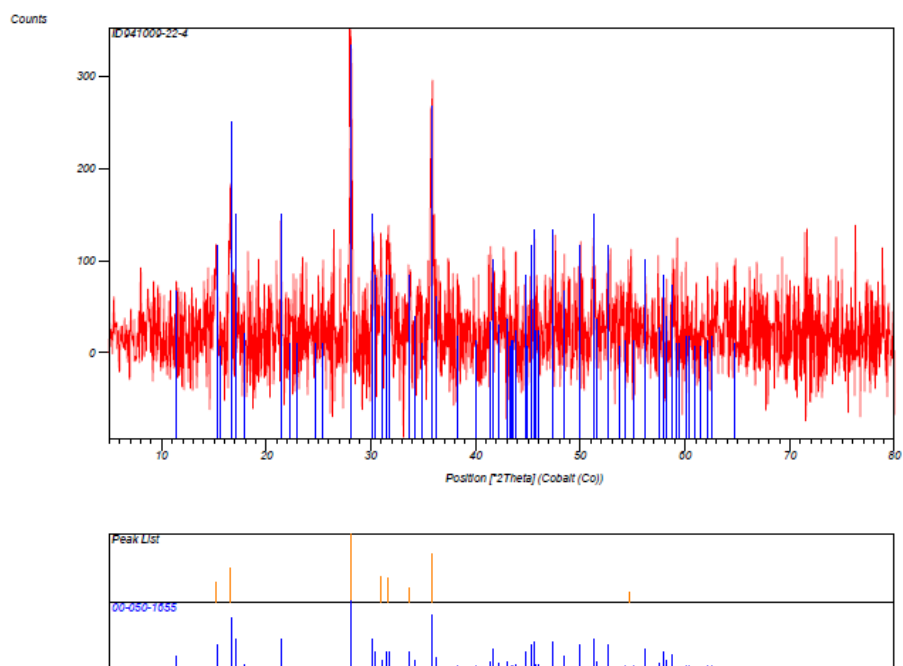
شکل ۲۷: نمودار تعیین موقعیت تکونیکی (مولر و گراوز ۱۹۹۷)

بررسی داده های XRD و EDS:

داده های آنالیز نقطه ای (EDS) حضور فاز فیروزه را نشان داده است. (شکل ۲۸) سنگ میزبان دگرسانی های گرمابی و فیروزه ماسه سنگ های آرکوزی سازند سنگستان هستند. این ماسه سنگ های دگرسان با همایندی کانی شناسی زیر متمایز هستند: فلدسپار + کوارتز + سریسیت + اکسید های آهن + کائولینیت ($\pm$ پیریت، کالکوپیریت). این همایندی شاخص دگرسانی فیلک (کوارتز-سریسیت) است. (کوک و همکاران، ۲۰۰۵). برای تایید مشاهدات نمونه دستی و میکروسکوپی، از دیفراکتومتری پرتو X (XRD) نیز استفاده شده است (جدول ۲).

جدول ۲: نتایج آنالیز XRD (جدیدی، ۲۰۱۷)

sample	Mineral assemblage
رگچه خالص آبی جدا شده	Turquoise
گوسان متخلخل، قهوه ای رنگ	Goethite + Quartz
سفیدرنگ آفانیتیک با شکست صدفی	Alunite
سنگ میزبان رگچه دگرسان	Muscovite + Quartz



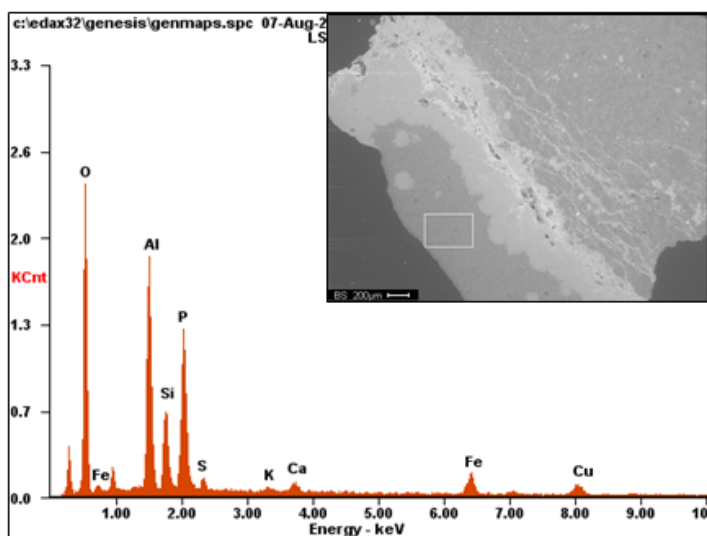
Peak List: (Bookmark 3)

Pattern List: (Bookmark 4)

Ref. Code	Compound Name	Chemical Formula	Score	Scale Factor
00-050-1655	Turquoise	$\text{Cu Al}_6 (\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_8 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$	24	0.889

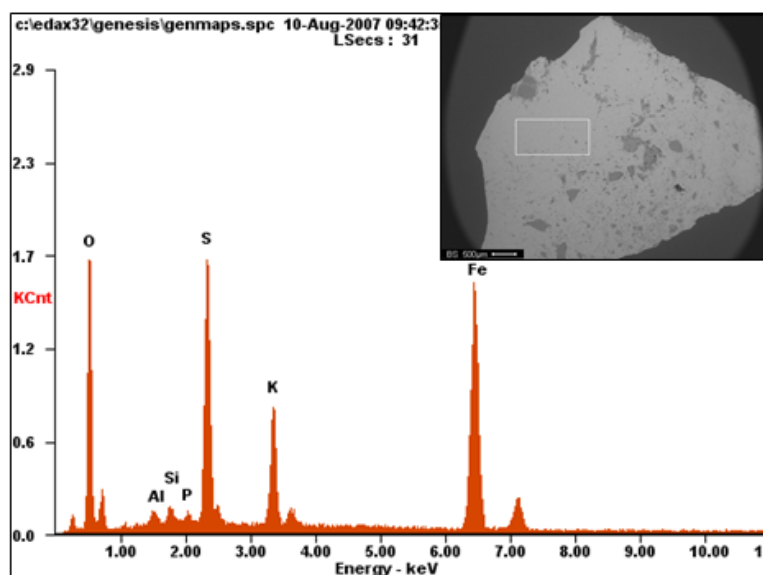
شکل ۲۸: تایید فاز فیروزه توسط آنالیز XRD

در بعضی از آنالیزهای نقطه ای انجام شده بر روی فاز کانیایی، وجود پتاسیم و سیلیسیم احتمالاً نشان- دهنده مرحله انتقالی تبدیل سریسیت و یا آلونیت به فیروزه است.



Element	Wt%	At%
OK	45.63	63.26
AlK	17.56	14.44
SiK	07.22	05.70
PK	14.25	10.20
SK	01.02	00.70
KK	00.58	00.33
CaK	01.27	00.70
FeK	06.29	02.50
CuK	06.19	02.16
Matrix	Correction	ZAF

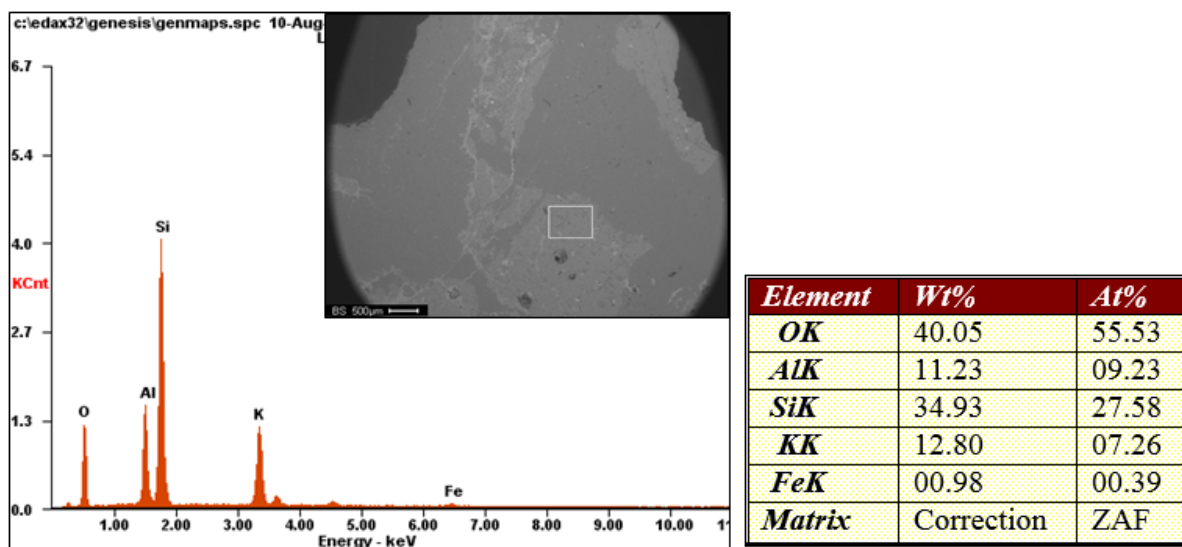
شکل ۲۹: آنالیز EDS همراه با تصویر BSE از فاز فیروزه



Element	Wt%	At%
OK	40.22	64.77
AlK	01.12	01.07
SiK	01.08	00.99
PK	00.59	00.49
SK	14.56	11.70
KK	07.18	04.73
FeK	35.25	16.26
Matrix	Correction	ZAF

شکل ۳۰: آنالیز EDS همراه با تصویر BSE از فاز ژاروسیت همراه با فیروزه

ژاروسیت دارای محلول جامد با آلونیت است. حضور پیک آلومینیوم به مقدار کم نشان‌دهنده وجود سازه آلومینیوم در ژاروسیت است. پیک ژاروسیت غالب است ولی اولاً حضور آلومینیوم می‌تواند محلول جامد آلونیت-ژاروسیت را نشان دهد و از طرفی حضور پتاسیم با آلومینیوم و سیلیسیوم می‌تواند نشان‌دهنده ناخالصی‌های سریسیت از سنگ میزبان درون ژاروسیت باشد (شکل ۳۰).



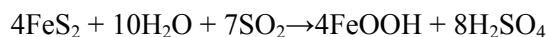
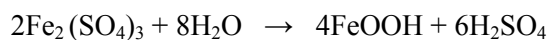
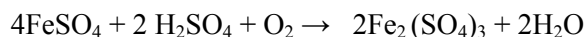
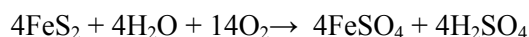
شکل ۳۱: آنالیز EDS همراه با تصویر BSE از فازهای کوارتز-سریسیت دانه ریز در مجاورت فاز فیروزه (خاکستری تیره)

واکنشهای کانیاپی:

در کانسار مس پرفیری علی‌آباد پهنه دگرسان سریسیتیک که بیشترین گستردگی را دارد، با کانیاپی سازی سولفیدی (پیریت + کالکوپیریت) مشخص است. از ویژگی‌های شاخص کانسارهای مس پرفیری پهنه-بندی گسترده و شاخص دگرسانی گرمابی در آنهاست که از دیرباز در اکتشاف آنها اهمیت داشته است. (کوک و همکاران، ۲۰۰۵)

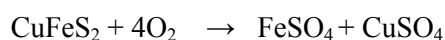
پهنه‌های دگرسانی در یک سامانه پرفیری بطور ایده‌آل شامل: پروپلیتیک، سریسیتیک، سدیک-کلسیک، پتاسیک و آرژیلیک پیشرفته هستند. (پیراجنو، ۲۰۰۹) عموماً فرآیندهای هوازدگی می‌توانند سبب تغییرات کانیاپی‌شناسی و ژئوشیمی در پهنه‌های فوق گردند. به این صورت که واکنش‌های آب شویی و پی‌آمد نهایی آن، یعنی غنی‌شدگی ثانویه یک منطقه‌بندی عمودی ثانویه در نیمرخ دگرسانی-های گرمابی را سبب می‌شوند. در کانسارهای مس پرفیری کانیاپی‌های سولفیدی مناطق سطحی در محیط اکسیدان جوی تخریب شده و سیالات اسیدی همراه اکسیدهای آهن ایجاد می‌کنند. این فرآیندهای اکسیداسیون آغازگر واکنش‌های تامین سازه‌های فیروزه (آلومینیوم، فسفر و مس) می‌باشند. در ادبیات نوین کانیاپی‌شناسی کانسارهای مس پرفیری، (جان، ۲۰۱۰ و چاوز، ۲۰۰۰) فیروزه محصول اکسیداسیون سوپرژن در نظر گرفته شده است.

نخست پیریت در شرایط اکسیدان از تاثیر آب‌های جوی مطابق واکنش‌های زیر متلاشی شده و گوئیتیت و اسیدسولفوریک ایجاد نموده است :



گوئیتیت پیریت

مانند همه کانی‌های سولفیدی زون اکسیدان کالکوپیریت، نیز ناپایدار می‌شود. (میلوسکی و کونو، ۱۹۸۲)

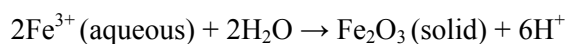


کالکوپیریت

همچنین سولفات فریک ایجادشده در واکنش فروپاشی پیریت می‌تواند به شکل عامل اکسیدان قوی، انحلال کالکوپیریت را موجب شود. در این راستا پیریت‌های بازمانده نیز می‌تواند مطابق یک سامانه بازخورد تاثیر بپذیرند و سولفات فریک بیشتری تولید نمایند.

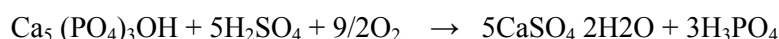


با در نظر گرفتن فرم تفکیکی سولفات آهن فریک، می‌توان تشکیل هماتیت در زون اکسیدان را مطابق معادله زیر در نظر گرفت.



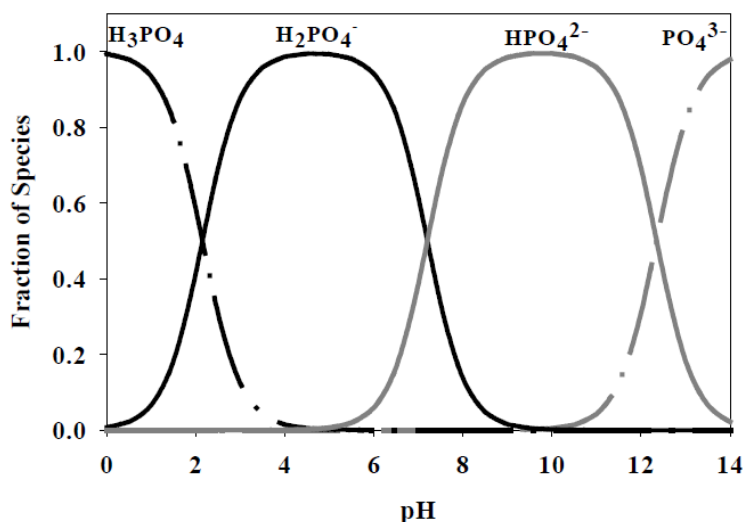
بدیهی است مطابق واکنش فوق PH سیالات کاهش می‌یابد. پیدایش و فراوانی اکسیدها و اکسی هیدروکسیدهای آهن سبب توسعه گوسان خواهد شد. بطور کلی در گوسان‌های تحول یافته در PH پایین (<۴) مس شدیداً محلول است. (ساماما، ۱۹۸۶) لذا تحول گوسان، علاوه بر تامین مس مورد نیاز سبب ایجاد سیالات اسیدی برای ادامه واکنش‌ها می‌شود.

پیشنهاد می‌شود که در شرایط اسیدی فروشست فسفات از آرکوزها (سازند سنگستان) مطابق واکنش زیر صورت گرفته است، آپاتیت کانی فرعی باتولیت گرانیته شیرکوه است که بعد از فرسایش در ماسه‌سنگ‌های آرکوزی جای گرفته‌است.



ژئپس هیدروکسیل آپاتیت

گونه‌های مختلف فسفات در محیط‌های زمین‌شناسی گزارش شده‌اند. (شکل ۳۲) در پیرامون PH خنثی، H_2PO_4^- و HPO_4^{2-} از آنیون‌های مهم هستند. در شرایط اندکی آلكالین غالب است و H_2PO_4^- در محیط‌های نسبتاً اسیدی (باربر، ۲۰۰۲) پایدار است.



شکل ۳۲: گونه سازی فسفات به عنوان تابعی از اسیدیته محیط

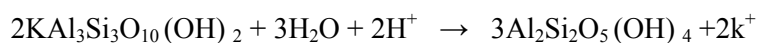
أملسون (۲۰۱۵) بر پایه مطالعات پیشین تقسیم‌بندی جدیدی برای انواع خاستگاه فسفر معدنیارائه داده‌است. نامبرده معتقد است سازوکار تولید غیرآلی فسفر معدنی در محیط‌های فاقد اکسیژن به احیای Fe(III) و انحلال متعاقب هیدروکسیدفریک و گونه های PI جذب شده آن وابسته است. بر پایه سازوکار فوق می‌توان پیشنهاد کرد که هیدروکسید فریک در فرآیند شکل‌گیری زون اکسیدان توانسته‌است مقداری PI را از شستشوی کانی‌های سنگ مادر جذب نماید، احتمالاً مواجه‌شدن با شرایط احیاء آزادشدن PI را برای واکنش‌های فیروزه به دنبال داشته‌است.

برای تشکیل فیروزه علاوه بر فسفات و مس مهمترین سازه آلومینیم است، آلومینیم عنصر عمده سنگ ساز است و انحلال‌پذیری پایین آن در شرایط سطحی این عنصر را در واکنش‌های داخلی سیال-سنگ، غیر مهاجر نشان می‌دهد. در محیط اسیدی، سریسیت، کائولینیت و ژپسیت به خرج فلدسپات‌های آركوزها و توسط واکنش‌های هیدرولیز در طی دگرسانی شکل خواهندگرفت. برخی از این واکنش‌ها به شرح زیر هستند:



ارتوکلاز

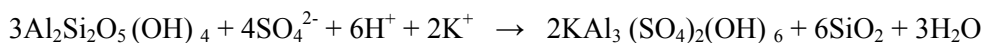
سریسیت



کائولینیت

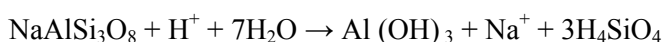
سریسیت

با حضور بنیان سولفات و پتاسیم آزاد شده از دگرسانی فلدسپارها مطابق واکنش‌های زیر احتمال تشکیل آلونیت و فیروزه هست :



آلونیت

کائولینیت



ژپسیت

آلبیت

واکنش بالا نشانگر تشکیل آلونیت نوع سوپرژن در کانسار مس پرفیری می‌باشد (که ویژه زون‌های هوازده سولفیدهاست). پیدایش آلونیت آغازگر روی داد دگرسانی از نوع آرژیلیک پیشرفته است. (کربت، ۲۰۰۹)

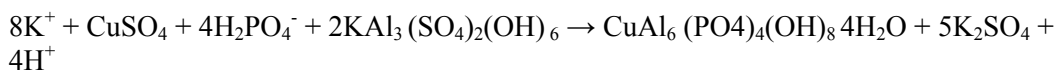


فیروزه

کائولینیت

این واکنش شکل‌گیری فیروزه به خرج زمینه سنگ دگرسان فلیک-آرژیلیک است. در تایید واکنش پیشنهادی بالا علاوه بر شواهد کانی‌شناسی و سنگ‌شناختی این پژوهش، هوازدگی فیروزه در سطوح سنگی به کانی‌های سفید رسی در آمریکای جنوب غربی و آمریکای میانی گزارش شده است. (هال همکاران، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶) به عبارت دیگر رابطه ناپایدار همبندی فیروزه-کائولینیت یک واکنش منطقی می‌باشد.

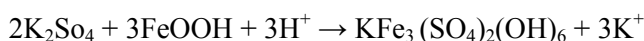
علاوه بر این همبندی آلونیت-فیروزه پیدایش آن را به خرج آلونیت محتمل می‌سازد. (اسپهد، ۱۹۷۶) به این صورت که از واکنش پتاسیم موجود در سیال، سولفات مس و آنیون فسفات با آلونیت، فیروزه شکل خواهد گرفت:



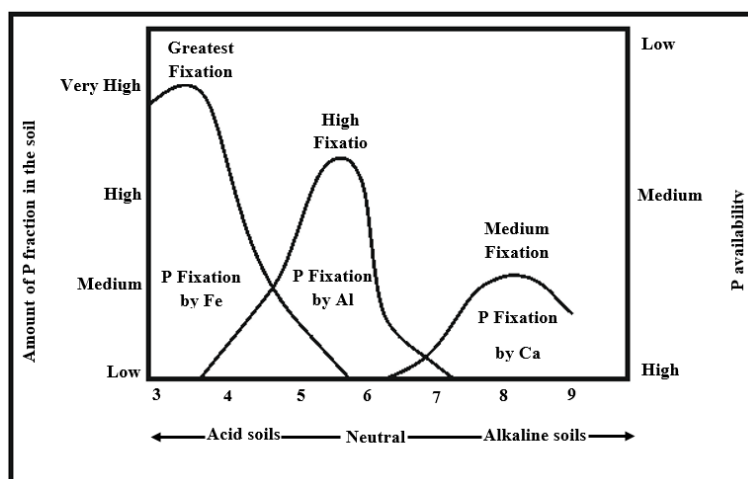
فیروزه

آلونیت

بدیهی است یون هیدروژن آزاد شده در این واکنش، PH محیط را پایین‌تر می‌آورد و زمینه را برای پیشرفت واکنش‌های هیدرولیز آماده می‌کند و سرانجام از برهم کنش K^+ ، بنیان سولفات و Fe^{+++} ژاروسیت شکل می‌گیرد:



از مجموع واکنش‌های فیروزه زایی چنین نتیجه گیری می شود که وجود یک زمینه یا فاز کانیایی غنی از آلومینیم برای تثبیت فسفات و مس محلول لازم است. مطالعات آرنونسون (۱۹۹۹) نشان داده است که در آبهای طبیعی یون آلومینات (گونه $Al(OH)^{4-}$) حدود ۹۷ تا ۹۸ درصد فراوانی آلومینیم حل شده را دارد. در این ارتباط آنگونه که در شکل ۴-۳۲ دیده می شود، فسفات در محیطهای اسیدی هوازدگی (خاکها) توسط Fe و Al رسوب داده می شود. در PH بین ۵/۵ تا ۰/۵ آلومینیوم فعال ترین ته نشین کننده فسفات است. آهن مخصوصا در $PH < 4$ فعال است، در جایی که فسفات بطور قوی تثبیت شده است. (لوودویک، ۱۹۹۸).



شکل ۳۳: قابلیت دسترسی و تثبیت فسفات توسط آهن، آلومینیوم و کلسیم تحت تاثیر PH محیط.

همچنین شواهد صحرایی نشان می دهد که فیروزه به شکل رگچه‌های مستقل در سنگ میزبان نادگرسان، دور از کانون کانی سازی نیز رخنمون دارد. در این خصوص خاستگاه آن در رگچه‌ها و در محیط کمتر دگرسان تا نادگرسان مطابق واکنش زیر می تواند باشد:



ژپسیت

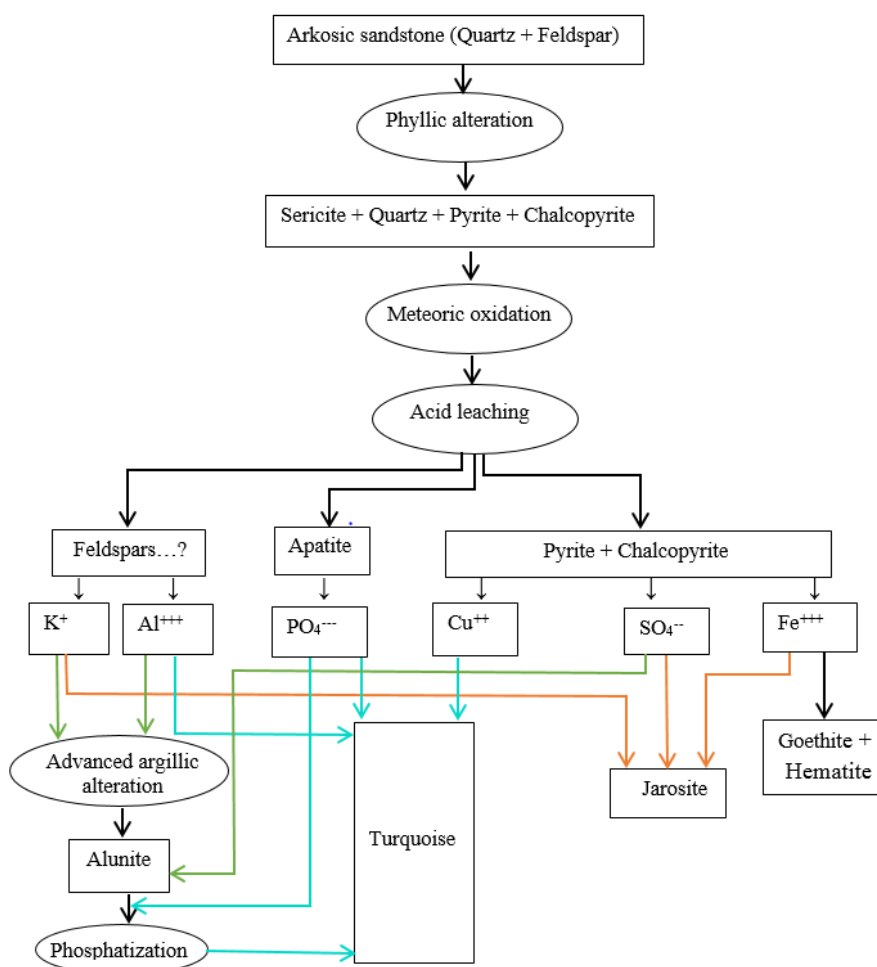
فیروزه

در واکنش بالا فاز یا گونه آلومینیوم، در اینجا هیدروکسید آلومینیوم (ژپسیت) از هوازدگی فلدسپارها حاصل شده است و سازه‌های مورد نیاز به محل رگچه‌ها حمل و ترسیب فیروزه انجام گرفته است. از دیدگاه گوهرشناسی این گونه فیروزه‌ها با استحکام بیشتر، رنگ آبی شاخص فیروزه ای و بدون همراهی با اکسیدهای آهن هستند.

نتیجہ گیری

بر اساس مطالعات انجام شده نتایج زیر قابل طرح می باشد:

۱. در پدید آمدن فیروزه چند فرآیند به شکل زنجیره‌ای درگیر بوده‌اند، آغازگر واکنش‌ها شکل گیری محیط اکسیدان (گوسان) بوده‌است که در آن سولفیدهای فلزی (Cu, Fe) پهنه فیلیک کانسار مس پرفیری نقش بنیادی ایفا کرده‌اند. در کل می‌توان گفت فرآیندهای شکل‌گیری فیروزه یک خاستگاه چندزایشی برای این کانی فسفات را، مطابق مدل نشان می‌دهند. (شکل ۳۴)



شکل ۳۴: مدل فرضی فرآیندهای فیروزه‌سازی در کانسار مس پرفیری علی‌آباد.

۲. فیروزه در این منطقه به دو گونه رخمون دارد. یکی به صورت ته‌نشست مستقیم در رگچه‌ها به دور از دگرسانی سنگ میزبان و کانون کانی‌سازی و به شکل جانشینی، قدر مسلم آن است که سنگ میزبان سریسیتی کائولینیتی شده برای جانشینی لازم می‌باشد.

۳. رخداد آلونیت و همراهی آن با فیروزه تنگاتنگ است؛ بطوری که پیدایش فیروزه را به خرج آلونیت (فسفاتی شدن) محتمل می‌سازد.
۴. رخداد آلونیت سوپرژن در پهنه دگرسانی و همراهی آن با فیروزه، مجموعه کانیاپی دگرسانی آرژیلیک پیشرفته را نشان می‌دهد. ازین رهگذر می‌توان گفت فیروزه‌سازی مرتبط یا منسوب به این گونه پهنه دگرسانی است. علاوه بر این نگاهی به شیمی کانی درصد بالای تمرکز آلومینیم که از ویژگیهای کانی‌های زون آرژیلیک پیشرفته است را نشان می‌دهد.
۵. بنابر مطالعات انجام شده میتوان توالی پاراژنزی زیر را برای کانی های موجود در نظر گرفت:

جدول ۳: جدول پاراژنتیکی کانیها

Mineralization stage	Argillic- phyllitic alteration	Sulphide mineralization	Meteoric oxidation	Advanced argillic alteration	Turquoise genesis
Sericite					
Quartz					
Kaolinite					
Pyrite					
Chalcopyrite					
Goethite					
Hematite					
Malachite					
Alunite					
Turquoise					
Jarosite					

تشکر و قدردانی: نویسنده طرح از آقای دکتر مکی زاده و خانم مهندس جدیدی بابت در اختیار گذاشتن کلیه داده ها (از جمله ژئوشیمیایی) و راهنمایی های ارزنده تشکر و قدردانی می نماید

منابع:

References

- Amidi, S. M. (1983), Geological map of Abadeh, 1: 250,000 scale. G. S. I (in persian).
- Arnórsson, s., (1999), The relative abundance of Al-sepecies in natural waters in Iceland, *Geochemistry of the Earth's surface*, Armannsson (ed.) Balkema, Rotterdam, pp421-422.
- Barber, T.M., (2002), Phosphate adsorption by mixed and reduced iron phases in static and dynamic system, M.sc. Thesis, Department of geology Stanford University. 112 pp.
- Cooke, D.R., Hollings, P., & Walshe, J.L., (2005), Giant Porphyry Deposits: Characteristic, Distribution and Tectonic Controls, *Economic Geology*, V 100, P. 801-818.
- Corbett, G. (2009), Anatomy of porphyry related Au-Cu-Mo mineralised systems some exploration implications, Australian institute of geoscientists North Queensland Exploration conference, 14pp.
- Cornelis, K., Cornelius, S., Hurlbut, Jr., after J.D. Dana. (1999). *Manual of Mineralogy*, John Willey & Sons, inc. 21st edition 681P.
- Espahbod, M. R., (1976), Le District minier de la mine de Turquoise de Kuh-e-madan (Neychabur, Iran): Mineralisations et caracteres geologiques, geochemiques et metallogeniques de l'uranium, du cuivre et du molybdene, Ph.D. these presente devant l'universite, de Nancy, I, p. 191.
- Foord, E. E. and Taggart Jr. J. E., (1998). A reexamination of Turquoise group: the mineral aheylite, planerite (rede fined), Turquoise and Coeruleolactite. *Mineralogical Magazine* 62, 93-111.
- Groves, I.M., Carman, C.E. & Dunlap. W.J. (2003), Geology of the Beltana Willemite Deposit, Flinders Range, South Australia, *Economic Geology*, Vol.98, pp.797-818.
- Haj Molla Ali, A. (1993), Geological map of Khezr-Abad, 1: 100,000 scale, G.S.I (in persian).
- Hull, S., Fayek, M., Mathien, F.J., Shelley, P., Durand, K.R., (2008), A New approach to determining the geological provenance of Turquoise artifacts using hydrogen & copper stable isotopes, *Journal of Archaeological science* 35, 1355-1369.
- Hull, S., Fayek, M., Anovits, L.M., Mathien, F.J., Shelley, P., Durand, K.R., (2005), the effects of alteration on sourcing archaeological Turquoise. Paper presented at GSA, Salt Lake City, Utah, and Abstract 37-7.
- Hull, S., (2006), Using hydrogen and copper stable isotopes to source Turquoise. Unpublished M.A. thesis, Eastern New Mexico University, Portales, New Mexico.
- Hull, S., Fayek, M., Mathien, F.J., Shelley, P., Durand, K.R., (2006), using H and Cu stable isotopes to source prehistoric Turquoise. Paper presented at SAA, San Juan, and Puerto Rico.
- Jadidi Ardakani, S., (2017). "Mineralogical studies of Marble, Skarn and Hydrothermal alteration in Shirkuh Batholite, South West of Yazd (in Persian)". M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran

- John, D.A., (2010), Porphyry Copper Deposit Model Scientific Investigations Report 2010-5070-B, USGS 16g pp.
- Mackizadeh, M.A. (2008). Mineralogical and petrological studies of Central Iranian skarns (Yazd Province). Unpublished PhD thesis, Shahid Beheshti University. (in persian).
- Milovsky and Kononov, O.V., (1985). Mineralogy, English translation (1985), Mir Publishers, Moscow, 320P.
- Momenzadeh, M., Farjad Bastani, M. and Rashid Nejad Omran, N. (1988), Primary study on Yazd Province Ore Deposits, Proceedings of; Ore Deposits and mining potential of Yazd Province seminar, PP 312-340 (in persian).
- Omelson, S. (2015), phosphorous paths to phosphate minerals, Goldschmidt 2015 abstracts pp.2342-.
- Pirajno, F., (2009), Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer, 883 pp.
- Rezaian, K. Noghrehiyan, M. and Mackizadeh, M.A. and Sherafat, Sh. (2003), Geology and genesis of Turquoise in the Ali-Abad index (Taft-Yazd). Research Journal of Isfahan University, 2: 138-145 (in Persian).
- Rezaian, K. and Mackizadeh, M.A. (1997), Contact metamorphism and mineralization in middle Jurassic granites, South West Yazd, research report, Yazd University, 114pp, unpublished (in Persian).
- Sabzeii, M. Roshan Ravan, J. Nazemzadeh Shoaii, M. and Alaii-Mahabady, S. (1986), Report on Feldspar and Kaolin exploration in Yazd region, South-east geological survey manager, Kerman center. 62pp. (in Persian).
- Samama, J-C., (1986). Ore fields and continental weathering: Newyork, van Nostrand Reinhold Company, 326P.
- Webster, R., (1994), Gems, Their Sources, Descriptions and identification. Oxford: Butterworth-Heinemann.
- Wenk, H.R. and Blakh, A. (2004), Minerals, Their Constitution and origin, Cambridge University Press, 646pp.

Abstract

Aliabad Cu-porphyry deposit is located at Cenozoic magmatic belt of central Iran in North West of Shirkuh granitic batholite. Lower Cretaceous sandstones and conglomerates, have been influenced by leucocratic intrusive (Post Cretaceous). Phillic alteration which has been widespread in the area is characterized by following assemblage: Sericite + quartz + pyrite + alunite + turquoise + goethite + jarosite. Turquoise is found as veinlets and rounded to anhedral nodules with blue, blue-green and whitish blue in altered arkoses.

Overgrowth of meteoric weathering on sericite zone led to pyrite-chalcopyrite oxidation processes and formation of acid fluids so the leaching of Al, Cu and P has been taken place in the host rock. Turquoise is formed as a result interaction of such fluid on altered host rock during multiple stages. Also the close association of alunite-turquoise in some cases may be imply that turquoise is a product of phosphatization process of alunite.