





دانشکده علوم زمین

گروه زمین‌شناسی اقتصادی و پترولوژی

پایان نامه کارشناسی ارشد

کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس کلواری، شمال

شهربابک

نگارنده:

سجاد هایبیلی سبزوئی

استاد راهنما:

دکتر فرج الله فردوست

استاد مشاور:

دکتر علی الهی

شهریور ۹۸

یارب دل ما را توبه رحمت جان ده، درد همه را به صابری درمان ده  
این بنده چه داند که چه می باید جست، داننده تویی هر آنچه دانی آن ده

### تقدیم به:

خدایی که آفرید

جهان را، انسان را، عقل را، علم را، معرفت را، عشق را

و به کسانی که عشقشان را در وجودم دمید،

### پدر و مادر عزیزم

آنانکه در سایه درخت پر بار وجودشان آسایش، و از ریشه آنها شاخ و برگ گرفته‌ام و در

سایه وجودشان در راه کسب علم و دانش تلاش نموده‌ام.

بودنشان تاج افتخاری است بر سرم و نامشان دلیلی است بر بودنم، چرا که این دو وجود پس از

پروردگار مایه هستی‌ام بوده اند، دستم را گرفته و راه رفتن را در این وادی زندگی پر از فراز و

نشیب آموخته‌اند.

## سپاسگزاری

سپاس مخصوص اوست

مخصوص همان یکتای بی‌همتا، او که یادش در تمام لحظات زندگی‌م پناه تمام بی‌پناهی‌هایم بود. اکنون که زمان سپاسگزاری فراهم شده بر خود لازم میدانم که از همه‌ی عزیزانی که همراه و همگام لحظاتم بودند نهایت تشکر را داشته باشم.

از استاد بزرگواریم جناب آقای دکتر فردوست که در نهایت وظیفه‌شناسی، نکته‌سنجی، باصفا و صمیمیت قابل تحسینشان مرا در این امر یاری نمودند.

از جناب آقای دکتر الهی به عنوان استاد مشاور که همواره مرا از راهنمایی‌های ارزنده‌شان بهره‌مند ساخته‌اند. از اساتید گرانمایه، دکتر قاسمی و دکتر موسیوند که زحمت داوری این پایان‌نامه را بر عهده داشتند نهایت تشکر را دارم.

از سایر اساتید بزرگ جناب آقایان دکتر علیپور و دکتر موسیوند که شاگردی محضرشان از بزرگترین افتخارات زندگی علمی‌ام می‌باشد، کمال تشکر را دارم.

همچنین از کلیه عزیزان و دوستانی که مستقیم و غیر مستقیم در انجام این رساله به بنده کمک و یاری رسانده‌اند صمیمانه متشکرم.

## تعهد نامه

اینجانب سجاد هایبلی سبزوئی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی اقتصادی و پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کانی شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس کلواری، شمال شهربابک تحت راهنمایی دکتر فرج الله فردوست متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه شاهرود» و یا «**Shahrood University**» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

### مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

## چکیده:

کانسار مس کلواری در ۶۰ کیلومتری شمال شهرستان شهربابک (استان کرمان) واقع شده است. از نظر زمین‌ساختی این منطقه جزئی از واحد ساختمانی ایران مرکزی است که بطور ویژه در قسمت جنوبی کمربند آتشفشانی نفوذی ارومیه- دختر قرار دارد. سنگ‌های آذرین میزبان کانه‌زایی در این منطقه را می‌توان در دو گروه: ۱- گدازه‌های آتشفشانی و آذرآواری به سن ائوسن و ۲- توده‌های نفوذی نیمه عمیق پورفیری و دایک‌های مرتبط با آنها به سن الیگومیوسن، تقسیم نمود.

مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده‌ی کانسار شامل دو گروه کانی‌های بخش اکسیدی و سولفیدی می‌باشند که کانی‌های مالاکیت، آزوریت، همتایت، گوتیت و لیمونیت در بخش اکسیدی بصورت پرکننده حفرات و شکستگی‌ها و پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت و کوولیت و در بخش سولفیدی بصورت دانه پراکنده و گاهاً رگه-رگچه‌ای مشاهده می‌شوند. دگرسانی‌هایی که در کانسار کلواری مشاهده می‌شوند شامل؛ دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک هستند. بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانه‌زایی عمدتاً در گستره بازالت، تراکی-بازالت و تراکی‌اندزیت و سنگ‌های نفوذی در محدوده‌ی گرانیات تا گرانودیوریت قرار می‌گیرند. ماهیت شیمیایی سنگ‌های آذرین درونی در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرند. همچنین با توجه به نمودار تمایز محیط تکتونیکی همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مربوط به کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند. مطابق نمودار همبستگی عناصر (پیرسون)، عنصر مس با عناصر سرب، نقره، مولیبدن و آهن همبستگی مثبت و با روی همبستگی منفی دارد. با توجه به نمودار فراوانی عناصر، مقدار مس و مولیبدن بترتیب ۰/۶ و ۰/۰۰۲۶ درصد و نقره ۲/۷ ppm است. دامنه تغییرات عیار مس از ۰/۲ تا ۱/۶ درصد، مولیبدن از ۲/۰۹ تا ۹۴/۴۰ ppm و نقره از ۰/۰۹ تا ۱۱/۶۰ ppm تعیین شد. سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در یک محیط قوس فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. مدل کانسار، کانسار پورفیری نوع مونزونیتی تشخیص داده شده است. بیشترین تمرکز کانه‌ها در دایک‌های دیوریتی بوده و به صورت پراکنده در سنگ‌های

اطراف به واسطه‌ی نفوذ سیالات به داخل آنها نیز مشاهده می‌شود. دایک‌های متعدد سیلیسی در منطقه مشاهده می‌شود که در مرز آنها با توده‌ی معدنی کانی‌های آزوریت و ملاکیت در سطح تشکیل شده‌اند.

**کلمات کلیدی:** پتروگرافی، کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی، مس پورفیری، شهرباک، کلواری.

## فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	فصل اول.....
۱	کلیات.....
۲	۱-۱ مقدمه.....
۳	۲-۱ موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی منطقه.....
۴	۳-۱ آب و هوا و پوشش گیاهی.....
۵	۱-۴ وضعیت معیشتی، اشتغال، اجتماعی و فرهنگی.....
۵	۱-۵ ژئومورفولوژی.....
۸	۱-۶ تاریخچه معدنکاری در منطقه.....
۹	۱-۷ مطالعات انجام شده قبلی.....
۱۱	۱-۸ کلیاتی در مورد مس.....
۱۱	۱-۸-۱ منابع مس در ایران.....
۱۳	۱-۹ طرح مسئله.....
۱۴	۱۰-۱ اهداف.....
۱۴	۱۱-۱ روش مطالعه.....
۱۴	۱-۱۱-۱ جمع آوری اطلاعات دفتری.....
۱۴	۲-۱۱-۱ عملیات صحرایی.....
۱۴	۳-۱۱-۱ مطالعات آزمایشگاهی.....
۱۷	فصل دوم.....
۱۷	زمینشناسی ناحیههای.....
۱۸	۱-۲ مقدمه.....
۱۹	۲-۲ زمینشناسی ناحیههای.....
۲۰	۱-۲-۲ زمین شناسی نوار ارومیه-دختر.....
۲۳	۲-۲-۲ نوار دهج-ساردوئیه.....
۲۸	۲-۲-۳ زمین شناسی منطقه.....



۲۸	..... ۳-۲ زمین‌شناسی ساختمانی منطقه
۳۳	..... فصل سوم
۳۳	..... زمینشناسی و سنگ شناسی
۳۳	..... محدوده معدنی
۳۴	..... ۱-۳ پتروگرافی
۳۶	..... ۱-۱-۳ سنگ شناسی محدوده معدن کلواری
۳۷	..... ۱-۱-۱-۳ مجموعه آتشفشانی-رسوبی
۴۳	..... ۲-۱-۱-۳ توده‌های نفوذی نیمه عمیق پورفیری
۴۶	..... ۳-۱-۱-۳ دایکها
۴۹	..... فصل چهارم
۴۹	..... کاننه زایی و دگرسانی
۵۰	..... ۴-۱ مقدمه
۵۱	..... ۴-۲ دگرسانی پتاسیک
۵۳	..... ۴-۳ دگرسانی سرسیتیک (فیلیک)
۵۵	..... ۴-۴ دگرسانی پروپیلیتیک
۵۷	..... ۴-۵ دگرسانی آرژیلیکی
۵۹	..... ۴-۶ کانهای
۵۹	..... ۴-۶-۱ کانهای مس هیپوژن
۶۱	..... ۴-۶-۲ کانهای مس سوپرژن
۶۵	..... فصل پنجم
۶۵	..... کانیشناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنتیکی
۶۶	..... ۵-۱ مقدمه
۶۶	..... ۲-۵ کانیشناسی
۶۶	..... ۵-۲-۱ کانیه‌های سولفیدی منطقه مورد مطالعه
۷۱	..... ۵-۲-۲ کانیه‌های اکسیدی و هیدرواکسیدی آهن
۷۳	..... ۵-۲-۳ کانیه‌های کربناته منطقه مورد مطالعه
۷۵	..... ۵-۲-۴ کانیه‌های باطله در منطقه مورد مطالعه
۷۸	..... ۳-۵ انواع ساخت و بافت‌های کانسنگ
۷۹	..... ۱-۳-۵ ساخت و بافت رگه-رگچه‌های

۸۰	..... ۲-۳-۵ بافت دانه‌پراکنده
۸۱	..... ۳-۳-۵ بافت جانشینی
۸۳	..... ۴-۵ توالی پارازنتیکی
۸۵	..... فصل ششم
۸۵	..... ژئوشیمی
۸۶	..... ۱-۶ مقدمه
۸۶	..... ۶-۲ روش آنالیز
۸۷	..... ۶-۳ مس
۸۷	..... ۶-۴ ژئوشیمی سنگ میزبان
۸۷	..... ۱-۴-۶ نامگذاری سنگهای آذرین منطقه بر اساس عناصر اصلی و کمیاب
۸۹	..... ۲-۴-۶ تعیین سری ماگمایی
۹۱	..... ۳-۴-۶ تقسیم‌بندی ژنتیکی و موقعیت‌تکتونیکی
۹۴	..... ۴-۴-۶ نمودارهای عنکبوتی
۹۸	..... ۵-۶ ژئوشیمی کانسنگ
۱۰۵	..... فصل هفتم
۱۰۵	..... نتیجه‌گیری، تیپ و الگوی تشکیل کانسار و پیشنهادها
۱۰۶	..... ۱-۷ مقدمه
۱۰۶	..... ۲-۷ ویژگیهای معدنی و زمینشناسی مس کلواری
۱۰۷	..... ۳-۷ مقایسه ویژگیهای کانسار مس کلواری با انواع کانسارهای مس پورفیری
۱۱۱	..... ۴-۷ الگوی تشکیل کانسار کلواری
۱۱۶	..... ۷-۵ نتیجه گیری
۱۱۸	..... ۷-۶ پیشنهادات
۱۱۹	..... منابع

## فهرست جداول

- جدول ۱-۱: مختصات جغرافیایی محدوده بر اساس بیضوی میدا (WGS1984) و سیستم تصویر LAT/LON..... ۳
- جدول ۱-۲: میزان ذخیره و عیار معادن بزرگ ایران..... ۱۲
- جدول ۱-۳: جایگاه ایران در سالهای ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵ از نظر تولیدات مس..... ۱۳
- جدول ۱-۵: توالی پاراژنزی کانیه‌های تشکیل دهنده کانسار مس کلواری..... ۸۴
- جدول ۱-۶: (a) عیار متوسط، انحراف معیار و تغییرات عیار عناصر فلزی (عیار بر حسب ppm). (b) ضریب همبستگی پیرسون بین عناصر مس، مولیبدن، نقره، سرب، روی و آهن..... ۱۰۳
- جدول ۱-۷: مقایسه ویژگی‌های کانسار کلواری با کانسارهای مس پورفیری مدل مونزونیتی و دیوریتی (Gilbert and Park, 1977)..... ۱۰۷
- جدول ۲-۷: مقایسه برخی خصوصیات کانسار مس کلواری با چند کانسار مس پورفیری در ایران..... ۱۰۸
- جدول ۳-۷: مقایسه برخی خصوصیات کانسار مس کلواری با چند کانسار مس پورفیری در جهان..... ۱۱۰

## فهرست شکل ها

- شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه. .... ۴
- شکل ۱-۲: موقعیت کانسار کلواری بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ انار (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۴۹). .... ۶
- شکل ۱-۳: تصویر ماهواره ای قسمتی از کمر بند دهج-ساردوئیه و موقعیت کانسار مس کلواری بر روی آن. .... ۷
- شکل ۱-۴: عکس صحرایی توپوگرافی منطقه (دید رو به شرق). .... ۷
- شکل ۱-۵: تصویری از دهانه تونل های قدیمی در کانسار مس کلواری، دید رو به شمال. .... ۸
- شکل ۱-۲: کمر بند کوهزایی و متالوژنی آلپ- هیمالیا (after Lister et al., 2001) و موقعیت ایران بر روی آن. .... ۱۹
- شکل ۲-۲: جایگاه نوار آتشفشانی-نفوذی ارومیه-دختر و کانسار مس کلواری بر روی آن ( ) نقشه پهنبندی ساختاری-رسوبی ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳). .... ۲۰
- شکل ۲-۳: نوار دهج-ساردوئیه در مقایسه با کمر بند ارومیه-دختر. .... ۲۴
- شکل ۲-۴: نقشه متالوژنیک کمر بند دهج-ساردوئیه و موقعیت کانسار مس کلواری بر روی آن (V.Saric' and N.Mijalkovic' 1973). .... ۲۷
- شکل ۲-۵: نقشه گسلهای منطقه مورد مطالعه مستخرج شده از تصاویر ماهوارهای (علیزاده، ۱۳۸۹) با تغییر. .... ۳۰
- شکل ۲-۶: نمودار گلسرخی که روند گسلهای منطقه را نشان میدهد (علیزاده، ۱۳۸۹). .... ۳۱
- شکل ۱-۳: الف) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دهج که کانسار کلواری در آن مشخص گردیده، ب) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰ معدن مس کلواری (با تغییرات از الهی، ۱۳۹۵). .... ۳۵
- شکل ۲-۳: الف) ستون چینهشناسی قسمتی از کانسار مس کلواری (گمانه ۲۶) و ب) سکانس لیتولوژیکی بخشی از منطقه (الهی ۱۳۹۵). .... ۳۶
- شکل ۳-۳: الف) تصویر نمونه دستی از آگلومرا، ب: تصویر میکروسکوپی آگلومرا حاوی قطعات آندزیتی در نور عبوری (xpl) و پ: تصویر میکروسکوپی آگلومرا حاوی قطعات آندزیتی در نور عبوری (ppl). .... ۳۸
- شکل ۳-۴: الف) تصویر نمونه دستی از لیتیک توفهای منطقه. ب: تصویر میکروسکوپی از لیتیک توف (۱) قطعات کوارتز پر کننده حفرات (۲) قطعات سنگی با جنس بازالت و آندزیت بازالت (۳) اپیدوت (۴) بلورهای پلاژیوکلاز. .... ۳۹
- شکل ۳-۵: الف) رخنمون واحد آندزیتی در منطقه (دید رو به شمالغرب)، ب) نمونه دستی سنگ آندزیت با بافت پورفیری، .... ۴۰
- شکل ۳-۶: عکس صحرایی از آندزیت بازالتها منطقه (دید رو به شمالشرق). .... ۴۱
- شکل ۳-۷: الف) نمونه دستی از آندزیتبازالتهای (Ep: اپیدوت، PI: پلاژیوکلاز)، ب: تصویر میکروسکوپی از بافت غربالی در آندزیتبازالتهای منطقه (تجزیه پلاژیوکاز به Ep: اپیدوت و Ca: کلسیت). .... ۴۱

- شکل ۳-۸ الف: تصویر نمونه دستی از تراکیت، ب: تصاویر مقطع میکروسکوپی از تراکیت که کانی های پتاسیم  
 فلدسپار: kf و سرسیت: Sr در آن مشخص شده است. .... ۴۲
- شکل ۳-۹ الف) تصویر نمونه دستی از کوارتز دیوریت، ب، پ و ت تصاویر مقاطع میکروسکوپی از دیوریت ب.... ۴۴
- شکل ۳-۱۰ الف) عکس صحرایی از توده نفوذی گرانودیوریتی (دید رو به شمال)، ب) نمونه ..... ۴۵
- شکل ۳-۱۱ الف) نمایی از فرسایش پوست پیازی در گرانیب منطقه، ب) مقطع میکروسکوپی از گرانیب (Qz): کوارتز  
 ser: سرسیت (Kfs: پتاسیم فلدسپات). .... ۴۶
- شکل ۳-۱۲: تصویر صحرایی از دایکهای میکرودیوریتی (۱) و کوارتز دیوریتی (۲) در منطقه. .... ۴۷
- شکل ۴-۱: نقشه دگرسانی محدوده کانسار مس پورفیری کلواری. بیشترین گسترش مربوط به دگرسانی پروپیلیتیک و در  
 مرحله دوم آرژیلیک است. .... ۵۰
- شکل ۴-۲: تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پتاسیک در منطقه، ۱) پتاسیم فلدسپات ۲ ..... ۵۱
- شکل ۴-۳: تصویر صحرایی نمایانگر دگرسانیهای منطقه Pt: پروپیلیتیک ..... ۵۲
- شکل ۴-۴: تصویر صحرایی سنگ آتشفشانی با ساخت استوکورک که تحت تأثیر دگرسانی فیلیک قرار گرفته است. .... ۵۳
- شکل ۴-۵: تصاویر میکروسکوپی نمونههایی از سنگهای منطقه که تحت تأثیر دگرسانی فیلیک قرار گرفتهاند، ..... ۵۵
- شکل ۴-۶ الف) تصویر صحرایی از دگرسانی پروپیلیتیک، ب) نمونه دستی از سنگهای منطقه که تحت دگرسانی  
 پروپیلیتیک ..... ۵۶
- شکل ۴-۷: تصویر صحرایی از دگرسانی آرژیلیکی در منطقه مورد مطالعه (دید رو به جنوبشرق). .... ۵۷
- شکل ۴-۸: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانیهای تشخیص داده شده (آلیبت NALSi3O8، اورتوکلاز  
 KALSi3O8، ..... ۵۸
- شکل ۴-۹: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانیهای تشخیص داده شده (آلیبت NALSi3O8، اورتوکلاز  
 KALSi3O8، ..... ۵۸
- شکل ۴-۱۰: کانهزایی پیریت به دو شکل دانهپراکنده و رگه-رگجهای در داخل گرانودیوریتهای منطقه. .... ۶۰
- شکل ۴-۱۱: کانهزایی کالکوپیریت و بورنیت به صورت دانهپراکنده در متن سنگهای آتشفشانی منطقه. .... ۶۱
- شکل ۴-۱۲: کانیهای مس زون سوپرژن کانسار کلواری الف) آزوریت و کریزوکولا ب) مالاکیت، در سنگهای  
 آتشفشانی. .... ۶۳
- شکل ۴-۱۳: اکسید و هیدروکسیدهای آهن مربوط به زون سوپرژن در کانسار مس کلواری ۱) هماتیت ۲) گونیت ۳)  
 لیمونیت. .... ۶۳
- شکل ۵-۱: تصویر نمونهدستی از کانی پیریت درون سنگ میزبان گرانودیوریتی ب) بلورهای درشت و بیشکل پیریت به  
 صورت بافت توده‌ای. پ) بلورهای درشت و بیشکل کالکوپیریت با بافت توده‌ای و دانهپراکنده. .... ۶۸
- شکل ۵-۲: تصویر نمونه دستی از بورنیت و کالکوپیریت در سنگهای آتشفشانی منطقه. .... ۶۹

- شکل ۵-۳: تصویر میکروسکوپی از کانی بورنیت، کالکوپیریت و کولیت ..... ۶۹
- شکل ۵-۴: تصویر میکروسکوپی از کانی کالکوسیت ..... ۷۰
- شکل ۵-۵: تصویر میکروسکوپی از کانی بورنیت، کالکوپیریت و کولیت ..... ۷۱
- شکل ۵-۶: تصاویر میکروسکوپی نور انعکاسی از کانیه‌های اکسیدی موجود در منطقه: الف) همیافتی پیریت و هماتیت را نشان می‌دهد. ب) تیغه‌های سوزنی اولیژیست. پ) کانی گوتیت و ملاکیت ..... ۷۳
- شکل ۵-۷: تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از کانیه‌های کربناته: الف) تصویر میکروسکوپی از کانی ملاکیت که بصورت همیافت با گوتیت و آزوریت مشاهده می‌شود ب) تصویر نمونه دستی از کانی آزوریت به صورت همیافت با کانیه‌های اکسیدی ..... ۷۴
- شکل ۵-۸: تصویر میکروسکوپی از کانی آزوریت با انعکاس داخلی آبی پررنگ ..... ۷۵
- شکل ۵-۹: تصویر میکروسکوپی کوارتز رگه-رگجه‌ای در سنگهای منطقه ..... ۷۶
- شکل ۵-۱۰: تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی کلریت در نور عبوری الف) PPL و ب) XPL ..... ۷۶
- شکل ۵-۱۱: تصویر میکروسکوپی از کلسیت رگهای به همراه کوارتز (نور عبوری XPL) در لیتیک توفهای منطقه ..... ۷۷
- شکل ۵-۱۲: تصویر میکروسکوپی از سرسیت (Ser) بصورت نقاط پراکنده، در سطح پتاسیم فلدسپاتها (Kfs) مشاهده می‌شود که حاصل دگرسانی آنها می‌باشد ..... ۷۸
- شکل ۵-۱۳: تصویر صحرایی از ساخت رگه-رگجه‌ای در سنگهای آتشفشانی منطقه. ۱- رگجه‌های غنی از سیلیس و ۲- رگجه‌های غنی از اکسیدهای آهن ..... ۸۰
- شکل ۵-۱۴: تصویر میکروسکوپی از بافت دانپراکنده کانی پیریت در سنگهای گرانودیوریتی ..... ۸۱
- شکل ۵-۱۵: تصویر میکروسکوپی از بافت جانشینی (جانشینی کالکوسیت در حاشیه به جای کالکوپیریت) ..... ۸۲
- شکل ۵-۱۶: تصویر میکروسکوپی نور انعکاسی که بافت کلوفرمی گوتیت را نشان می‌دهد ..... ۸۳
- شکل ۶-۱: طبقه‌بندی سنگهای آذرین منطقه با استفاده از نمودار تغییرات (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) در مقابل SiO<sub>2</sub> ..... ۸۸
- شکل ۶-۲: طبقه‌بندی سنگهای خروجی منطقه با استفاده از نمودارهای تغییرات Zr/TiO<sub>2</sub> در مقابل ..... ۸۹
- شکل ۶-۳: تعیین سری ماگمایی سنگهای آتشفشانی و نفوذی با استفاده از نمودارهای الف) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل ..... ۹۰
- شکل ۶-۴: تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار تغییرات Rb در مقابل Y+Nb که اکثر ..... ۹۲
- شکل ۶-۵: تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008) ..... ۹۳
- شکل ۶-۶: تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار تغییرات Zr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ..... ۹۴
- شکل ۶-۷: الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه: الف) نسبت به گوشته اولیه و ب) نسبت به کندریت ..... ۹۷

- شکل ۶-۸: نمودار فراوانی مس، مولیبدن، سرب، روی، نقره و آهن در کانسار (برحسب ppm) ..... ۱۰۱
- شکل ۷-۱: تحوالت زمینساختی- ماگمایی و مراحل شکلگیری پهنه سنندج- سیرجان بر مبنای مدل (Sheikholeslam et al., 2008) ..... ۱۱۲
- شکل ۷-۲: مدل شماتیک از توده‌ی نفوذی و تشکیل کانسار مس پورفیری کلواری، الف) تشکیل حوضه پشت کمانی، ب) چین خوردگی و جابجایی لایه‌ها، ج) نفوذ دایکها ..... ۱۱۵
- شکل ۷-۳: مدل کانهای و زونهای مختلف کانهای تحت تأثیر سیالات ماگمایی و جوی ..... ۱۱۵
- شکل ۷-۴: مدل دگرسانی و گسترش زونهای دگرسانی در اطراف سیستم کانهای مس کلواری ..... ۱۱۶

## نگارش پایانامه و مقالات همایشی و علمی پژوهشی

مقالات استخراج شده از این پایانامه به شرح زیر است:

- "ژئوشیمی سنگ‌های میزبان و کانسنگ مس کلواری" دهمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی

اقتصادی، دانشگاه اصفهان ۱۳۹۷.

- "پetroگرافی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی میزبان کانسار کلواری، شمال شهربابک". یازدهمین

همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید چمران اهواز ۱۳۹۸.

- "ویژگی‌های کانساری مس کلواری بعنوان یک کانسار پورفیری". یازدهمین همایش ملی انجمن

زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید چمران اهواز ۱۳۹۸.

- "زمین‌شناسی، پetroگرافی سنگ میزبان و ارتباط آن با کانه‌زایی مس در کانسار مس کلواری

(شمال شهربابک) در دست داوری.







# فصل اول

## کلیات

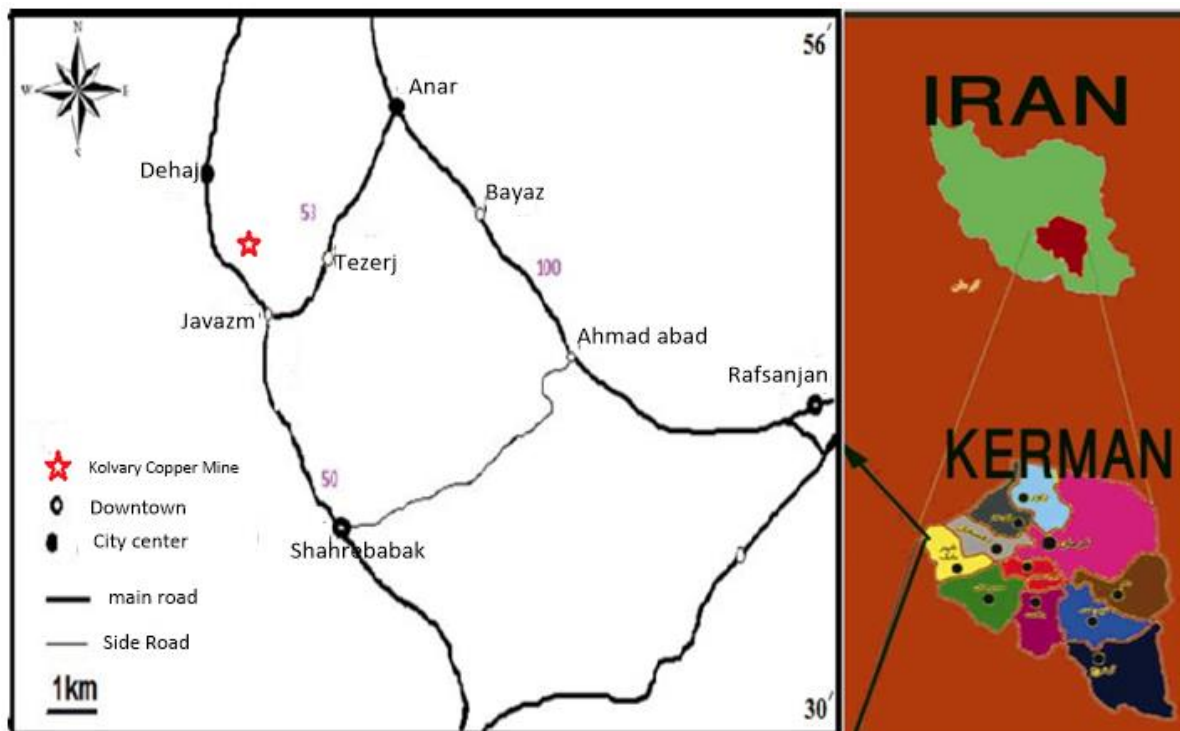
## ۱-۱ مقدمه

مس یکی از پرکاربردترین فلزات دنیا در صنعت‌های مختلف است. انواع کانسارهای مس شامل: کانسارهای رگه‌ای، اسکارن، رسوبی، سولفید توده‌ای، سولفیدی ماگمایی، IOCG و پورفیری هستند که کانسارهای مس پورفیری به دلیل ذخیره زیاد و ناچیز بودن هزینه‌های بهره‌برداری از اهمیت بسیاری زیادی برخوردار هستند. امروزه قسمت اعظم مس دنیا از کانسارهای مس پورفیری به دست می‌آید. کانسارهای مس پورفیری با سنگهای مونزونیتی، دیوریتی و گرانودیوریتی کالک آلکالن همراه هستند. اصطلاح پورفیری از بافت پورفیری سنگهای همراه اخذ شده است. کمان ماگمایی ارومیه-دختر میزبان اصلی ذخایر مس پورفیری در ایران است. بخش جنوبی این کمربند، که به طور عمده در استان کرمان واقع است به عنوان کمربند فلززایی کرمان یا کمربند دهج-ساردوئیه شناخته می‌شود. از کانسارهای پورفیری مهم این کمان ماگمایی می‌توان کانسارهای سرچشمه، میدوک، چاه‌فیروزه، ایجو و ... را نام برد. کانسار کلواری نیز در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و کمربند دهج-ساردوئیه در شمال شهرستان شهربابک قرار گرفته است. سنگهای این منطقه به چهار گروه سنگهای آتشفشانی - آذرآواری ائوسن آندزیت، آندزیت‌بازالت، تراکی‌آندزیت، لیتیک توف و کریستال توف، توده‌های نفوذی گرانودیوریت، مونزونیت، دیوریت و کوارتزیدیوریت و گرانیت قابل تقسیم هستند. در الیگوسن میانی تا میوسن تزریق توده‌های دیوریتی تا گرانودیوریتی موجب تشکیل ذخایر مس پورفیری منطقه شده. این منطقه یکی از مناطق عمده با پتانسیل مس پورفیری در کمربند متالوژنی کرمان است. ازین رو بررسی‌های نحوه‌ی تشکیل کانسار، کانی‌شناسی، دگرسانی و ... که در بهره‌برداری از این معدن قابل اهمیت می‌باشند هدف نگارش این پایانامه می‌باشد. این تحقیق برپایه مشاهدات و برداشتهای صحرایی و مطالعات میکروسکوپی سنگهای میزبان و کانسنگ مس در منطقه نگاشته شده است.

## ۲-۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در ۶۰ کیلومتری شمال شهرستان شهربابک (استان کرمان) و مختصات جغرافیایی "۵۴°۵۷'۲۲" تا "۵۴°۵۹'۱۴" و "۳۰°۳۴'۳۶" تا "۳۰°۳۵'۲۵" قرار گرفته است. جدول (۱-۱)، مختصات جغرافیایی محدوده مورد نظر را نشان می‌دهد. راه دسترسی به معدن جاده آسفالتی شهرستان انار- شهربابک، ۸ کیلومتری جاده آسفالتی جوزم- دهج، معدن در سمت راست جاده بوسیله تابلو شرکت معدنی (بابک صالح) مشخص می‌گردد و از جاده آسفالتی جوزم-دهج حدود ۲ کیلومتر جاده خاکی به سمت شمال باید طی شود تا به محدوده بهره برداری ماده معدنی برسیم (شکل ۱-۱). از مراکز مسکونی مهم اطراف می‌توان بخش‌های جوزم در ۸ کیلومتری و دهج در ۱۸ کیلومتری منطقه را نام برد.

جدول ۱-۱: مختصات جغرافیایی محدوده بر اساس بیضوی مبدا (WGS1984) و سیستم تصویر LAT/LON					
عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	رئوس	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	رئوس
"۳۰°۳۴'۳۶"	"۵۴°۵۷'۲۲"	C	"۳۰°۳۵'۲۵"	"۵۴°۵۹'۱۴"	A
"۳۰°۳۴'۳۸"	"۵۴°۵۹'۱۴"	D	"۳۰°۳۴'۳۶"	"۵۴°۵۷'۲۲"	B



شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه.

### ۱-۳ آب و هوا و پوشش گیاهی

منطقه مورد نظر تابستان‌های نسبتاً معتدل و خنک و زمستان‌های بسیار سرد دارد. میانگین درجه حرارت سالانه ۱۴/۵ درجه سانتی گراد، حداکثر مطلق درجه حرارت ۳۵ درجه سانتی گراد در ماه‌های تیر و مرداد و همچنین حداقل مطلق دما ۱۸- درجه سانتی گراد در ماه‌های آذر و دی به وقوع می‌پیوندد و میزان بارندگی سالیانه ۱۳۵ میلی‌متر گزارش شده است. جهت باد غالب جهت جنوب و جهت غرب بوده که بترتیب برابر ۲۹۷ و ۲۵۵ مورد در طول سال ثبت شده است. در این منطقه پوشش گیاهی نسبتاً متراکم وجود دارد و بر اساس مشاهدات از تیپ‌های گیاهی شناسایی شده در منطقه می‌توان به درمنه، چنزوک، قیج، گون، کلاه قاضی و ارژن اشاره داشت.

## ۱-۴ وضعیت معیشتی، اشتغال، اجتماعی و فرهنگی

در داخل و مجاور منطقه دهج بیش از ۴۲ آبادی وجود دارد که به جز خود شهر دهج، بقیه آبادی‌ها کمتر از ۱۵ خانوار جمعیت دارند و عمدتاً به صورت فصلی مورد استفاده قرار می‌گیرند. جمعیت ساکن در منطقه از طریق دامپروری امورات زندگی خود را می‌گذرانند و صددرد به اکوسیستم مرتعی وابسته‌اند و اکثراً زندگی عشایری دارند. همچنین دیگر راه‌های امرار معاش مردم منطقه از طریق کشاورزی از نوع باغات و صیفی‌کاری و قالی بافی است.

## ۱-۵ ژئومورفولوژی

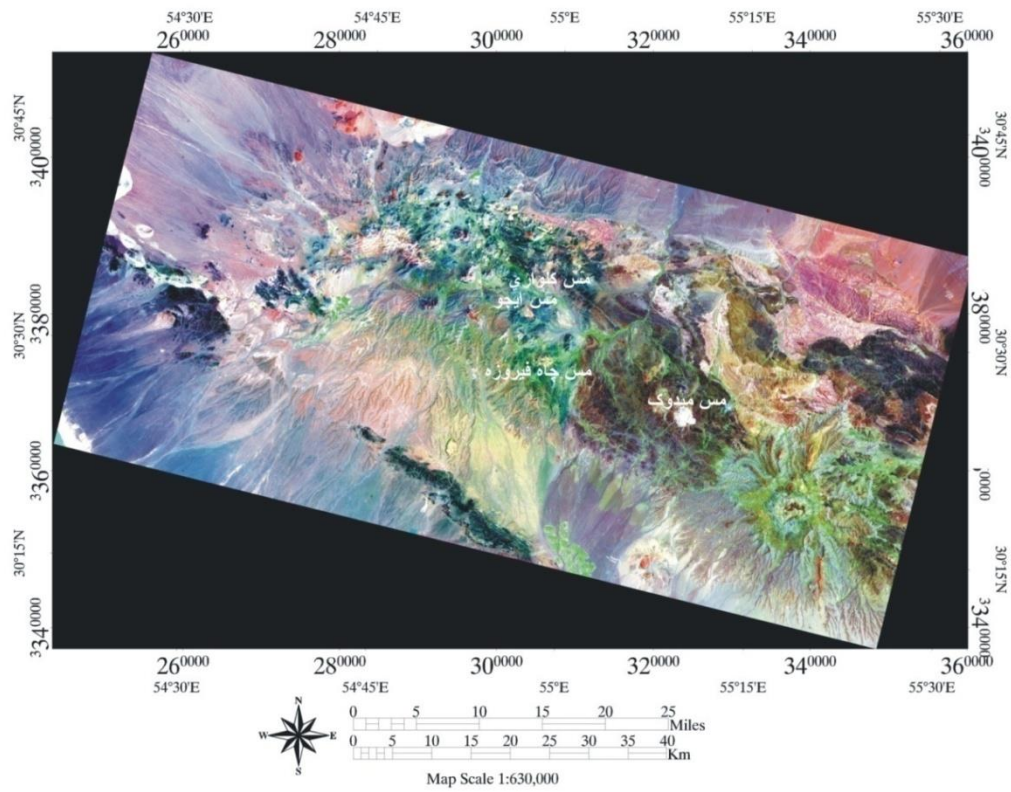
منطقه دهج با دارا بودن سیمای کوهستانی در بخش‌های مرکز و جنوب و همچنین دشت‌های وسیع در بخش شمالی و جنوبی از چشم‌اندازهای منحصر به فردی برخوردار می‌باشد. این منطقه بر روی پهنه برشی راستگردی که توسط گسل‌های رفسنجان در شمال و گسل شهر بابک در جنوب محصور شده، قرار دارد. مطالعات ساختاری متفاوت در این منطقه نشان می‌دهد که اکثر ذخایر و به خصوص پورفیری‌ها دارای ارتباط ژنتیکی بسیار نزدیکی با سیستم‌های گسلی امتداد لغز در این ناحیه از کمر بند ارومیه-دختر می‌باشند (Forster, 1976) (Zarasvandi.etal, 2005). عمده توپوگرافی منطقه ارتفاعات نسبتاً مرتفع را در بر می‌گیرد که توده‌های نفوذی به صورت دایک‌هایی با ضخامت‌های مختلف به داخل آن‌ها نفوذ کرده است. در قسمت‌های کم ارتفاع نیز ما تراس‌های آبرفتی کواترنر را با سیستم آبراهه‌های دندریتی مشاهده می‌نماییم از جمله رودخانه‌های دائمی و فصلی مهم منطقه دهج می‌توان به توران، چهارخادو، دهج، مدوار و چغوتو اشاره کرد. همچنین منطقه دارای بیش از ۱۰۵ چشمه که تعداد زیادی از آن‌ها فاقد نام بوده، سه بند و ۱۳ قنات منابع آبی بسیار مهم منطقه محسوب می‌شود. از مهمترین کوه‌های منطقه می‌توان به کوه تزرج با ارتفاع ۲۷۸۱، کوه ایوب ۳۳۶۸ و کوه محمدآباد ۳۴۱۰ متر اشاره کرد. (شکل ۱-۲) موقعیت منطقه را بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ انار

(سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۴۹)، (شکل ۳-۱) موقعیت منطقه در نقشه ماهواره‌ای و (شکل ۴-۱) عکس صحرایی از توپوگرافی منطقه را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۱: موقعیت کنسار کلواری بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ انار (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۴۹).





شکل ۱-۳: تصویر ماهواره ای قسمتی از کمربند دهج-ساردوئیه و موقعیت کانسار مس کلاری بر روی آن.



شکل ۱-۴: عکس صحرائی توپوگرافی منطقه (دید رو به شرق).

## ۱-۶ تاریخچه معدنکاری در منطقه

در این منطقه آثار تونل های قدیمی (شکل ۱-۵) و همچنین تل های سرباره ای مس دار که نشان دهنده ی وجود کوره های ذوب قدیمی هستند به وفور قابل مشاهده است و بسیاری از معادن بزرگ منطقه را از روی آثار شادای قدیمی کشف کرده اند. قدمت شهرستان شهربابک به زمان ساسانیان برمیگردد از معادن بزرگ این ناحیه می توان معدن مس پورفیری میدوک، چاه فیروزه و کانسار مس ایچو را نام برد.



شکل ۱-۵: تصویری از دهانه تونل های قدیمی در کانسار مس کلواری، دید رو به شمال.

## ۱-۷ مطالعات انجام شده قبلی

مطالعه کانسارهای مس پورفیری از موضوعاتی است که توسط افراد بسیاری مورد پژوهش و بررسی قرار گرفته‌اند. از جمله این مطالعات، به موارد زیر میتوان اشاره نمود: (1966) Titley and Hicks تناژ و عیار کانسارهای مس پورفیری را مورد مطالعه قرار داده‌اند. دگرسانی، کانی‌زایی و نیز ساخت منطقه‌ای سولفیدی-سیلیکاتی از ویژگیهای مهم کانسارهای مس پورفیری است که اولین بار بر روی کانسار کالامازو (آریزونا) مطرح شد. لوول و گیلبرت در این تحقیق ارزشمند و بنیادی نشان دادند که بهترین چهارچوب مرجعی که می‌-

تواند تمام سیماهای دیگر این ذخایر را به هم مرتبط سازد، ماهیت و توزیع مناطق دگرسانی گرمایی است (Lowell and Guilbert, 1970). (Livingston 1973) ثابت کرد که رخداد تشکیل سیستم‌های مس پورفیری در شمال غرب آمریکا و مکزیک در نتیجه حرکت قاره نسبت به نقاط داغ افزایش می‌یابد. درصد مس و

تناژ کانسارهای مس پورفیری در سال ۱۹۸۷ نیز توسط Evans مورد پژوهش و بررسی قرار گرفت. سن تشکیل ذخایر مس پورفیری بوسیله (1977) Hunt و (1979) Gustafson بررسی شده است. Memilan and Panteeleyev در سال ۱۹۸۰ عمق تشکیل و ریخت‌شناسی این کانسارها را مورد مطالعه قرار داده‌اند. کمربند آند مهمترین کمربند جهانی مس پورفیری می‌باشد که نیمی از کانسارهای مس پورفیری در این کمربند واقع شده است. از کانسارهای مهم و بزرگ در این کمربند میتوان به چوکی کاماتا و السوادور اشاره کرد (Mitchell and Garson, 1984). سینگر (Singer et al, 2002) به همراه همکارانش سنگهای همراه کانسارهای پورفیری را شناسایی کرده است با توجه به بررسی‌های ایشان سنگهای آذرین مانند گرانیت، سینیت و ریولیت و سنگهای فلسیک مانند کوارتزمونزودیوریت می‌توانند میزبان کانسارهای مس پورفیری باشند.

از کانسارهای مهم ایران میتوان به مس پورفیری سونگون، سرچشمه و میدوک اشاره کرد. (لادام ۱۹۴۵)، باریان (۱۹۶۴)، تقی زاده (۱۹۶۶) بازن و هوبنر (۱۹۶۹) لاهورن و ملاکور (۱۹۷۰) موحد و همکاران (۱۹۷۴) نخستین کسانی بودند که بر روی مس پورفیری سونگون کار کرده‌اند. شفیع‌ی در سال ۱۳۷۹ به مطالعه پراکندگی ژئوشیمیایی مس در کانسار سرچشمه پرداخته است. طباطبایی نیز در سال ۱۳۸۱ به بررسی ژئوشیمیایی بر روی اهمیت اکتشافی هاله‌های لیتوژئوشیمیایی این کانسار پرداخته است. شرکت ملی صنایع مس ایران نیز در سال ۱۳۵۸ فعالیت‌های اکتشافی خود را بر روی این کانسار انجام داد. اولین مطالعات زمین‌شناسی در ناحیه‌ی کرمان توسط Pilgrim (1969) بر روی زمین‌شناسی کرمان انجام شده است. دیمیتروویچ و همکاران (۱۹۷۳) زمین‌شناسی منطقه کرمان را مورد مطالعه قرار داده، که نتیجه بررسی‌های وی به صورت گزارشی در سازمان زمین‌شناسی و معدنی کشور همراه با یک نقشه زمین‌شناسی عمومی منطقه به مقیاس ۱:۵۰۰۰۰۰ و ۲۳ برگ نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ منتشر شده است. استان کرمان دربرگیرنده کانسارهای مهم مس پورفیری می‌باشد و گزارشات، مقالات و پژوهش‌های زیادی از جمله (Shafiei, Behnam, and Jamshid), (Aminzadeh, Balandeh et al, 2011), (shafiei et al, 2009), Shahabpour 2012 بر روی این کانسارها در مناطق مختلف انجام شده است.

اولین مطالعات اکتشافی کانسار کلواری در سال ۱۹۷۰ میلادی توسط شرکت یوگسلاوی متال گزل شافت انجام گرفته است. گروه اکتشافی این شرکت در این منطقه اقدام به حفر چاه اکتشافی در مناطق آلتراسیونی کردند. کارهای اکتشافی که در این منطقه انجام گرفت منجر به حفر ۵ چاه اکتشافی شد. مطالعات انجام شده بر روی این گمانه‌ها وجود کانی‌سازی افشان مس را در سنگ‌های نفوذی دگرسان شده تأیید کرده است در آبراهه‌های شمالی و جنوبی کانسار مقدار آنومالی مس بیش از ۸۲۵ گرم در تن مشخص شده است (اندرو، ۲۰۰۱). در مجموع بیش از ۵۰۰ متر تونل استخراجی در امتداد رگه‌ها متعلق به سنوات گذشته معدنکاری در عمق ۵ الی ۱۰ متری از سطح زمین در عملیات اکتشافی و استخراجی اخیر آشکار و شناسایی گردیده است.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (1352)، گزارش و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوشه دهج را تهیه کرده‌اند.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۶۰)، گزارش و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوشه انار را تهیه کرده‌اند.

ناصری، (۱۳۹۵)، ناصری در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود گفت: زمین‌شناسی این منطقه نشان می‌دهد که استوک‌ها در داخل واحدهای آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی ائوسن، در قسمت غربی کانسار روند شمالی-جنوبی و تا حدودی روند شمالغرب-جنوبشرق و در قسمت‌های شرقی کانسار روند شمالشرق-جنوبغرب با امتداد و شیب عمومی به سمت غرب دارند.

سالاری، (۱۳۹۵)، سالاری در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود تعیین ذخیره بخش جنوب غربی کانسار مس کلوری را به صورت احتمالی ۲۰ میلیون تن برآورد کرد.

## ۸-۱ کلیاتی در مورد مس

### ۱-۸-۱ منابع مس در ایران

کشور ایران بدلیل وضعیت زمین‌شناسی خاص از ذخایر فراوان مس برخوردار می‌باشد. عمده ذخایر ایران از نوع پورفیری و رگه‌ای می‌باشند. ذخایر قطعی مس کشور حدود ۲ میلیارد تن برآورد گردیده است که با مد نظر قراردادن عیار محتوای مس در این ذخایر، مس محتوای موجود حدود ۱۸ میلیون تن برآورد گردیده است که در مقیاس جهانی حدود ۴ درصد ذخایر مس جهان را شامل می‌شود. تعداد معادن مس کشور در حال حاضر ۳۹ معدن شامل: کرمان ۱۴ معدن، زنجان ۵ معدن، آذربایجان شرقی ۴ معدن، قزوین، سمنان، خراسان رضوی ۳ معدن، خراسان جنوبی، یزد، قم، مرکزی، فارس، سیستان و بلوچستان و تهران هرکدام یک معدن

می باشد. از معادن فوق الذکر ۱۷ معدن در کشور که بزرگترین آنها شامل معدن مس سرچشمه با ذخیره قطعی ۸۲۶ میلیون تن، مس سونگون ۴۴۰ میلیون تن، مس میدوک ۱۴۴ میلیون تن میباشد که مجموع تولید معادن فعال مس در سال ۱۳۸۹ برابر ۸۷۳/۶۶۳/۳۷ تن ماده معدنی بوده است فعال می باشند. معدن مس سرچشمه: این معدن بزرگترین معدن مس کشور بوده و ذخیره قطعی معدن از ۸۲۶ میلیون تن تا ۱/۲ میلیارد تن در گزارشات مختلف بیان گردیده است. این کانسار از نوع معادن مس-مولیبدن پورفیری می باشد. عنصر طلا بعنوان محصول فرعی (By-Product) از این معدن بدست می آید. میانگین واقعی عناصر در معدن شامل: مس، ۰/۶۹٪، مولیبدن ۰/۰۴٪، طلا و نقره بترتیب ۰/۰۶ و ۱/۱۴ گرم در تن گزارش گردیده است. در جدول (۱-۲) میزان ذخایر و عیار معادن بزرگ مس ایران و جدول (۱-۳) جایگاه ایران در سال ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵ از نظر تولیدات مس با توجه به آمار پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور.

جدول ۱-۲: میزان ذخیره و عیار معادن بزرگ ایران.

ردیف	نام معدن	عیار مس	تناژ (بر حسب تن)	نوع
۱	معدن سرچشمه	۰.۵	۲۰۸۱	پورفیری
۲	معدن سونگون	۰.۶	۸۴۶	پورفیری-اسکارن
۳	معدن نوچون	۰.۲۶	۵۲۷	پورفیری
۴	معدن میدوک	۰.۶۱	۱۷۶	پورفیری
۵	معدن دره زار	۰.۳۸	۲۸۳	پورفیری
۶	معدن (کانسار) مسجد دافی	۰.۳۴	۲۰۴	پورفیری-ابی ترمال
۷	معدن درآلو	۰.۳۶	۱۸۶	پورفیری-ابی ترمال
۸	معدن هفت چشمه	۰.۲۶	۱۸۴	پورفیری-ابی ترمال
۹	معدن چاه فیروزه	۰.۴۱	۱۴۹	پورفیری-ابی ترمال

(پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور، ۲۰۱۶)

جدول ۱-۳: جایگاه ایران در سال‌های ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵ از نظر تولیدات مس

ایران در جهان				ایران در آسیا				
رتبه		درصد		رتبه		درصد		
۲۰۱۵	۲۰۱۴	۲۰۱۵	۲۰۱۴	۲۰۱۵	۲۰۱۴	۲۰۱۵	۲۰۱۴	
۱۶	۱۶	۱,۴	۱,۲	۵	۵	۶,۶	۶,۱	تولیدات معدنی
۱۸	۱۹	۱,۵	۱,۵	۶	۷	۲,۶	۲,۸	تولیدات ذوب
۲۲	۲۳	۰,۹	۰,۹	۶	۷	۱,۷	۱,۸	تولیدات مس پالایش شده

(CRU, Jaurnary 2016)

## ۱-۹ طرح مسئله

کمان ماگمایی ارومیه-دختر یکی از مهمترین کمربندهای فلززائی در ایران است که کانسارهای پورفیری زیادی را در خود جای داده است. بخش جنوبی این کمان با نام نوار دهج-ساردوئیه شناخته می‌شود که کانسار مورد مطالعه در این قسمت قرار دارد. از کانسارهای مهم پورفیری که در این ناحیه قرار دارند می‌توان به کانسار مس پورفیری سرچشمه، میدوک و چاه فیروزه اشاره کرد. از آنجا که تا کنون تحقیقات جامع و کاملی از لحاظ دگرسانی، ژئوشیمی و کانه‌زایی در این منطقه انجام نگرفته، ما در این تحقیق هدف خود را بر روی بررسی‌های ژئوشیمیایی کانه‌زایی و دگرسانی منطقه قرار داده ایم. در این تحقیق ضمن مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انتظار می‌رود به سؤالات زیر در مورد کانسار مس کلواری پاسخ مناسب داده شود:

- رابطه کانی‌زایی با سنگ میزبان چگونه است؟
- کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنتیکی کانی‌ها در کانسار چگونه است؟
- ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پهنه‌بندی فلزی کانسار چگونه است؟
- انواع دگرسانی و پهنه‌بندی آن‌ها در منطقه به چه صورت است؟
- چه عواملی کانی‌زایی را در منطقه کنترل می‌کنند؟
- الگوی تشکیل کانسار چگونه است؟

- کلیدهای اکتشافی جهت بهینه سازی فعالیت‌های اکتشافی در محدوده و شناسایی ذخایر جدید در منطقه کدامند؟

## ۱-۱۰ اهداف

این پایان‌نامه با هدف کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس کلواری و مقایسه ی آن با کانسارهای مشابه در منطقه پیشنهاد گردید امید است نتایج مورد قبولی حاصل شده باشد

## ۱-۱۱ روش مطالعه

### ۱-۱۱-۱ جمع آوری اطلاعات دفتری

در این مرحله اطلاعات و داده‌های منتشر شده‌ی قبلی اعم از مقالات، پایان‌نامه‌ها، نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی، گزارش‌های تحقیقی و تصاویر ماهواره‌ای جمع آوری شده و مورد بررسی قرار گرفتند.

### ۱-۱۱-۲ عملیات صحرایی

پس از انجام مطالعات کتابخانه‌ای طی مراحل بازدید، مشاهدات صحرایی و برداشت نمونه از پروفیل‌های نمونه برداری تنظیم شده بر اساس تغییراتی مانند نوع لیتولوژی، دگرسانی‌ها و تنوع کانیایی تعداد ۱۰۰ نمونه‌ی صحرایی برای انجام مطالعات آزمایشگاهی برداشت شد.

### ۱-۱۱-۳ مطالعات آزمایشگاهی

پس از نمونه برداری با توجه به اهداف مطالعه، بررسی‌های مختلف به شرح زیر روی نمونه‌های سنگ انجام شد:



تهیه ۱۳۰ عدد مقطع نازک، از نمونه‌های سنگی سطحی و انجام مطالعات پتروگرافی بر روی آنها.

تهیه ۳۶ عدد مقطع صیقلی.

مطالعه ۳ نمونه به روش پراش اشعه ایکس (XRD) به منظور شناسایی کانیهای مجهول موجود در

سنگهای منطقه، فازهای کانه‌زایی و مطالعه دگرسانی در آزمایشگاه دانشگاه دامغان.

دریافت داده‌های ژئوشیمیایی ۱۵۰ نمونه‌ی سنگ و کانسنگ مربوط به گمانه‌های اکتشافی از شرکت

که برای عناصر مس، مولیبدن، آهن، سرب و روی به روش جذب اتمی تجزیه شده‌اند.

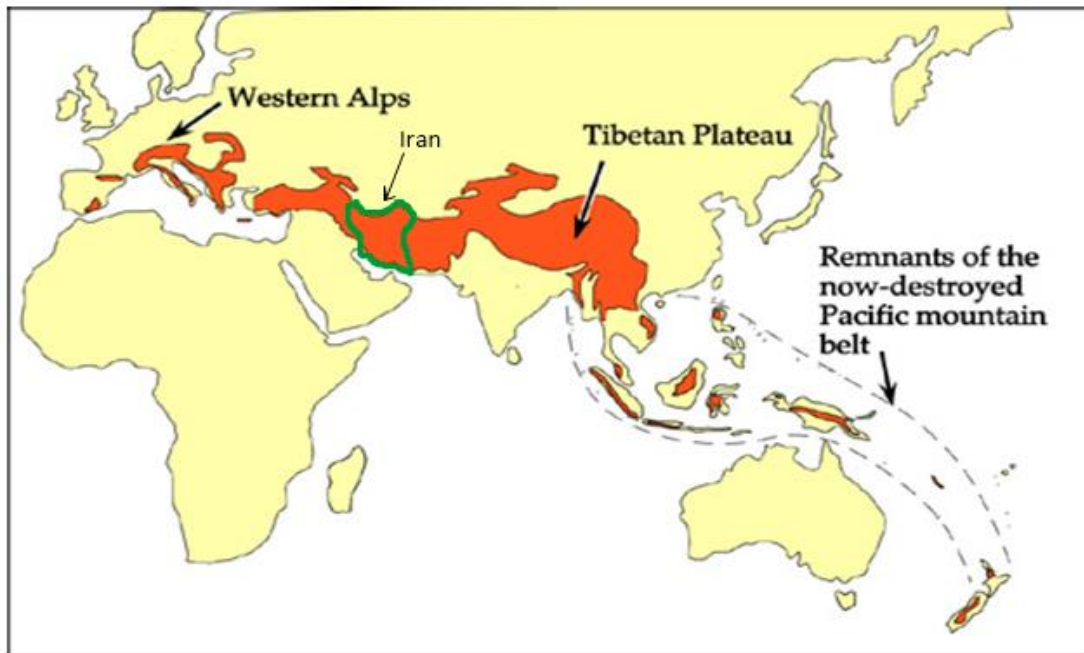


## فصل دوم

# زمین‌شناسی ناحیه‌ای

## ۱-۲ مقدمه

کانسارهای مس پورفیری به جهت ذخیره بالا و استخراج روباز حائز اهمیت هستند. این نهشته‌های متشکل از رگچه‌های متقاطع یا استوک‌ورک، شامل کوارتز، کالکوپیریت و دیگر کانی‌ها بوده که در اطراف نفوذی‌های فلسیک یافت می‌شوند. یک کانسار تیپیک مس پورفیری، توده نفوذی مرکب، استوانه‌ای و استوک مانندی است که رخنمونی کشیده یا نامنظم دارد و اغلب، سنگ‌هایی متوسط دانه با بافتی همسان‌دانه آن را در بر می‌گیرد. (این کانسارها از ۱۹۲۰ به این نام موسوم شدند و تا قبل از سال ۱۹۰۵ هیچکدام از کانسارهای با ارزش مس این تیپ مورد استخراج قرار نمی‌گرفتند. اهمیت یافتن این کانسارها مرهون پیشرفت در فن آوری استخراج و تغلیظ مواد معدنی است. اولین کانسار مس پورفیری که بعنوان کانسار عیار پایین ۰.۲٪ — ۰.۱٪ مس مورد استخراج قرار گرفت، کانسار بینگهام در یوتای آمریکاست. کانسارهای مس پورفیری در کمربندهای تکتونیکی زون فرورانش حاشیه قاره‌ها و جزایر قوسی کشف شده‌اند. اکثر ذخایر کشف شده متعلق به دوران سوم و دوم بوده است که در کمربندهای تکتونیکی حاشیه اقیانوس آرام واقع شده‌اند. از جمله این ذخایر می‌توان کانسارهای شیلی، پرو، مکزیک، آمریکا، کانادا، فیلیپین، زلاندنو و گینه جدید را نام برد. تیتلی و هیکس (۱۹۹۶) کانسارهای مس پورفیری را اینگونه تعریف کرده‌اند: مس پورفیری به کانسارهایی اطلاق می‌شود که دارای ذخیره بالا، عیار پایین، غیرهمزاد و درونزاد باشد و از طریق روش‌های معدنکاری بزرگ قابل استخراج باشد. یکی از کمربندهای کوهزایی مهم که کانسارهای مس پورفیری را در بر دارد کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا است، که از غرب اروپا تا جنوب شرق آسیا امتداد دارد و ایران در قسمت میانه این کمربند قرار دارد (شکل ۱-۲). کانسار مس کلواری در بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه-دختر نیز قسمتی از این کمربند است. در این فصل زمین‌شناسی ناحیه‌ای، چینه‌شناسی، زمین‌شناسی اقتصادی و همچنین تعیین جایگاه زمین‌شناسی و لیتولوژیکی کانسارهای مس در نوار دهج ساردوئیه و مس کلواری با استفاده از مطالعات و داده‌های موجود توضیح داده شده است.

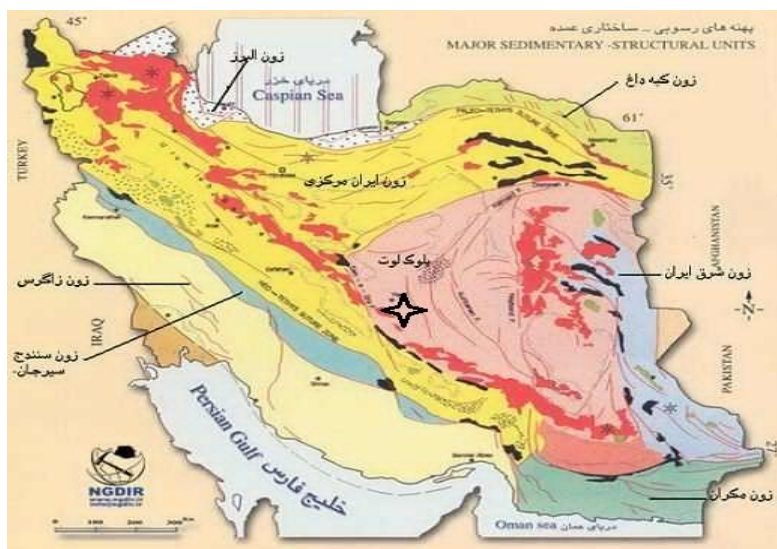


شکل ۲-۱: کمربند کوهزایی و متالوژنی آلپ-هیمالیا (after Lister et al., 2001) و موقعیت ایران بر روی آن.

## ۲-۲ زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه مورد مطالعه در پهنه‌ی رسوبی-ساختاری ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۲-۲). ایران مرکزی از شرق به بلوک افغان، از شمال به سلسله جبال البرز و از جنوب و غرب به زون سنندج-سیرجان محدود می‌گردد (خسروتهرانی، ۱۳۸۲). این بلوک همراه با منطقه البرز متحمل چندین فاز کوهزایی، ماگماتیسم و دگرگونی در طی نئوپروتروزوئیک شده است (Berberian and King, 1981). ایران مرکزی در تمام مدت پالتوزوئیک وضعیتی مشابه با دیگر نقاط ایران داشته است، به طوری که فرورفتگی ایران مرکزی احتمالاً حوضه وسیع کم عمقی را تشکیل می‌داده است. در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک از نظر زمین‌ساختی منطقه پرتحرکی بوده و فعالیت ماگمایی در آن دیده می‌شود. دوره ترشیری در ایران مرکزی با یک واحد کنگلومرایی و ماسه سنگی شروع می‌شود که با ناپیوستگی، سنگ‌های قدیمتر را می‌پوشاند. به طرف بالای سکانس، واحدهای آتشفشانی شامل گدازه‌های دریایی و قاره‌ای و توف‌های داسیتی مشخص می‌شوند (Berberian).

(and King, 1981) فعالیت‌های ماگمایی شدید سنوزوئیک در ایران مرکزی منجر به تشکیل کمربند نفوذی-آتشفشانی ارومیه-دختر شده است. این فعالیت ماگمایی در طول ائوسن به اوج خود رسیده که رخداد آن به فرورانش صفحه عربی به زیر ایران مرکزی در امتداد گسل زاگرس نسبت داده شده است (Forster, 1976). تزریق ماگماهای گرانیتی در امتداد حاشیه قاره‌ای فعال ایران مرکزی به طور متناوب از تریاس تا میوسن ادامه داشته است (Berberian and King, 1981). مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر، در واقع کمربند آتشفشانی-نفوذی ترشیری ایران مرکزی است که تحت عنوان سه‌د-بزمان (Vialon et al, 1972) یا ارومیه-دختر (Jung et al, 1975) نامیده شده است که چون منطقه مورد مطالعه بخشی از این کمربند ماگمایی است در ادامه به توصیف بیشتر آن پرداخته شده است.



شکل ۲-۲ جایگاه نوار آتشفشانی-نفوذی ارومیه-دختر و کانسار مس کلواری بر روی نقشه پهنه‌بندی ساختاری- (نقشه پهنه‌بندی ساختاری- رسوبی ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳).

## ۲-۲-۱ زمین شناسی نوار ارومیه-دختر

فعالیت آتشفشانی در ایران مرکزی به نام نوار آتشفشانی ارومیه - دختر یا آتشفشان‌های سه‌د - بزمان به صورت رشته کوه‌هایی از آذربایجان (سه‌د و سبلان) تا بزمان - تفتان در بلوچستان امتداد دارد. این کمربند

همانطور که اشاره شد ۱۷۰۰ کیلومتر طول و با عرض ۱۰۰ کیلومتر به موازات منطقه رورانده زاگرس گسترش دارد. فعالیت آتشفشانی در این کمربند از کرتاسه شروع شده و در دوره ائوسن به نهایت شدت خود می‌رسد. فوران‌های گدازه‌های ائوسن از نوع کالک‌آلکالن و زیر دریایی در نواحی جنوب یزد از نوع اسپلیت آندزیتی شروع شده و در پی آن انواع سنگ‌های آتشفشانی نظیر آندزیت، لاتیت، ریولیت و توف با توده‌ها و حجم‌های مختلف و بطور نامنظم تشکیل شده اند.

در نواحی نائین و شمال شهر بابک آتشفشان‌های ائوسن بالایی بصورت بازیک وجود دارند و در اطراف کاشان شدیداً سدیک بوده و بصورت گدازه‌های زیر دریایی و گاه‌آقاره‌ای (آندزیت و داسیت) ظاهر می‌شوند. در پی آن انواع ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی تیپ قاره‌ای با توده‌های کوچک و بزرگی از سنگ‌های نفوذی تیپ آتشرشیر، بخش عمده این قوس پراهمیت را پدید آورده‌اند. این سنگ‌ها منبع مهمی از ذخایر مس-مولیبدن تیپ پورفیری بشمار می‌آیند. معادن سرچشمه و میدوک در کرمان و سونگون در آذربایجان از مهمترین نمونه‌های ذخایر Cu-MO تیپ پورفیری در ایران هستند که در حال حاضر در دست بهره‌برداری می‌باشند. در حقیقت معادن سرچشمه و سونگون بعنوان دو معدن تیپ پورفیری مهم و حائز اهمیت در جهان بشمار می‌آیند که از نظر بزرگی و میزان ذخیره قابل ملاحظه هستند. علاوه بر ذخایر پورفیری مس-مولیبدن که همواره مقادیری طلا و نقره بهمراه دارند شمار زیادی از ذخایر پلی متال (Cu - Pb - Zn) طلا دار تیپ رگه‌ای پیرامون این معادن پورفیری و در بخش‌های دیگر این قوس آتشفشانی-نفوذی ذخایر را پدید آورده‌اند که میزان طلای موجود در آنها گاهی تا چند گرم در تن می‌رسد.

مراحل ماگماتیسم و کانی‌سازی مربوط به آن در این کمربند در ارتباط با زون فرورانش در طول زون تراستی زاگرس است. این مجموعه ماگمایی بخشی از یک کمان ماگمایی نوع آند در نظر گرفته شده است (Alavi, 1991). در این کمربند واحدهای سنگ‌شناسی متفاوتی شامل دیوریت، گرانودیوریت، گابرو، گرانیت، گدازه‌های بازالتی، تراکی آندزیت، آندزیت، داسیتی، تراکیت، ایگنیمبریت و

سنگ‌های آذرآواری منطقه وسیعی را می‌پوشانند. قدیمی‌ترین توده نفوذی شناخته شده در این مجموعه تشکیلات ژوراسیک فوقانی را قطع کرده و بطور دگرشیب توسط آهک‌های فسیلدار کرتاسه تحتانی پوشیده می‌شود (نبوی، ۱۳۵۵). جوانترین سنگ‌های این مجموعه گدازه‌ها و آذرآواریهای فوران کرده از کراترهای کواترنر می‌باشند. مطالعات وسیعی در گستره کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر صورت گرفته است. مطالعات (Amidi 1984) در منطقه قم-آران نشان داده که این ناحیه از کمربند آتشفشانی ایران فعالیت اصلی خود را از لوتیشین زیرین با یک ولکانیسم آکالن بازیک آغاز کرده است. این ولکانیسم گدازه‌های اسیدی نیز با خود داشته است.

مراحل مختلف فعالیت‌های ماگمایی بسیار گسترده ترشیری در ناحیه نطنز-نائین (Amidi 1984) بررسی شده است. این کمربند از سنگ‌های ولکانیکی و ساب‌ولکانیکی تشکیل شده و فعالیت آتشفشانی آن از کرتاسه زیرین با گدازه‌های آتشفشانی مختلف شروع شده و در ائوسن فوران‌های اولیه کالک‌آکالن و زیردریایی (در جنوب یزد) از نوع اسپیلیت آندزیتی رخ داده است و سپس انواع سنگ‌های آتشفشانی مانند آندزیت، ریولیت، لاتیت، تراکی آندزیت، ریوداسیت، توف و ایگنیمبریت که گاهی آکالن و گاهی کالک‌آکالن بوده‌اند و با حجم متفاوت و بدون نظم خارج شده‌اند. در ائوسن فوقانی ترکیب گدازه‌ها به طرف آکالن و پرآکالن میل می‌کند. چنانچه در جنوب نایین با سری پتاسیک در اطراف کاشان با سری هیپرسدیک و در شمال شهربابک با سری پتاسیک شامل فنولیت لوسیت‌دار، تفریت بازانیت همراه می‌باشد (مرادیان، ۱۳۶۹؛ درویش زاده، ۱۳۷۰).

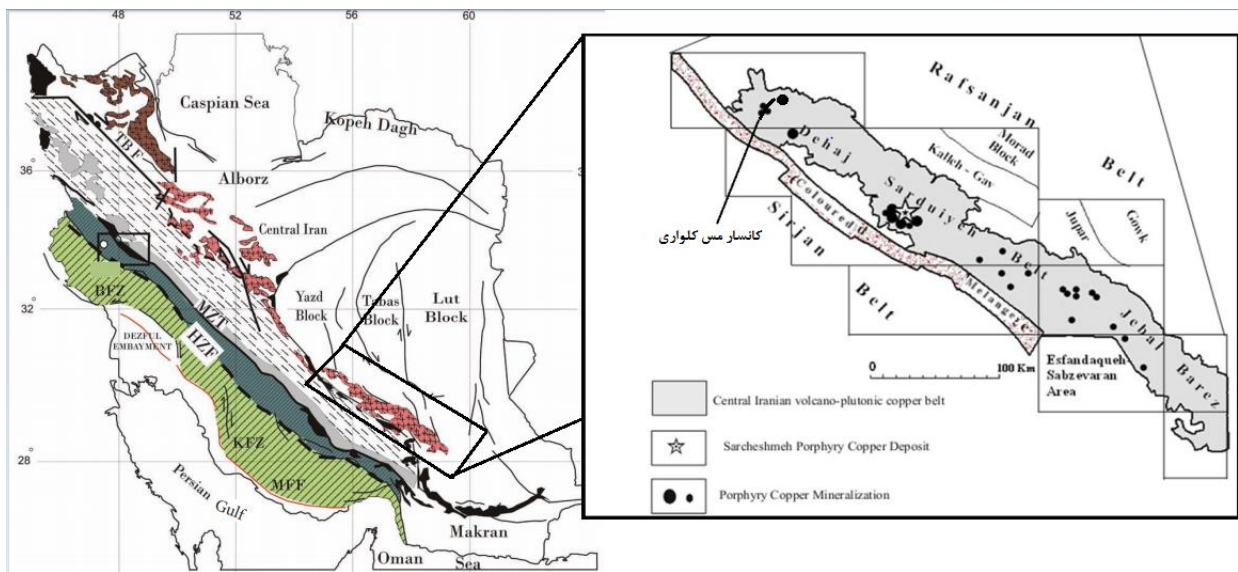
کمربند ارومیه-دختر به دلیل اینکه در اثر تحولات ناشی از فرورانش اقیانوسی نئوتتیس حاصل شده به مانند دیگر کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره مانند آند و کردیلرا، میزبان کانسارهای مس پورفیری، مولیبدن پورفیری، به همراه دیگر کانسارهای وابسته به این خواستگاه‌های ژئودینامیکی می‌باشد. بیشتر کانسارهای مس پورفیری ایران، در این کمربند قرار دارند (شهاب پور ۱۹۹۴). بر اساس مطالعات صورت گرفته، ترکیب



سنگ‌های کمربند ارومیه-دختر، بازی تا حدواسط با ماهیت غالب کالک‌آلکالن و تولییتی می‌باشد. این کمربند را نتیجه فروراندگی صفحه عربستان به زیر صفحه ایران در ناحیه تراست زاگرس می‌دانند (معین وزیری ۱۳۷۵). کمربند ارومیه-دختر خود قابل تقسیم‌بندی است که منطقه مورد مطالعه در بخشی قرار می‌گیرد که به نوار دهج-ساردوئیه معروف است.

## ۲-۲-۲ نوار دهج-ساردوئیه

این نوار در حقیقت پایانه جنوبشرقی کمربند آتشفشانی ایران مرکزی یا ارومیه-دختر با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق می‌باشد که بطور تقریبی ۴۰۰ کیلومتر طول و ۵۰-۴۰ کیلومتر پهنا دارد (شکل ۲-۳). این نوار در کنتاکت با کمربند افیولیت ملانژی شهربابک-بافت قرار دارد و از شمال به فرو افتادگی دشت رفسنجان و حوضه پشت قوس ساوه-رفسنجان و ایران مرکزی محدود می‌شود (درویش زاده ۱۳۷۰). ساختار داخلی نوار دهج-ساردوئیه بسیار پیچیده می‌باشد بلوک‌های این ناحیه توسط گسل‌هایی که فعالیت آنها تا عهد حاضر نیز ادامه داشته است از یکدیگر جدا می‌شوند. قدیمی‌ترین سنگ‌های این نوار آتشفشانی فلیش‌های کرتاسه فوقانی است که در طول حاشیه شمال‌شرقی کمربند مورد نظر واقع شده‌اند و جوانترین سنگ‌های آن نیز جریان‌های الیوین‌بازالتی، لوسیتیتی و نفلینی مربوط به پلیوسن-کواترنری می‌باشند در دوره میوسن و در طی فاز پیرنه، با فعالیت ماگماتیسم در منطقه، توده‌های بزرگی از سنگ‌های گرانودیوریتی تا داسیتی و آندزیتی نیمه‌عمیق در طول این نوار جایگزین شده‌اند. در الیگومیوسن در ورقه دهج رسوبگذاری صورت گرفته است. به طوری که در ابتدای الیگوسن سازند قرمز تحتانی تشکیل شده است و بعد از آن، ته‌نشینی سازند قم صورت گرفته و در ادامه نیز سازند قرمز فوقانی شکل گرفته است در پلیوسن نیز رسوبگذاری ادامه داشته است و رسوبات این دوره قسمت‌های عظیمی را می‌پوشاند و در حین رسوبگذاری فعالیت آتشفشانی برجسته‌ای در این دوره رخ داده است که احتمالاً قبل از رسوبگذاری شروع و تا بعد از رسوبگذاری نیز ادامه داشته است (Dimitrijevic, 1973). شکل (۲-۴) نقشه متالوژنیک کمربند دهج-ساردوئیه (V.Saric' and N.Mijalkovic' 1973) و موقعیت کنسارهای مس در این کمربند را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۳: نوار دهج-ساردویییه در مقایسه با کمربند ارومیه-دختر

**کرتاسه فوقانی:** قدیمی ترین سنگ‌های این نوار آتشفشانی فلیش‌های کرتاسه فوقانی است که در طول حاشیه شمال شرقی کمربند مورد نظر واقع شده‌اند.

**ائوسن:** واحد آتشفشانی- نفوذی- رسوبی این منطقه به ضخامت حدود ۱۵ کیلومتر شامل، ۷۵٪ واحدهای آذرآواری، ۱۵٪ گدازه و ۱۰٪ سنگ‌های رسوبی است که در پنج واحد سنگی تفکیک می‌شوند (دیمتریویچ، ۱۹۷۳). ۱- مجموعه رسوبی (ائوسن زیرین)، ۲- مجموعه آتشفشانی بحر آسمان (ائوسن زیرین- میانی)، ۳- مجموعه رسوبی (ائوسن میانی)، ۴- مجموعه آتشفشانی رازک (ائوسن میانی- بالایی)، ۵- مجموعه آتشفشانی هزار (ائوسن بالایی).

- مجموعه رسوبی ائوسن زیرین بیشتر شامل کنگلومرا، میکروکلسی رودایت، آهک‌های تخریبی، گریوک فلدسپات‌دار، ماسه‌سنگ آهکی و فسیل‌دار، سیلت‌ستون و مارن ماسه‌ای است. مجموعه آتشفشانی بحر آسمان با حدود ۷ هزار متر ضخامت، نشانگر فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن زیرین است با سنگ‌های آذرین و آذرآواری با ترکیب اسیدی آغاز و با ردیف‌های آذرآواری آندزیت- بازالتی ادامه می‌یابد. مجموعه رسوبات

اٹوسن میانی، پس از یک نبود رسوبی همراه با چین خوردگی ملایم نهشته گردیده است. این مجموعه سنگ‌شناسی ثابتی نداشته و در منطقه دهج- سبزواران، با حدود ۳ متر ماسه سنگ آغاز و با توف آندزیتی و یک واحد توربیدایت ادامه می‌یابد. بخش بالایی ردیف‌های توفی این مجموعه حاوی سنگ آهک‌های زرد با سنگواره‌های اٹوسن است. در محدوده ساردوئی- اسفندقه، کمپلکس رسوبی اٹوسن میانی شامل نهشته‌های آواری قاره‌ای با پوششی از سنگ‌های آذرآواری و یا سنگ آهک حاوی سنگواره‌های لوته‌سین بالایی (Lutetian) تا پریابونین (Priabonian) پیشین است (آقناباتی، ۱۳۸۵).

- کمپلکس رازک شامل سنگ‌های آذرین حدواسط و اسیدی است که در بیشتر نقاط کرمان به سه زیر واحد با سنگ‌شناسی متفاوت تقسیم می‌شود.

- مجموعه آتشفشانی هزار بالاترین مجموعه از سنگ‌های آذرین اٹوسن ناحیه کرمان است که از تناوب‌های ناهمگن از جنس ماسه‌سنگ توفی، کنگلومرا، توف، تراکی آندزیت، ایگنیمبریت، لایه‌های نازک سنگ آهک و آگلومرا و... تشکیل شده است (آقناباتی، ۱۳۸۵).

**الیگوسن:** واحدهای سنگی الیگوسن بیشتر در مناطق ساردوئی-کوه هزار، خانه‌خاتون، جیرفت و کوه لاله‌زار رخنمون داشته و تحت عنوان سازند قرمز زیرین و سازند قم مشهورند. تشکیلات قرمز زیرین بیشتر از مارن، ماسه‌سنگ‌های توفی، کنگلومرا و مقادیر کمی گدازه‌های آندزیتی-بازالتی تشکیل می‌شوند و سازند قم نیز شامل مارن، کنگلومرا، آهک‌های ریفی و ماسه سنگ‌های لایه‌ای است که ضخامت آنها به ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر می‌رسد (آفتابی و انوری، ۱۳۷۱).

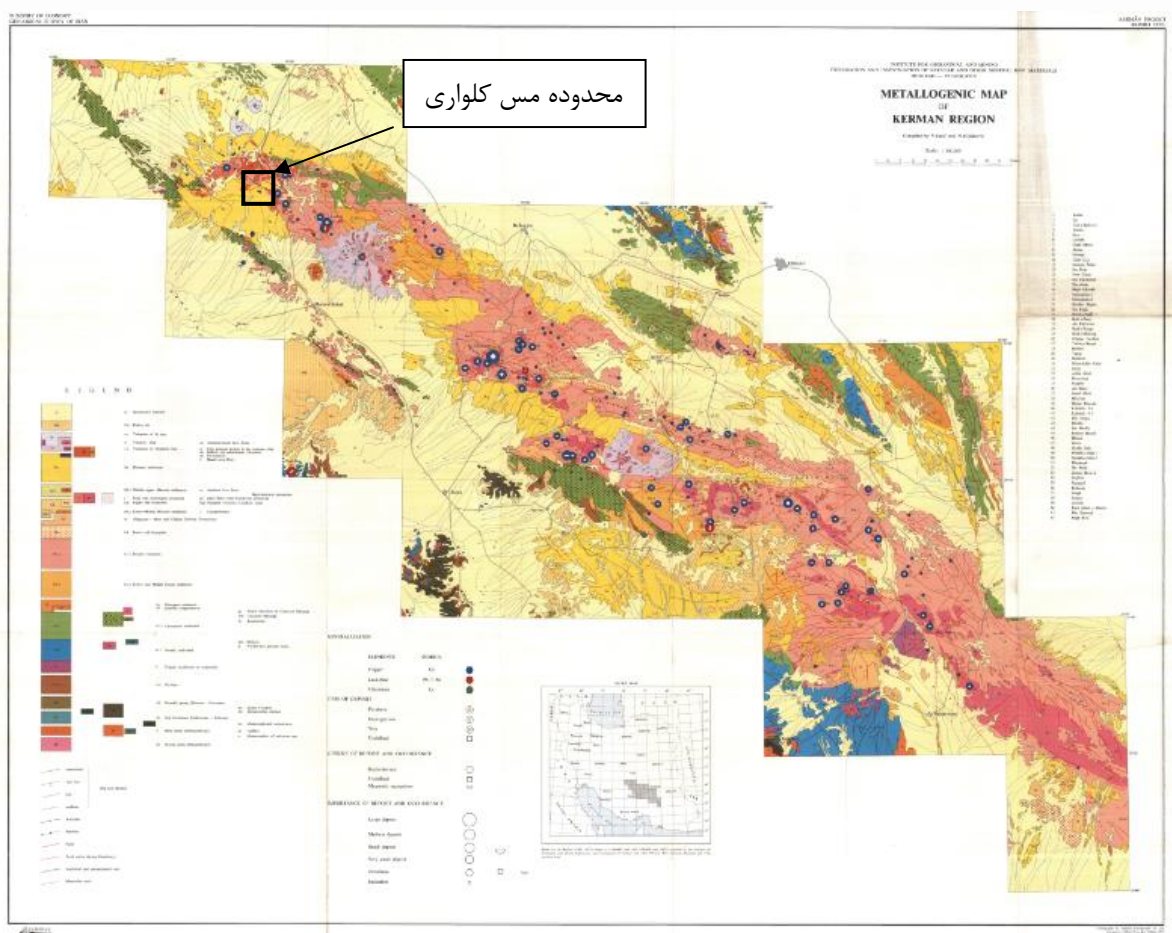
**میوسن:** در این دوره زمانی، بخش عمده واحدهای زمین‌شناسی به صورت سازند قرمز فوقانی که شامل سنگ‌های سیلتی و ماسه‌سنگ‌های توفی است تشکیل می‌شوند. سازند مزبور بیشتر در نواحی کوه لاله‌زار و کوه‌پنج رخنمون دارند. یکی از مهمترین پدیده‌های زمین‌شناسی در الیگومیوسن، فعالیت‌های ماگمایی و کانی-سازی است که منجر به تشکیل منابع و ذخایر زیادی از مس پورفیری، اسکارن و کانسارهای رگه‌ای در استان

کرمان گردیده است. پس از فعالیت‌های ماگمایی ائوسن و تشکیل ضخامت زیادی از سنگ‌های آتشفشانی و واحدهای رسوبی الیگومیوسن، اتاق ماگمایی در عمق متبلور گردیده و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی (دیوریت و کوارتز دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت، آپلیت) تشکیل شده‌اند که دیمیتریویچ (۱۹۷۳) آنها را به دو نوع جبال بارز و کوه پنج تفکیک کرده است. توده‌های نفوذی نوع جبال بارز، بیشتر در کوه بحرآسمان و کوه لاله‌زار رخمون داشته و بیشتر گرانودیوریت، گرانیت، کوارتز دیوریت، تونالیت و کوارتز مونزونیت است که درون داسیت‌ها و آندزیت‌ها نفوذ کرده است. سینیت، مونزونیت، گرانوسینیت، آپلیت و پگماتیت خیلی کم مشاهده می‌شود.

توده‌های نفوذی نوع کوه پنج در مقایسه با نوع جبال بارز، دارای بافت پورفیری بوده و به صورت توده‌های کوچکی از دیوریت و کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت پورفیری می‌باشد که به درون داسیت‌ها و آندزیت‌ها نفوذ کرده‌اند. از نظر پدیده‌های ماگمایی احتمالاً قسمت اعظم ماگمای مادر تشکیل دهنده سنگ‌های جبال بارز و کوه پنج به ترتیب از نوع گابرو-دیوریتی و کوارتز دیوریتی می‌باشد که از ذوب پوسته اقیانوسی حاصل گردیده است (Dimitrijevic, 1973). حضور سنگ‌ها و گدازه‌های بازالتی در طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین بیرونی بیانگر ماگمای اولیه بازی می‌باشد که در طی تفریق بخشی گستره وسیعی از سنگ‌های بازی حد واسط تا اسیدی را تشکیل داده است. چنین مجموعه‌ای، خاص فرورانش حواشی قاره‌ای می‌باشد که با کانسار سازی مس پورفیری همراه است.

**پلیوسن :** مهمترین فعالیت ماگمایی دوره پلیوسن در کمربند دهج- ساردوئیه، فعالیت آتشفشان‌های کوه مزاحم و آج بالا و پایین و بیدخوان است که بیشتر از نوع آذرآواری، توف‌های ایگنیمبریتی و آندزیتی است که توسط توده‌های نفوذی دیوریتی جوان تر قطع می‌شوند. واحدهای جوان نئوژن بیشتر ماسه‌سنگی و توفی است. حضور طیف گسترده سنگ‌های گرانیتوئیدی، از گابرو تا گرانیت، تفریق بخشی شدید و آزاد شدن محلول‌های گرمایی، دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک را به وجود می‌آورد. طیف گسترده سنگ‌های گرانیتوئیدی انطباق پیوسته‌ای با گستره دگرسانی‌های وسیع دارد که تاکید بیشتری بر کانسارهای پورفیری

نوع حاشیه قاره‌ای است. یادآوری این نکته لازم است که در کانسارهای پورفیری جزایر قوسی، فقط هاله دگرسانی پتاسیک و پروپیلیتیک دیده می‌شود (Hollister, 1975). گسترش وسیع دگرسانی‌های سرسیتی و سیلیسی بیانگر تفریق بخشی شدید ماگمای اولیه گرانیتوئیدی و محلول‌های گرمابی در ابتدای کانی‌زایی می‌باشد. حاشیه خارجی دگرسانی‌ها با حضور کربنات‌ها، کلریت‌ها و زئولیت‌ها نمایانگر قلیایی شدن محلول‌های گرمابی در انتهای پدیده کانی‌زایی پورفیری-گرمابی می‌باشد.



شکل ۲-۴: نقشه متالوژنیک کمر بند دهج-ساردوئیه و موقعیت کانسار مس کلواری بر روی آن (V.Saric' and N.Mijalkovic' 1973)

## ۲-۳ زمین‌شناسی منطقه

از نظر زمین‌شناسی، کانسار مس کلواری در محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دهج (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۱۳۳۵) و در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه، سنگ‌های سری آتشفشانی-رسوبی ائوسن هستند که به طور گسترده تمام منطقه را می‌پوشانند (اشتوکلین، ۱۹۹۷؛ داوود زاده و اشمیت، ۱۹۸۳؛ نوگل سادات، ۱۹۸۵ و آقا نباتی، ۱۹۸۸). این سنگ‌ها عموماً متشکل از نهشته‌های آذرآواری و روانه‌های گدازه‌ای با ترکیب پیروکسن تراکی آندزیت و به میزان کمتر پیروکسن آندزیت و تراکی بازالت می‌باشند و ندرتاً به وسیله حجم‌های اندکی از سنگ‌های رسوبی آهکی و ماسه‌سنگی همراهی می‌شوند. توده‌های نیمه عمیق، اپوفیزها و دایک‌های با سن الیگومیوسن که بعضاً دارای کانی‌سازی مس پورفیری می‌باشند، به درون واحدهای ائوسن نفوذ کرده‌اند. در این ناحیه چندین مرحله از فعالیت‌های آتشفشانی-رسوبی در طول دوره‌های ترشیری، الیگوسن-میوسن، پلیوسن به وقوع پیوسته که فعالیت‌های دوره الیگوسن-میوسن به علت گسترش زیاد، نقش اساسی در کانی‌سازی مس داشت و توده‌های نفوذی نیمه عمیق و دایک‌های این دوره سنگ منشأ، و مجموعه آتشفشانی-رسوبی ائوسن میزبان کانه‌زایی مس در منطقه هستند.

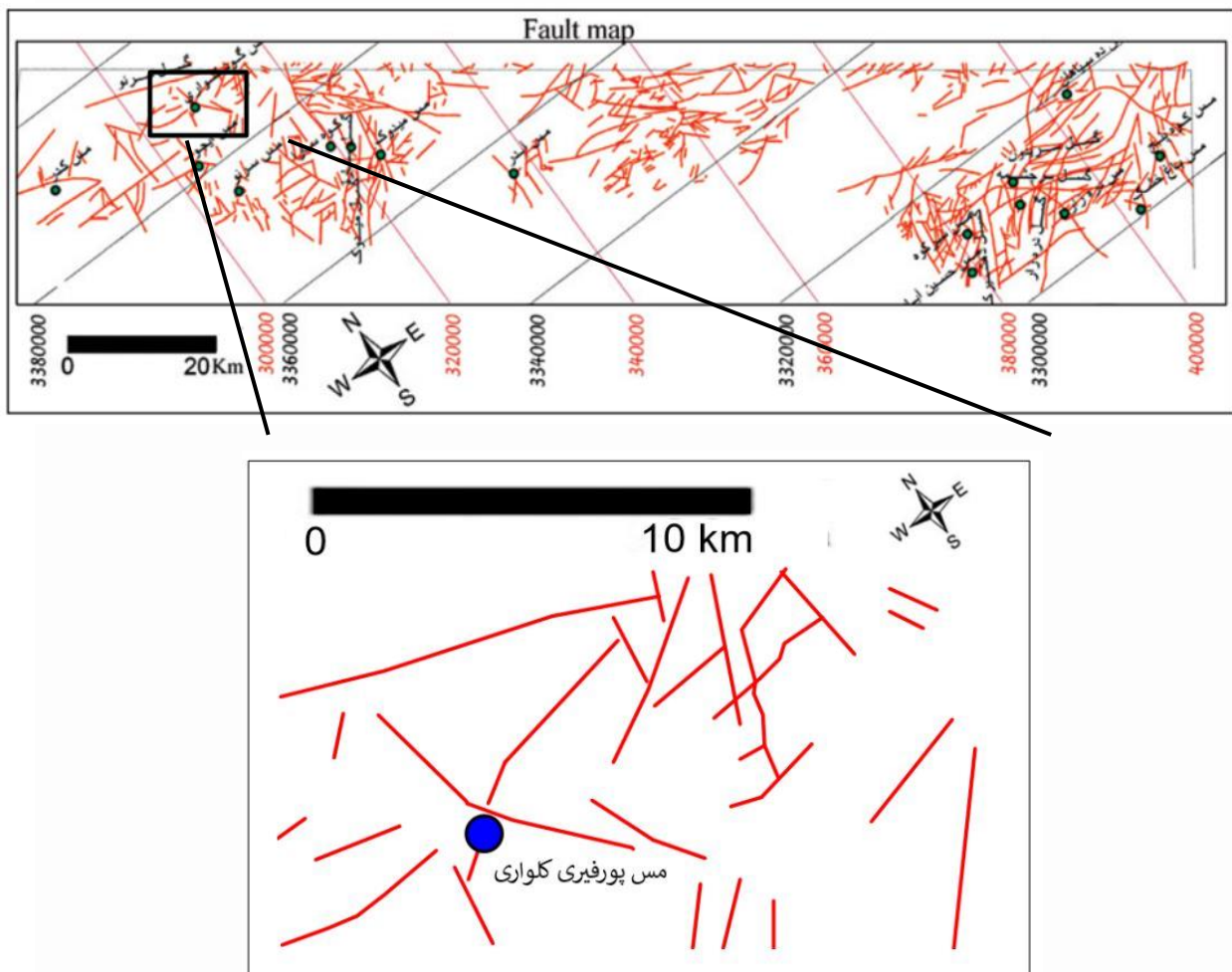
## ۲-۳ زمین‌شناسی ساختمانی منطقه

برای بررسی شکستگی‌های منطقه، گسلها (شامل گسل‌های ممتد و منقطع) و همچنین سیستم‌های درزه‌ای مورد تحلیل قرار گرفت. گسل‌های منطقه عمدتاً حرکت راست‌الغز داشته (در مواردی همراه با مؤلفه‌های کوچکی از راندگی یا پایین‌افتادگی) و در روندهای مختلف دیده می‌شوند. با بررسی انجام شده، مشخص شده که گسل‌های منطقه بر اثر عملکرد برش که بر کمربند ارومیه-دختر اعمال می‌شده، تشکیل شده‌اند. سپس با ادامه برش و تغییر شکل پیشرونده، در گسل‌ها و روابط هندسی بین آنها تغییراتی به وجود آمده است. سیستم‌های درزه‌ای منطقه‌ای نیز عمدتاً بر اثر عملکرد برشی و همچنین فرایند چین‌خوردگی توسعه یافته‌اند. به علت

تغییر شکل پیشرونده در منطقه برشی، سیستم‌های درزه‌ای نیز تحت تأثیر قرار گرفته‌اند. تعداد زیادی از لایه‌های توفی دربرگیرنده سیستم‌های درزه‌ای، چرخیده‌اند و همچنین دیگر توده‌های نفوذی نیز بر اثر عملکرد برش تغییراتی را متحمل شده‌اند. از دیگر عوامل تغییر شکل منطقه، می‌توان به مناطق برشی کوچکی که بین گسل‌های منطقه تشکیل می‌شوند، اشاره کرد. این مناطق برشی باعث پیچیده‌تر شدن سیستم‌های درزه‌ای، بهم‌ریختگی لایه‌بندی‌ها شده‌اند. گسل‌های شرقی-غربی قدیمی‌ترین گسل‌های منطقه هستند. عمده این گسل‌ها نسبت به گسل‌های دیگر منطقه طولتر بوده و در راستای محور طویل توده‌های نفوذی دیده می‌شوند. به دلیل عملکرد فرسایش و مشاهده نشدن سطوح گسلی و شواهدی که بیانگر فعالیت دوباره این گسل‌ها باشد، به نظر می‌رسد این گسل‌ها از نوع گسل‌های اولیه در منطقه بوده که به دلیل اینکه این گسل‌ها مجموعه آتشفشانی ائوسن را نیز متأثر ساخته‌اند، پس از ائوسن شکل گرفته‌اند (علیزاده ۱۳۸۹). اگر میزان برش گسلی در امتداد گسل ناچیز باشد یا مشاهده نشود گسل از نوع درزه‌های گسلش یافته است (Englender et al., 1975). این ویژگی در اغلب گسل‌های منطقه به روشنی دیده می‌شود. روند غالب درزه‌های منطقه هم‌خوانی خوبی با روند گسل‌های اصلی منطقه دارند. نکته آخر اینکه در سطح بیشتر گسل‌های محلی پرشدگی‌هایی از جنس کلریت و کلسیت دیده می‌شود. جنس این پرشدگی‌ها با پرشدگی درزه‌های مجاور گسل‌ها یکسان بوده که بیانگر این مطلب است که گسل‌های یادشده همان درزه‌های گسلش یافته هستند.

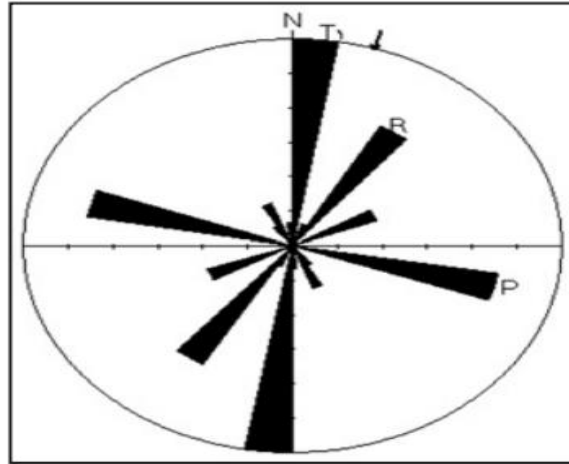
درزه‌های موجود از کهن‌ترین ساختارهای منطقه از ائوسن تا عهد حاضر بوده که از عوامل مهم در شکل‌گیری گسل‌های منطقه هستند. درزه‌ها نقش مهمی را در ایجاد فضای لازم برای نفوذ دایک‌ها داشته‌اند. عواملی مانند برش، فشار محلول‌های گرمابی، فرایندهای نفوذی و جایگیری توده‌ها در ایجاد و تمرکز درزه‌ها در توده‌های نفوذی منطقه مؤثر هستند (اشرفی، ۱۳۸۵). از آنجایی که گسل‌های منطقه متأثر از یک پهنه برشی راستگرد هستند، انواع آنها برپایه مدل ارائه شده (Stori et al. 2006) و (Swanson, 1988) شامل گسل‌های با روند تقریبی شمال-جنوب از نوع T1، روند N25-35E از نوع R'، گسل‌های با روند N45-60E از نوع T2، گسل‌های با روند N70-80E از نوع X، گسل‌های با روند N105E از نوع P، گسل‌های با روند N135E از نوع T3، گسل‌های

با روند N150E از نوع R و گسل‌های با روند N165E از نوع P هستند (شکل ۲-۵) (علیزاده، ۱۳۸۹). با توجه به روند غالب گسل‌ها و انواع برش در شکل‌گیری گسل‌های منطقه از نوع گسل موازی انقباض (Fault - parallel contraction) گسل موازی برش ساده (Fault - parallel simple shear) بوده که با توجه به اینکه گسل‌های شرقی-غربی قدیمی‌ترین گسل‌های منطقه هستند، در نتیجه عملکرد برش در ابتدا به صورت گسل موازی انقباض بوده که در مرحله بعد با تغییر روند تنش در منطقه به صورت گسل موازی برش ساده عمل کرده است (تقی‌زاده، ۱۳۷۵). شکل (۲-۶) نمودار گلسرخ‌ی که روند گسل‌های منطقه را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۵: نقشه گسل‌های منطقه مورد مطالعه مستخرج شده از تصاویر ماهواره‌ای (علیزاده، ۱۳۸۹) با تغییر.





شکل ۲-۶: نمودار گلسرخی که روند گسل‌های منطقه را نشان می‌دهد (علیزاده، ۱۳۸۹).



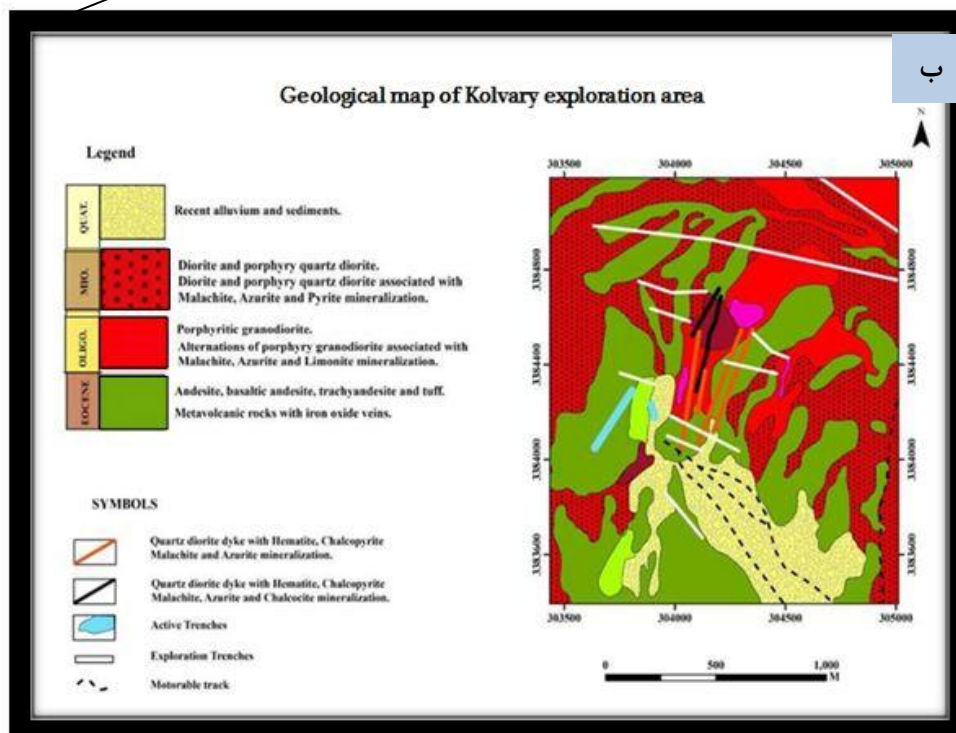
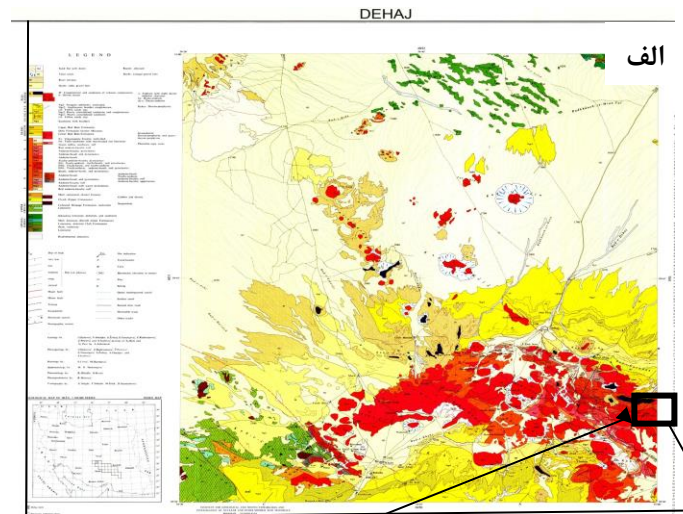
## فصل سوم

# زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

## محدوده معدنی

### ۳-۱ پتروگرافی

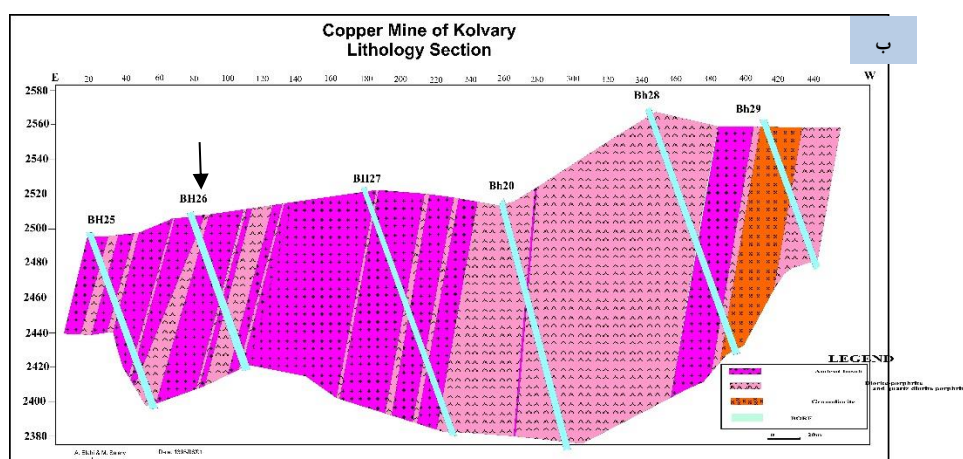
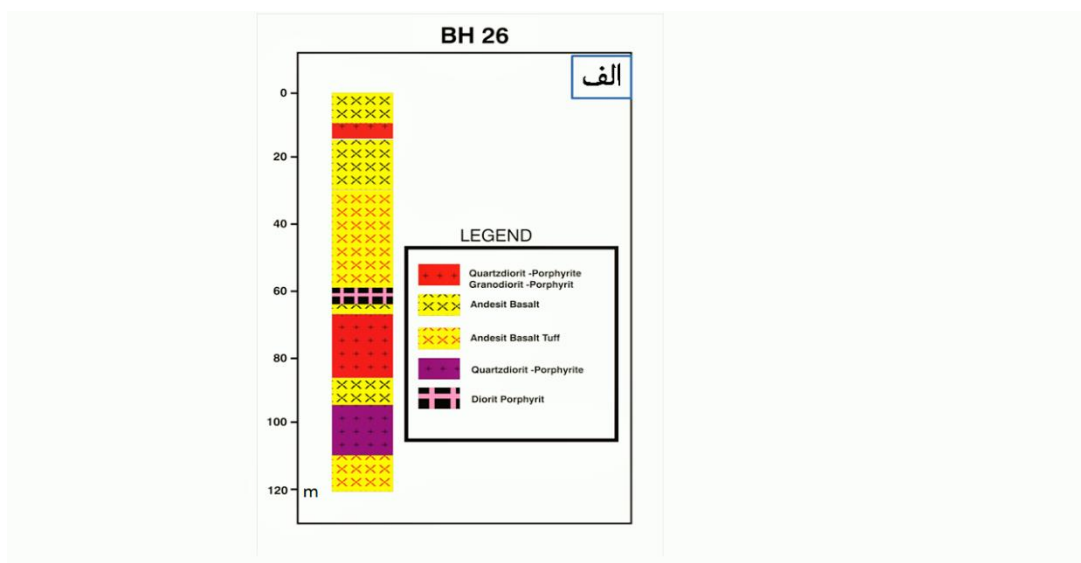
در این فصل با استفاده از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه بررسی شد. علاوه بر آن نمونه‌های دستی و مقاطع نازک و صیقلی تهیه شده از این نمونه‌ها نیز مورد مطالعه قرار گرفت. در منطقه مورد مطالعه تعداد ۳۲ گمانه اکتشافی به منظور شناخت محدوده توده معدنی و ارزیابی ذخیره آن حفر شده است که تعدادی از آن‌ها بررسی و مطالعات لازم بر روی آن‌ها انجام گرفت. در منطقه کلواری سنگ‌های آذرین با منشأ، سن و ترکیب متفاوت دیده می‌شود. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن هستند که توده‌های ساب-ولکانیک با ترکیب دیوریتی و کوارتز دیوریتی با سن تقریبی الیگومیوسن به داخل آن‌ها نفوذ کرده و باعث ایجاد دگرسانی و کانه‌زایی در سنگ‌های میزبان آتشفشانی و استوک نفوذی شده است. دایک‌های متعددی با ترکیب کوارتز دیوریتی و میکرو دیوریتی مرتبط با سنگ‌های ماگمایی در منطقه مورد مطالعه وجود دارد (شکل ۳-۱).



شکل ۳-۱- الف) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دهج که کانسار کلواری در آن مشخص گردیده، ب) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰ معدن مس کلواری (با تغییرات از الهی، ۱۳۹۵).

### ۳-۱-۱ سنگ شناسی محدوده معدن کلواری

بر اساس مطالعات انجام شده، سنگ‌های رخنمون یافته در محدوده کانسار مس کلواری در سه گروه دسته‌بندی شدند که عبارتند از: ۱- گدازه‌های آتشفشانی و آذرآواری ۲- توده‌های نفوذی نیمه عمیق پورفیری و ۳- دایک‌های وابسته به آن‌ها. شکل (۲-۳) الف) ستون چینه‌شناسی قسمتی از کانسار مس کلواری (گمانه ۲۶) و ب) سکانس لیتولوژیکی بخشی از آن را نشان می‌دهد.



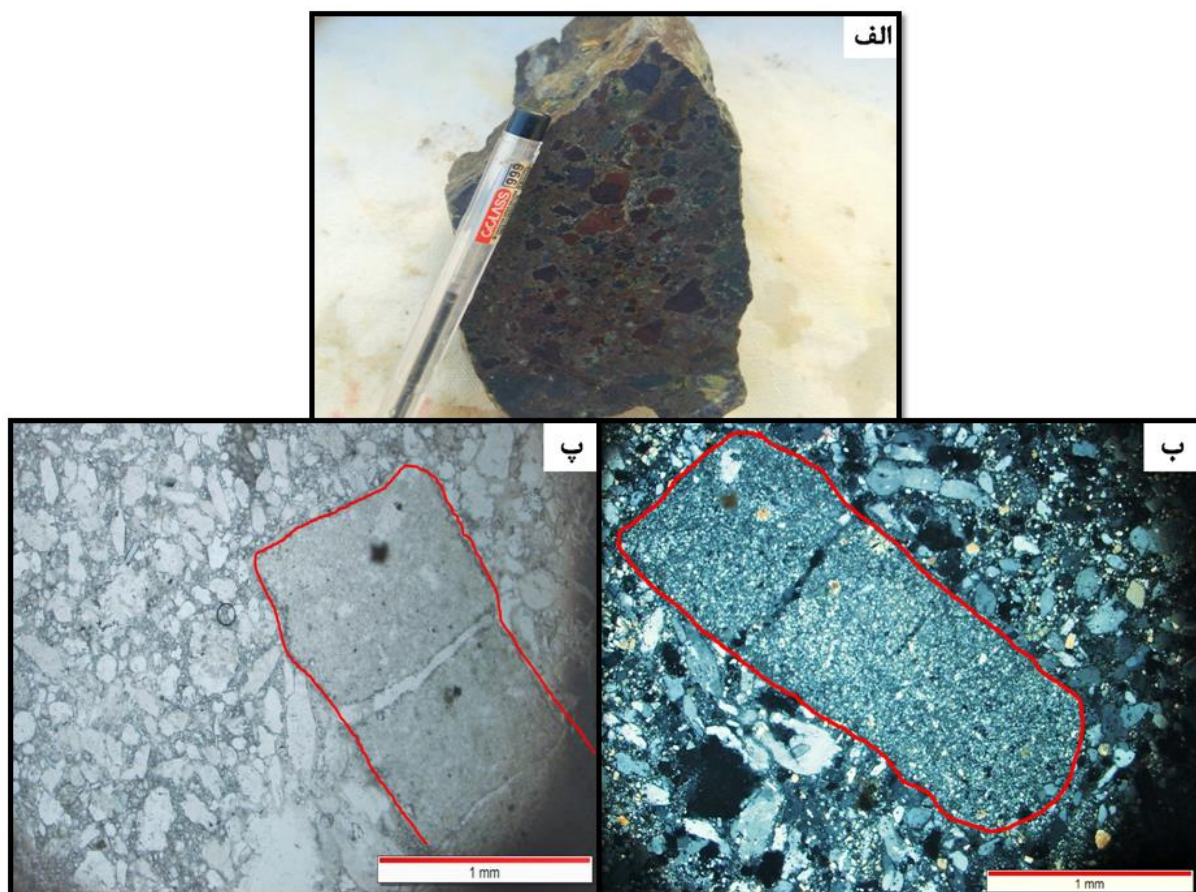
شکل ۲-۳ الف) ستون چینه‌شناسی قسمتی از کانسار مس کلواری (گمانه ۲۶) و ب) سکانس لیتولوژیکی بخشی از منطقه(الهی

(۱۳۹۵).

### ۳-۱-۱-۱ مجموعه آتشفشانی-رسوبی

#### توف

سنگ‌های آذرآواری در منطقه مساحت زیادی را تحت پوشش قرار داده است. سنگ‌های پیرو کلاستیک در مغزه‌های مورد مطالعه اغلب لیتیک‌توف و کریستال توف و آگلومرا با ترکیب احتمالی آندزیتی هستند با این حال در بازه‌هایی کوتاه در لاگ‌های حفاری سنگ‌هایی نظیر کریستال لیتیک توف نیز یافت می‌شود. اندازه قطعات سنگی در نمونه‌های دستی سنگ‌های آگلومرا معمولاً کمتر از ۵ میلیمتر و گاهی به ۳ سانتیمتر می‌رسد (شکل ۳-۳). رنگ سنگ‌های آذرآواری خاکستری روشن تا خاکستری تیره و گاهی خاکستری-قرمز (به علت اکسیداسیون کانی‌های آهن دار) می‌باشد. کانه‌زایی نوع سولفیدی در سنگ‌های آذرآواری بیشتر به صورت پیریت ظاهر می‌شود و کالکوپیریت به میزان خیلی کمی تشکیل شده است. دیگر کانی‌های سولفیدی نظیر کالکوسیت، بورنیت، گالن و اسفالریت بندرت دیده می‌شوند. کانی‌های اکسیدی آهن و منگنز که در زون‌های لیچ و نزدیک سطح تشکیل می‌شوند به صورت رگچه‌ای، دیده می‌شوند.

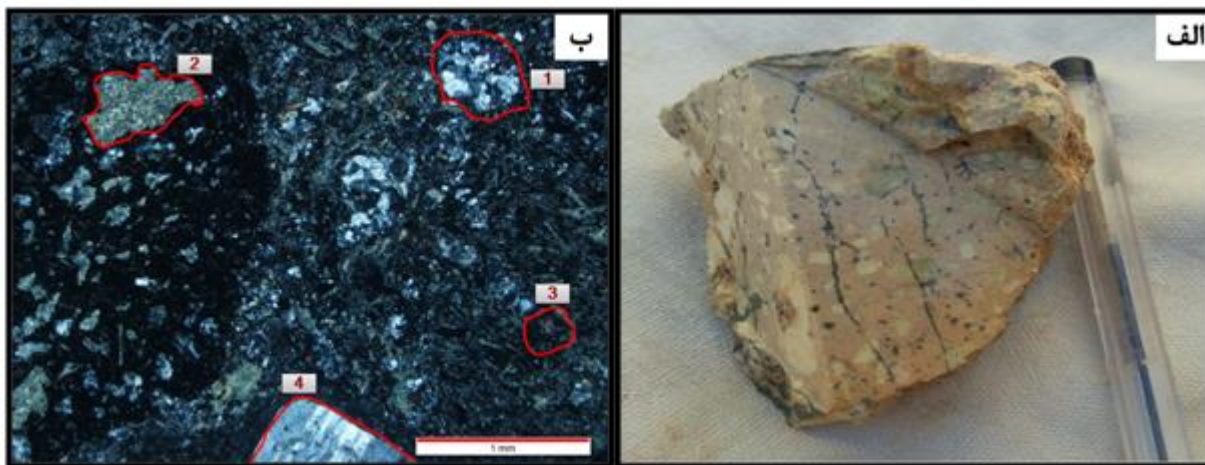


شکل ۳-۳- الف: تصویر نمونه دستی از آگلومرا، ب: تصویر میکروسکوپی آگلومرا حاوی قطعات آندزیتی در نور عبوری (xpl) و ب: تصویر میکروسکوپی آگلومرا حاوی قطعات آندزیتی در نور عبوری (ppl).

لیتیک و کریستال توفها با بافت پیروکلاستیک متشکل از فنوکریستهای ساب هدرال تا انهدرال پلاژیوکلاز است که با درجات متفاوتی متحمل دگرسانی شده‌اند. کانی‌های فرومنیزین (هورنبلند و بیوتیت) در آن‌ها بطور متوسط تا شدید اغلب به کلریت و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. زمینه سنگ دارای بافت میکروکریستالین تا کریپتوکریستالین است و بافت دانه ریز بندرت دیده می‌شود. زمینه اغلب از کانی‌های ثانویه نظیر کلریت، زئولیت و بخصوص کوارتز و به میزان کمتری پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی



اپک تشکیل شده است. اغلب توفها متحمل دگرسانی شده اند که معمولا با درجه متوسط تا شدید کلریتی، سرسیتی، کربناتی، اپیدوتی و سیلیسی و در برخی موارد آرژیلیکی شده اند ( شکل ۳-۴).

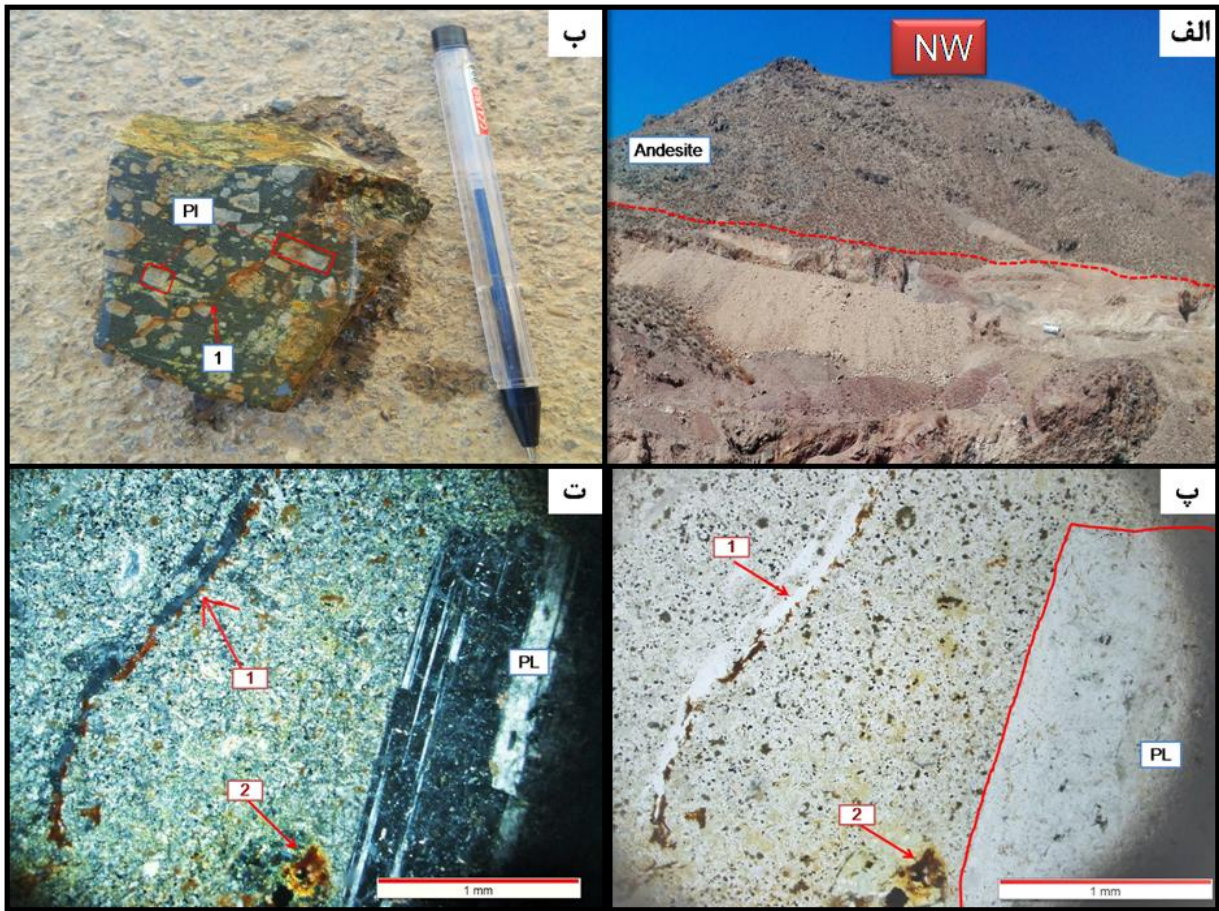


شکل ۳-۴ الف: تصویر نمونه دستی از لیتیک توفهای منطقه. ب: تصویر میکروسکوپی از لیتیک توف (۱) قطعات کوارتز پر کننده حفرات (۲) قطعات سنگی با جنس بازالت و آندزیت بازالت (۳) اپیدوت (۴) بلورهای پلاژیوکلاز.

## آندزیت

فراوانترین واحد رخنمون یافته در منطقه است که در نمونه‌های دستی دارای ساختار پورفیری و حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های آلتره فرومنیزین می‌باشند و به رنگ خاکستری و سبز (بدلیل دگرسانی پروپلیتیک) دیده می‌شوند. کانه‌سازی در آندزیت‌ها بسیار اندک صورت گرفته و عمدتاً شامل پیریت، اکسیدهای آهن و کانه‌های کربناته مس (مالاکیت و آزوریت) می‌باشند. آندزیت‌ها غالباً متحمل دگرسانی پروپلیتیک و فیلیک و گاهی آرژیلیک شده اند.

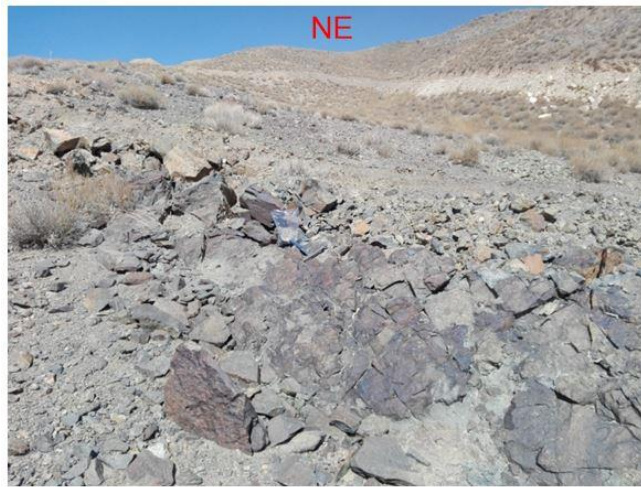
در مقاطع میکروسکوپی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به کانی‌های ثانویه‌ای نظیر سرسیت، کلسیت، کانیه‌ای رسی و ... تجزیه شده‌اند. کانی‌های فرومنیزین نظیر هورنبلند و بیوتیت در این سنگ‌ها غالباً به کلریت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند شکل (۳-۵). زمینه سنگ از کانی‌های ثانویه، کوارتز، پلاژیوکلاز و مقداری شیشه، با بافت میکرو کریستالین، تشکیل شده است.



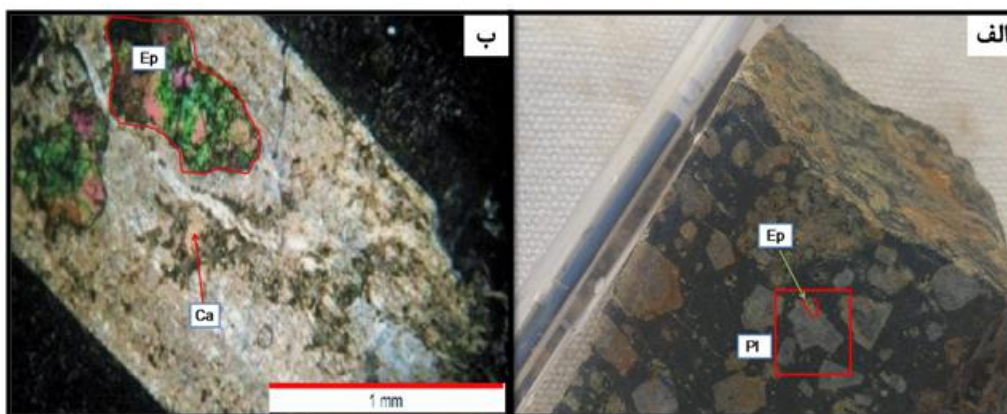
شکل ۳-۵: الف) رخنمون واحد آندزیتی در منطقه (دید رو به شمالغرب)، ب) نمونه دستی سنگ آندزیت با بافت پورفیری، پ) مقطع میکروسکوپی از یک نمونه آندزیتی در نور عبوری (ppl)، Pl: پلاژیوکلاز و د) مقطع میکروسکوپی از یک نمونه آندزیتی در نور عبوری (xpl). ۱: رگه سیلیسی و ۲: اکسیدهای آهن حاصل از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین).

## آندزیت بازالت

این واحد که با رنگ خاکستری تیره و بافت پورفیری، اینترگرانولار و غربالی قابل مشاهده می‌باشد رخنمون‌های چندان وسیعی در منطقه ندارد (شکل ۳-۶). کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها در زیر میکروسکوپ پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن هستند. کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی شامل کلسیت، کلریت و همچنین رگچه‌های اپیدوت که حاصل تجزیه کانی‌های اولیه‌ای مانند پلاژیوکلاز هستند (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۶: عکس صحرائی از آندزیت بازالت‌ها منطقه (دید رو به شمال شرق).

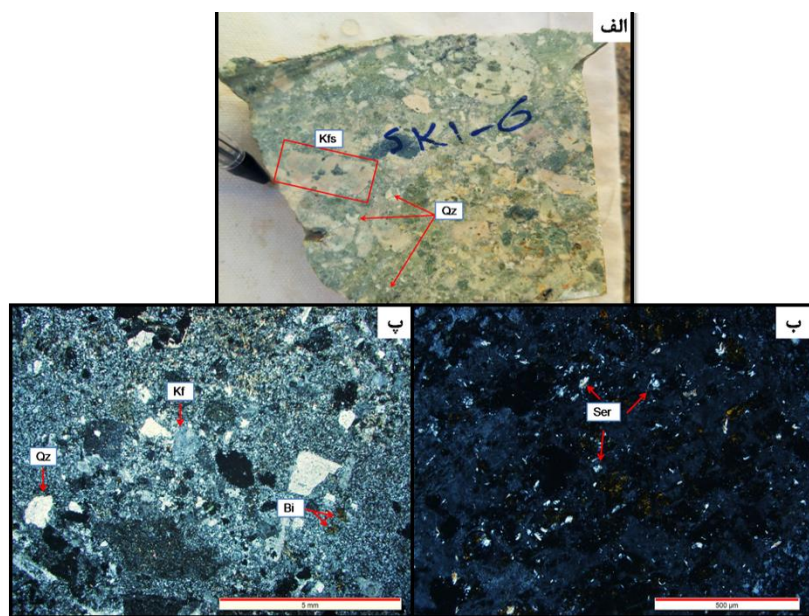


شکل ۳-۷ الف: نمونه دستی از آندزیت‌بازالت‌های (Ep: اپیدوت، Pl: پلاژیوکلاز)، ب: تصویر میکروسکوپی از بافت غربالی در آندزیت‌بازالت‌های منطقه (تجزیه پلاژیوکاز به Ep: اپیدوت و Ca: کلسیت).

## تراکیت

رخنمون‌های این واحد در منطقه به رنگ خاکستری قابل مشاهده می‌باشند. در نمونه دستی این سنگ‌ها اغلب بافت پورفیری با کانی‌های فلدسپار آلکالن، بیوتیت و هورنبلند مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۸ الف). کانه‌زایی مس در این سنگ‌ها به صورت کانی‌های مالاکیت و آزوریت بسیار اندک در بعضی نقاط مشاهده می‌شود.

در مقاطع میکروسکوپی کانی های اصلی این سنگ ها فلدسپات پتاسیم معمولاً سانیدین، پلاژیوکلاز از نوع کلسیم پایین (پلاژیوکلازهای با ماکل کارلسباد نیز گاهی در آنها ظاهر می شود)، بیوتیت که فراوانترین کانی فرومنیزین این سنگ ها است رنگش از قهوه ای تا تقریباً کدر تغییر می نماید و تقریباً به صورت بلورهای درشت دیده می شود که معمولاً قسمتی از آن به کلریت و کانی های دیگر تبدیل شده و همچنین هورنبلند به صورت بلورهای سابهدرال قابل مشاهده است. کانی های ثانویه مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت و سرسیت هستند شکل (۳-۸ ب و پ).



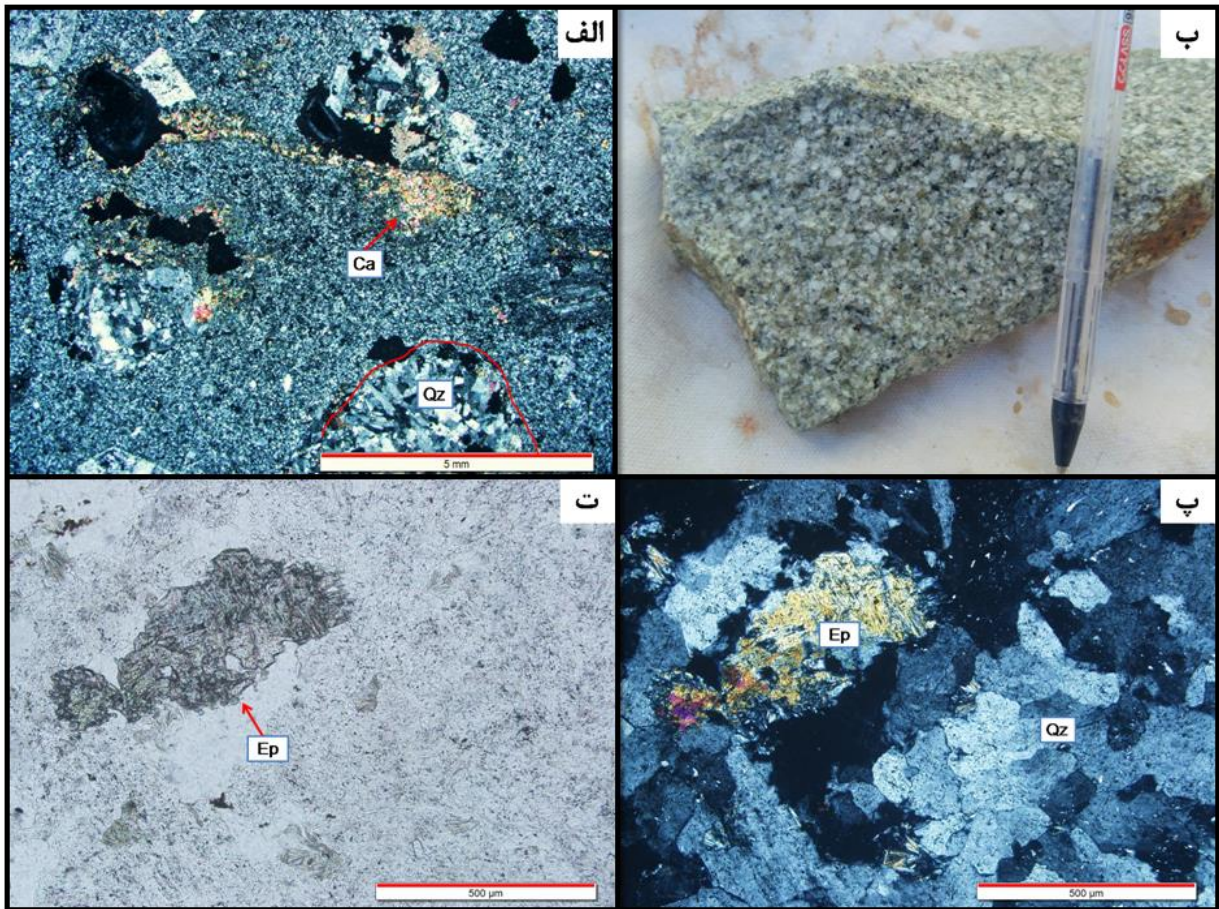
شکل ۳-۸ الف: تصویر نمونه دستی از تراکیت، ب: تصاویر مقطع میکروسکوپی از تراکیت که کانی های پتاسیم فلدسپار: kfs و سرسیت: Ser در آن مشخص شده است.

### ۳-۱-۱-۲ توده‌های نفوذی نیمه عمیق پورفیری

#### دیوریت-کوارتز دیوریت

این واحد سنگی که قدیمی‌ترین توده نفوذی منطقه است به صورت نفوذی‌های با طول، ضخامت و رنگ‌های مختلف در واحدهای سنگی دیگر دیده می‌شود به این صورت که در زون‌های فروشت به رنگ خاکستری روشن تا قهوه‌ای روشن، در زون اکسیدی به رنگ قهوه‌ای تیره تا خاکستری متوسط و در زون فیلیک به رنگ خاکستری روشن تا متوسط دیده می‌شود. در نمونه دستی دارای ساختارهای پورفیری و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین (اغلب بیوتیت و کمتر آمفیبول) می‌باشد. ضمن اینکه کانی‌های فرومنیزین به علت وجود آهن در ترکیبشان در حکم تله‌هایی برای بدام انداختن گوگرد سیال هیدروترمال عمل کرده و در محل این کانیها پیریت تجمع پیدا می‌کند. غالباً این واحد تحت تاثیر شدید دگرسانی فیلیک قرار گرفته و ساختارهای رگه‌ای واستوک ورک در آن خیلی کم دیده می‌شود.

مشاهدات پتروگرافی بر روی دیوریت و کوارتز دیوریت نشان می‌دهد که فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بصورت یوهدرال تا ساب‌هدرال، ناهمسان‌دانه و زونه غالب حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. فنوکریست‌های هورنبلند و بیوتیت (عمدتاً بصورت یوهدرال) از اولین فازهای متبلور شده هستند که در ادامه با تبلور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و در نهایت فنوکریست‌های کوارتز همراه است. در اغلب مقاطع مطالعه شده، پلاژیوکلازها و کانیهای فرومنیزین (هورنبلند و بیوتیت) با درجات مختلف دگرسانی به کانی‌های ثانویه (سرسیت، بیوتیت ثانویه، کلریت، کوارتز، کانی‌های رسی و کلسیت) تبدیل شده اند (شکل ۳-۹). سنگ‌های کوارتز دیوریتی بصورت دانه متوسط تا درشت و دارای همان ترکیب فنوکریست‌ها و کانی‌های ثانویه است. بافت غالب در سنگ‌های دیوریتی و کوارتز دیوریتی، پورفیری است هر چند گاهی بافت‌های میکروگرانولار پورفیری و میکروولیتک پورفیری نیز دیده می‌شود. کانی‌های فرعی و کمیاب در این سنگ‌ها شامل فلدسپار پتاسیم و کانیهای اپک، آپاتیت و زیرکن است.

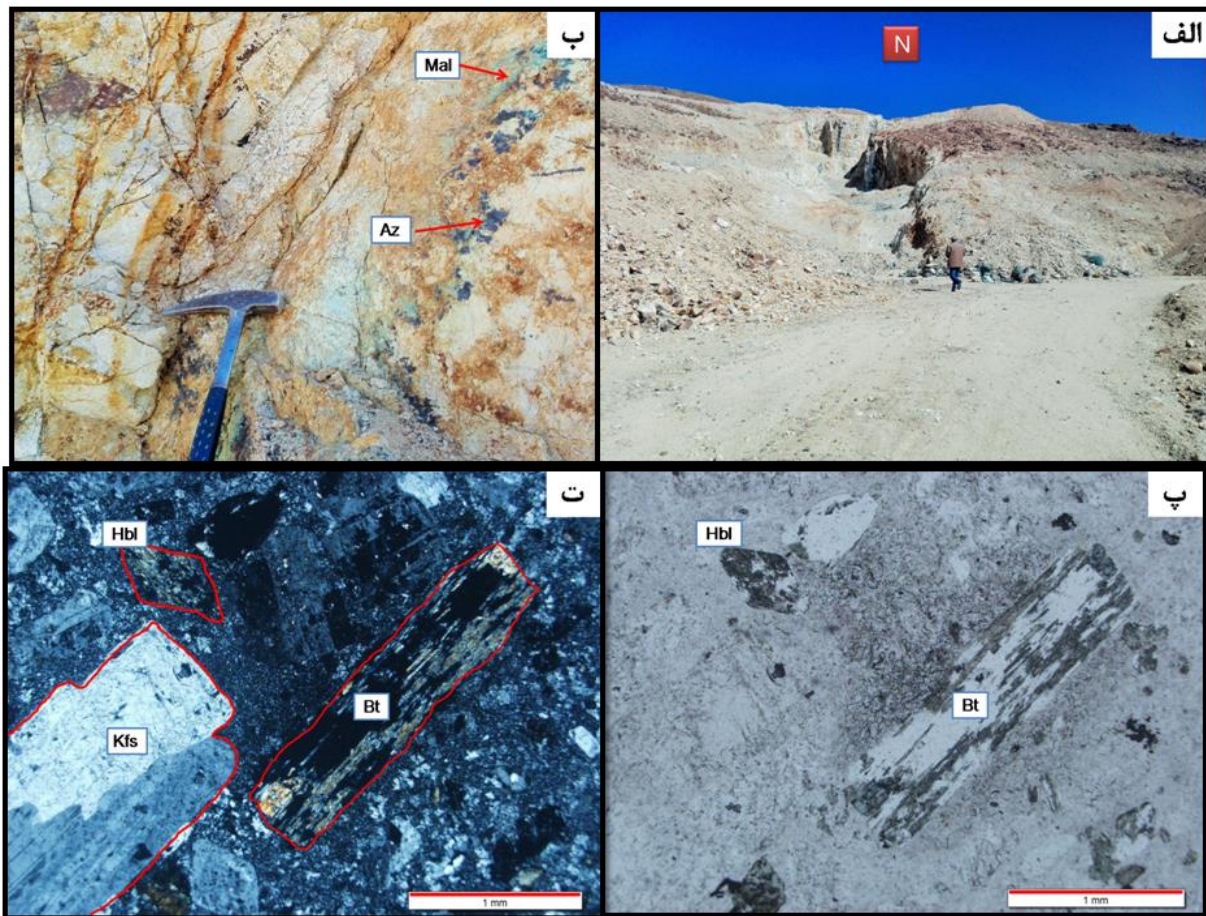


شکل ۳-۹ الف) تصویر نمونه دستی از کوارتز دیوریت، ب، پ و ت تصاویر مقاطع میکروسکوپی از دیوریت ب) رگه های کلسیت (Ca) و کوارتز بصورت پرکننده حفرات (Qz)، پ) اپیدوت و کوارتز در نور عبوری (xpl) و ت) اپیدوت و کوارتز در نور عبوری (ppl).

### گرانودیوریت

این واحد شامل توده نفوذی با بافت غالب پورفیری تا گرانولار است که در واحد آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده است. در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن و با بافت غالباً پورفیری قابل مشاهده است. پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز و بیوتیت کانیهای اصلی این واحد سنگی را تشکیل می دهند. در اغلب مقاطع پلاژیوکلاز

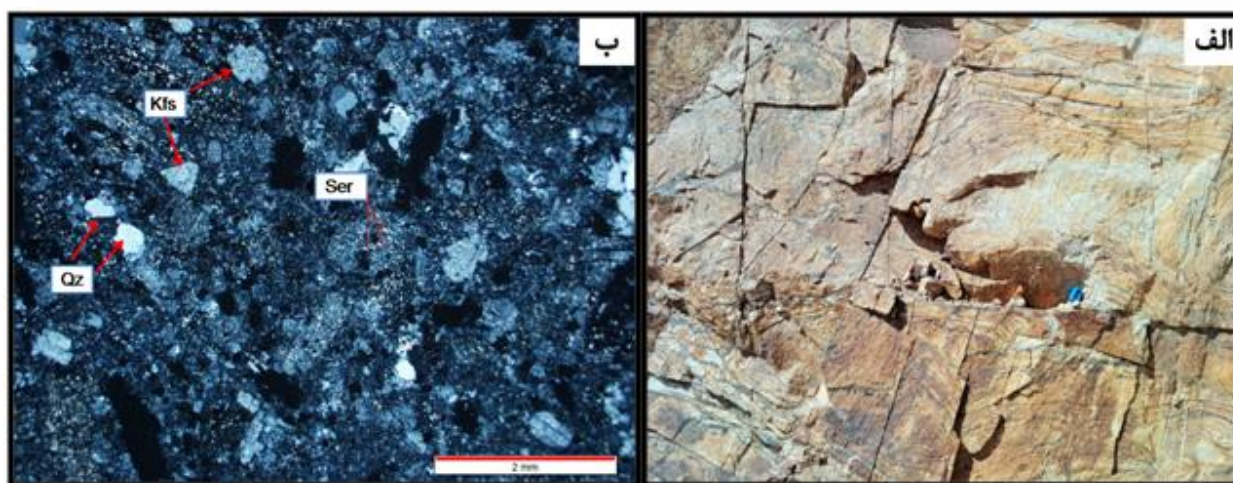
در حال تجزیه شدن به کانی‌های ثانویه آلكالی فلدسپار، سربسیت و كربنات است. در بعضی قسمت‌ها كانه‌هایی از جمله آزوریت، مالاكیت، كالكوپیریت و پیریت مشاهده می‌شود (شكل ۳-۱۰).



شكل ۳-۱۰: الف) عكس صحرايي از توده نفوذی گرانودیوریتی (دید رو به شمال)، ب) نمونه دستی از توده نفوذی كه كانه‌زایی مس به صورت مالاكیت و آزوریت در آن مشاهده می‌شود، پ) مقطع میکروسكوپی از گرانودیوریت در نور عبوری ppl و ت) مقطع میکروسكوپی از گرانودیوریت در نور عبوری xpl. بیوتیت: Bt. هورنبلند kf: پتاسیم فلدسپار.

## گرانیت

رخنمون این واحد در منطقه بسیار اندک بوده و بصورت یک توده نفوذی کم عرض (حدوداً ۵ متر) به رنگ سطحی قهوه‌ای روشن (به دلیل وجود اکسید و هیدروکسیدهای آهن در آن) با فرسایش پوست پیازی قابل مشاهده است (شکل ۱۱-۳ الف). در نمونه دستی بافت گرانولار به صورت دانه‌ای ریز تا درشت مشاهده می‌شود. کانی‌های سولفیدی نظیر پیریت و کالکوپیریت نیز در بعضی نقاط یافت می‌شود. کانی‌های اصلی مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی کوارتز به صورت غالب، فلدسپات‌های پتاسیک (عمدتاً ارتوز و گاهی میکروکلین)، پلاژیوکلازهای سدیک و کانی‌های مافیک مانند بیوتیت و هورنبلند می‌باشند. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها عمدتاً سرسیت و اکسیدهای آهن حاصل از دگرسانی بیوتیت‌ها هستند (شکل ۱۱-۳ ب).



شکل ۱۱-۳: الف) نمای از فرسایش پوست پیازی در گرانیت منطقه، ب) مقطع میکروسکوپی از گرانیت (Qz: کوارتز ser:

سرسیت Kfs: پتاسیم فلدسپات).

## ۳-۱-۱-۳ دایک‌ها

دایک‌ها که احتمالاً سن الیگومیوسن دارند که بصورت همزمان کلیه واحدهای قدیمی آتشفشانی را قطع نموده و از نظر پتروگرافی به دو دسته کوارتز دیوریت و میکرودیوریتی تقسیم می‌شوند.

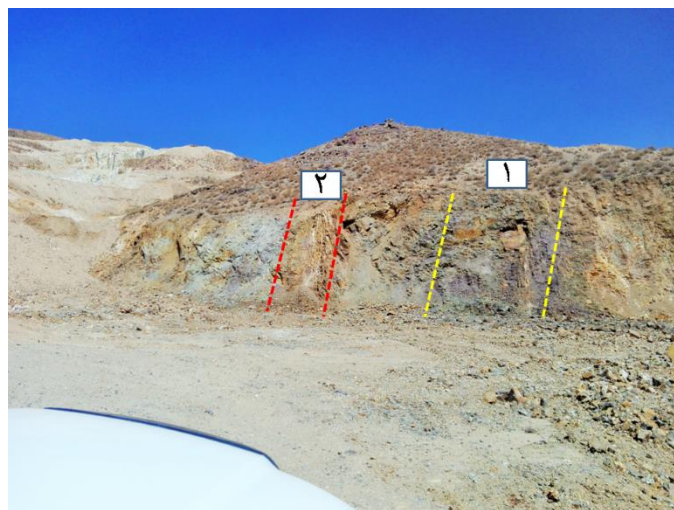


## دایک کوارتز دیوریتی

این دایک‌ها در منطقه به رنگ‌های سبز تا قهوه‌ای روشن با بافت‌های پورفیری تا میکرولیتیک پورفیری مشاهده می‌شوند. دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شدیداً دگرسان شده می‌باشند. کانی‌های اصلی این واحد در مقاطع میکروسکوپی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین (هورنبلند، پیروکسن، بیوتیت) و کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت، کلریت، کلسیت، کوارتز و اکسیدهای آهن هستند (شکل ۳-۱۲).

## دایک میکرودیوریتی

رنگ این واحد کمی تیره‌تر از سنگ‌های مجاور است و با بافت غالب پورفیری تا گرانولار مشخص می‌شود. کانی‌های اصلی این دایک‌ها بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز و آمفیبول است. شدت دگرسانی در این دایک‌ها متوسط تا شدید و کانیهای فرعی آنها بیوتیت و کوارتز می‌باشد (شکل ۳-۱۲).



شکل ۳-۱۲: تصویر صحرایی از دایک‌های میکرودیوریتی (۱) و کوارتز دیوریتی (۲) در منطقه.



## فصل چهارم

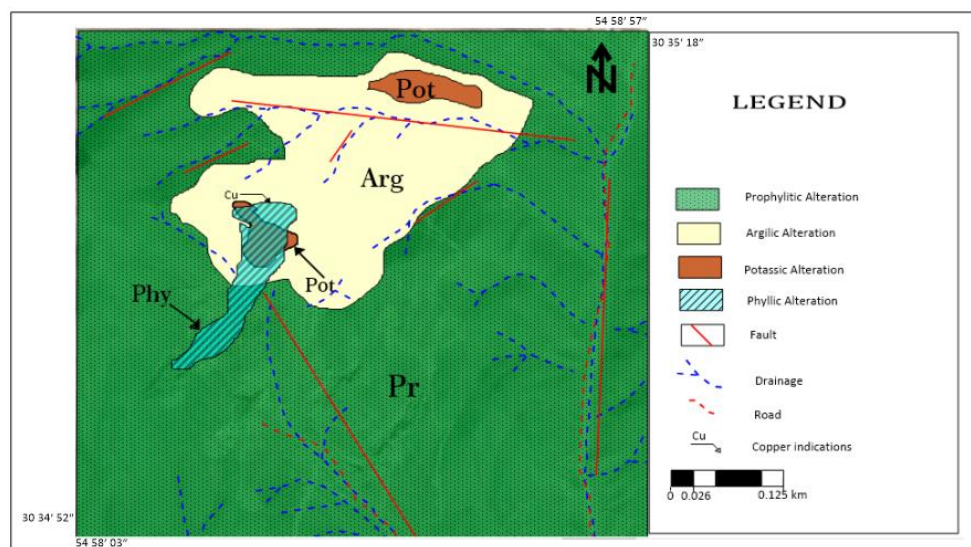
### کانه زایی و دگرسانی

## ۴-۱ مقدمه

در اثر واکنش سیالهای گرمابی با سنگ دیواره توده نفوذی، در ترکیب کانی‌شناسی سنگهای دیواره تغییراتی ایجاد می‌شود که نتیجه این واکنشها و تغییرات بوجود آمدن غشای دگرسان است که ضخامت آن از حد میلیمتر تا چند کیلومتر متغیر است (Guillbert and Park, 1997) (شهاب پور، ۱۳۸۴).

دگرسانی در کانسارهای مس پورفیری منطقه‌ی وسیعی را در بر می‌گیرد، دگرسانی‌هایی که در کانسارهای مس پورفیری مشاهده می‌شوند دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک می‌باشند.

با توجه به مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی (مطالعه مقاطع نازک، صیقلی و آنالیز XRD) در منطقه‌ی مورد نظر هر ۴ نوع دگرسانی مخصوص کانسارهای پورفیری در سطح مشاهده می‌شوند. بیشترین دگرسانی در منطقه به ترتیب به دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژیلیک تعلق دارد (شکل ۴-۱).

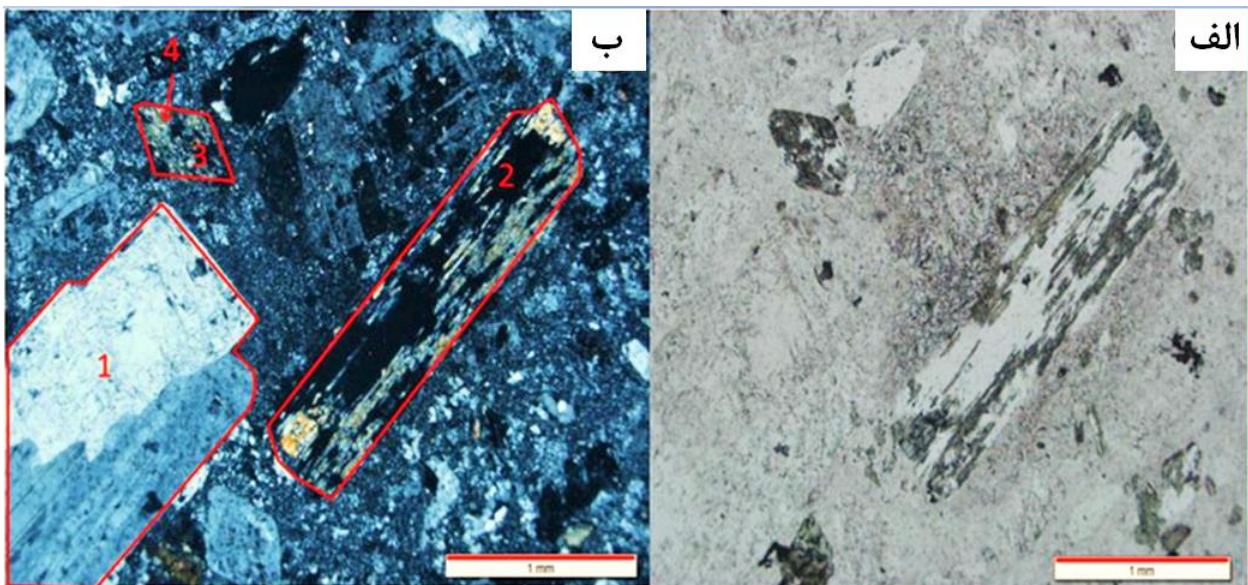


شکل ۴-۱: نقشه دگرسانی محدوده کانسار مس پورفیری کلواری. بیشترین گسترش مربوط به دگرسانی پروپیلیتیک و در

مرحله دوم آرژیلیک است.

## ۲-۴ دگرسانی پتاسیک

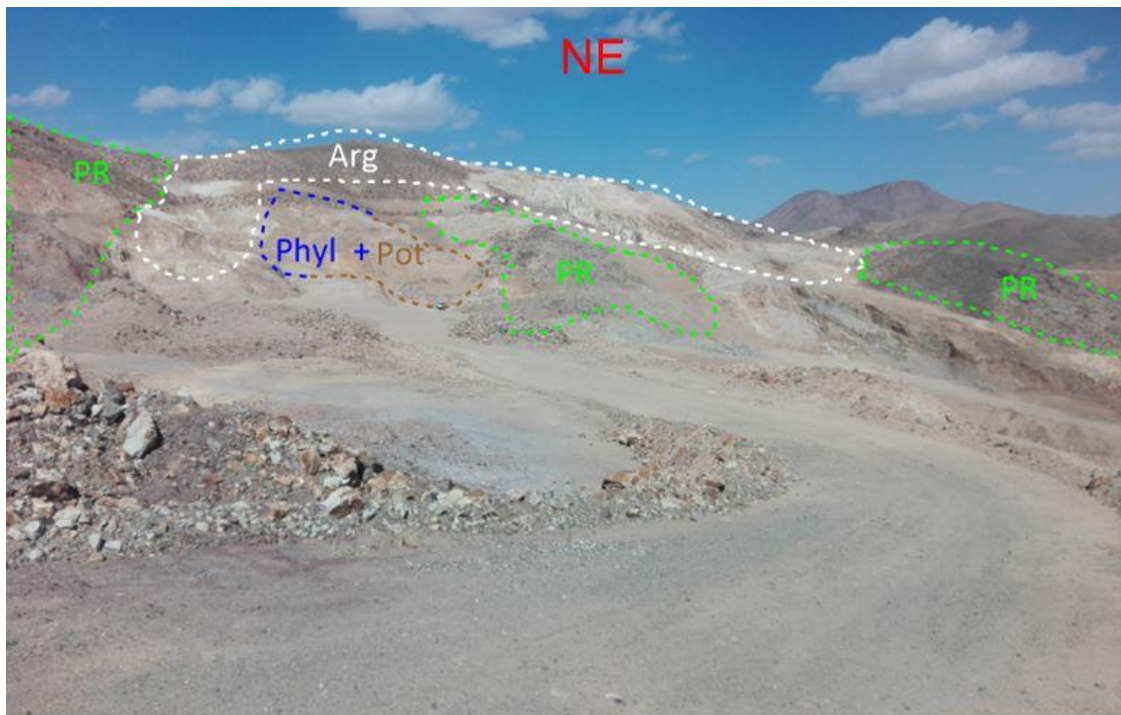
در سیستم‌های پورفیری این دگرسانی در مرکز قرار می‌گیرد و بخشی از ذخیره داخل آن قرار دارد. در این نوع دگرسانی، پتاسیم فلدسپار از دگرسانی پلاژیوکلازها و یا تبلور مجدد پتاسیم فلدسپار اولیه حاصل می‌شود و بیوتیت ثانویه نیز از دگرسانی بیوتیت‌های اولیه و هورنبلند ایجاد می‌شود (شکل ۲-۴). کانی‌های مهم دگرسانی پتاسیک عبارتند از: پتاسیم فلدسپات، بیوتیت اولیه و ثانویه، کوارتز و مقدار جزئی کلریت، اپیدوت و سرسیت.



شکل ۲-۴: تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پتاسیک در منطقه، (۱) پتاسیم فلدسپات (۲) بیوتیت اولیه شکل دار (۳) هورنبلند (۴) بیوتیت های ثانویه که جانشین هورنبلند شده‌اند (الف- در نور عبوری ppl و ب- در نور عبوری xpl).

زون پتاسیک در کانسارهای مس پورفیری دارای اهمیت بالایی است به همین دلیل نحوه‌ی تشکیل آن را بررسی می‌کنیم. محلول‌های ماگمایی غنی از کمپلکس‌های کلرورمس، روی، سرب و کاتیون‌های غنی از  $K^+$ ،  $Na^+$  و  $Rb^+$  در بخش فوقانی سیستم پورفیری متمرکز می‌شوند. این محلول‌ها با سنگ‌های اطراف واکنش می‌دهند و علاوه بر برجای گذاشتن ماده‌ی معدنی باعث تغییرات کانی‌های اولیه سنگ (هورنبلند به بیوتیت ثانویه و مگنیتیت) می‌شوند.

در منطقه‌ی مورد نظر به دلیل فرآیندهای تکتونیکی زیاد و یا احتمالاً فرسایش، این نوع دگرسانی را در سطح نیز مشاهده می‌کنیم (شکل ۴-۳).



شکل ۴-۳: تصویر صحرایی نمایانگر دگرسانی‌های منطقه Pr: پروپیلیتیک Arg: آرژیلیک Phyl: فیلیک Pot: پتاسیک (دید رو به شمال شرق).

کانه‌های اصلی در این نوع دگرسانی در منطقه کالکوپیریت، پیریت و بورنیت می‌باشند. دگرسانی پتاسیک در توده‌ی نفوذی با ترکیب دیوریت پورفیری و به رنگ خاکستری-قهوه‌ای قابل مشاهده است.

براساس مطالعات مقاطع نازک و صیقلی هر دو نسل بیوتیت مشاهده شدند. بیوتیت‌های اولیه به صورت شکل دار و نیمه شکل دار و بیوتیت‌های ثانویه که به وسیله‌ی محلول‌های گرمابی و تجزیه هورنبلند ایجاد شده‌اند. سرسیتی و کلریتی شدن بیوتیت‌ها نیز در برخی مقاطع قابل مشاهده است. کوارتزهای گرمابی ثانویه در این سنگ‌ها به شکل پرکننده‌ی حفرات و رگچه‌ای دیده می‌شوند.

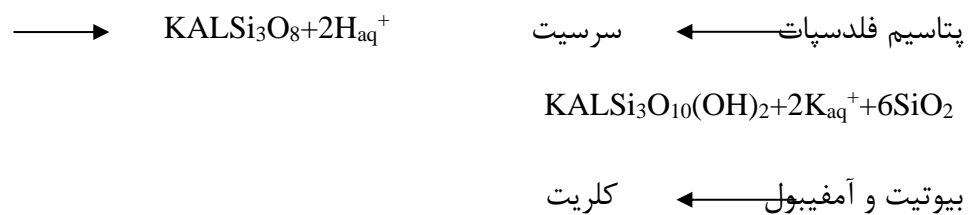
### ۳-۴ دگرسانی سرسیتیک (فیلیک)

این دگرسانی از لحاظ موقعیتی بر روی زون دگرسانی پتاسیک قرار دارد و اطراف آن را زون دگرسانی پروپیلیتیک احاطه کرده است. از لحاظ زمان تشکیل پس از دگرسانی پتاسیک و پروپیلیتیک ایجاد می‌شود. کانی‌های مهم دگرسانی سرسیتیک عبارتند از: سرسیت، کوارتز، پیریت، پیروفیلیت، دیکیت و کائولن که درصد سرسیت آن از بقیه کانی‌ها بیشتر است. زون دگرسانی فیلیک غالباً شامل شبکه‌ای از شکستگی‌های استوک ورکی است (Sinclair, 2007) (شکل ۴-۴).

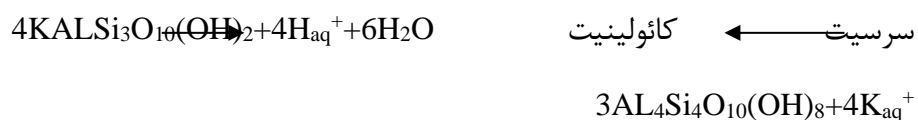


شکل ۴-۴: تصویر صحرایی سنگ آتشفشانی با ساخت استوک‌ورک که تحت تأثیر دگرسانی فیلیک قرار گرفته است.

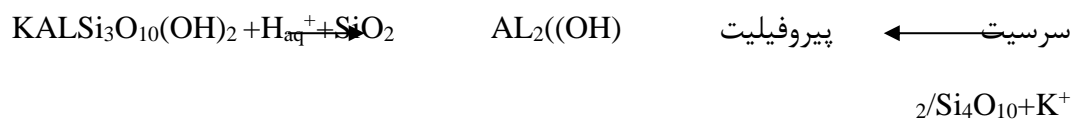
در صورت تأثیر محلول‌های اسیدی روی سنگ‌های غنی از آلومینیوم و سنگ‌های رسوبی نظیر مارن‌ها و شیل‌ها و هیدرولیز آن‌ها، کاتیون‌های  $K^+$ ،  $Na^+$  و  $Ca^+$  توسط محلول حمل شده و سرسیت، کائولن، پیریت و کوارتز تشکیل می‌شوند (کریم پور ۱۳۸۱).



در دمای  $250^\circ$  سانتی‌گراد:

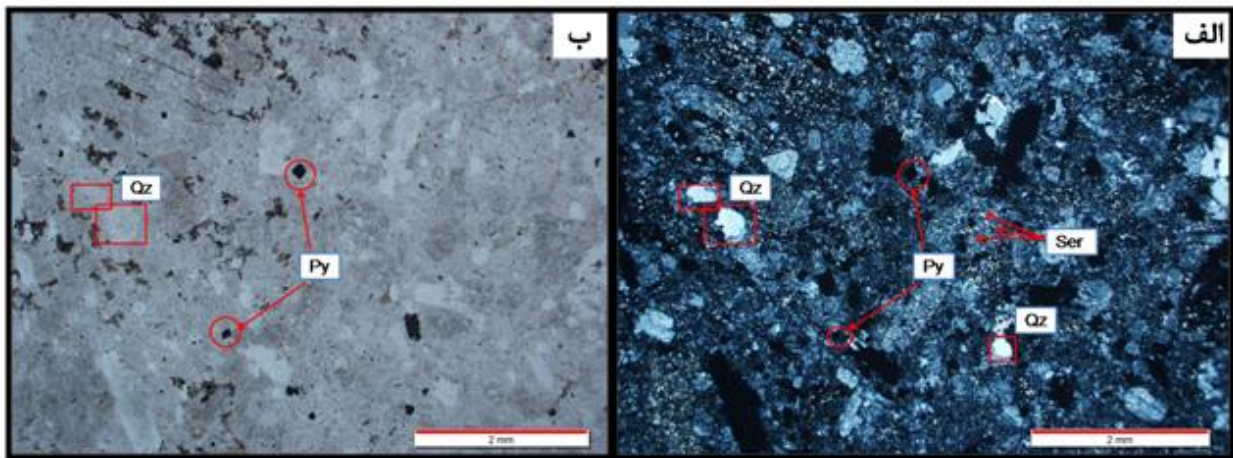


و در دمای بیشتر از  $350^\circ$  سانتی‌گراد:



در منطقه‌ی کلواری این نوع دگرسانی وسعت زیادی ندارد و به‌صورت نقاطی بین دگرسانی‌های آرژیلیکی و روی پتاسیک مشاهده می‌شود. کانه‌زایی در این زون شامل کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و بورنیت است. زون دگرسانی فیلیک در این منطقه در مقایسه با کانسارهای پورفیری همانند سرچشمه، میدوک و سونگون دارای وسعت کم تا متوسط است. پتاسیم فلدسپات سنگ‌های منطقه عمدتاً توسط سرسیت جایگزین شده‌اند و پیریت‌های موجود در این دگرسانی در منطقه کلواری به‌صورت دانه‌پراکنده و رگچه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۴-۵).





شکل ۴-۵: تصاویر میکروسکوپی نمونه‌هایی از سنگ‌های منطقه که تحت تأثیر دگرسانی فیلیک قرار گرفته‌اند، (الف: در نور عبوری xpl و ب: در نور عبوری ppl). (Ser: سرسیت Qz: کوارتز Py: پیریت)، پیریت بصورت بافت دانه‌پراکنده در متن سنگ مشاهده می‌شود.

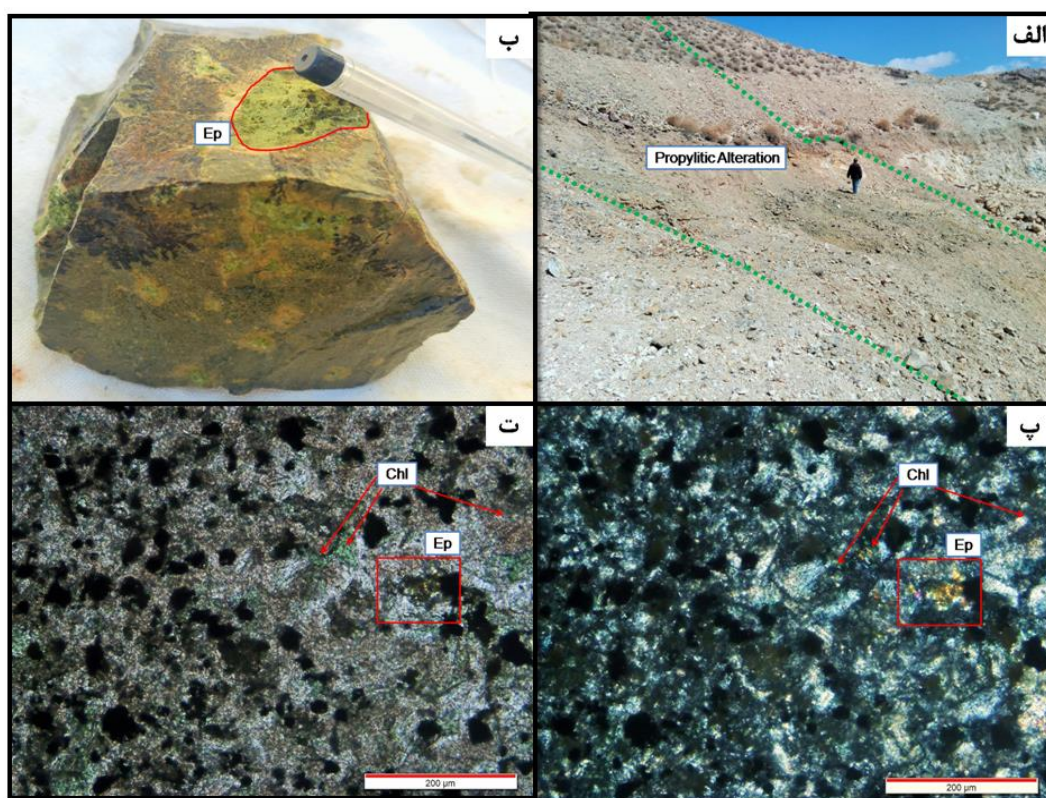
#### ۴-۴ دگرسانی پروپیلیتیک

به مجموعه‌ای از دگرسانی‌های کلریتی، اپیدوتی زوئیزیت و آلبیتی، دگرسانی پروپیلیتیک گفته می‌شود. در صورتی که درصد فراوانی هر یک از کانی‌های دگرسانی بالا برود، به جای واژه‌ی پروپیلیتیک از نام خود کانی استفاده می‌شود. کانی‌های مهم این زون عبارتند از: کلریت، اپیدوت، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، کلسیت و آلبیت. چیرگی کانی‌های کربناته نظیر کلسیت در دگرسانی پروپیلیتیک نشانگر عملکرد سیال دگرسان‌ساز با pH قلیایی نزدیک به خنثی و غنی از CO<sub>2</sub> است. در صورتی که CO<sub>2</sub> سیال پایین باشد کانی زوئیزیت تشکیل می‌شود و در صورت کاهش هرچه بیشتر گاز CO<sub>2</sub> شاهد حضور کانی اپیدوت به صورت شاخص در مجموعه‌ی کانی‌های دگرسانی خواهیم بود (Hedenquist et al, 2000).

شدت دگرسانی در زون پروپیلیتیک نسبت به زون سرسیتی و آرژیلیتی کمتر است. محلول‌های گرمابی و جوی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم و بی‌کربنات تحت تأثیر عواملی همچون نوع کانی‌های سنگ، ترکیب شیمیایی، دما، شدت و وسعت این زون را کنترل می‌کند.

دگرسانی در ابتدا از کانی‌های فرومنیزیم‌دار نظیر پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت شروع شده و پس از آن پلاژیوکلاز و به ندرت فلدسپات‌ها دگرسان می‌شوند. در محلول‌های غنی از Fe و Mg هورنبلند به اپیدوت و کلریت و اکسیدهای آهن و بیوتیت نیز به کلریت و اکسیدهای آهن دگرسان می‌شوند.

در منطقه‌ی مورد مطالعه این دگرسانی دارای وسعت زیادی نسبت به بقیه‌ی دگرسانی‌ها می‌باشند و تقریباً حاشیه‌ی اطراف سیستم را در بر گرفته است و بیشتر در سنگ‌های ولکانیکی و آذرآواری منطقه به رنگ خاکستری-سبز قابل مشاهده است. کانی‌های اپیدوت و کلریت به خوبی در رخنمون‌های صحرایی، نمونه‌های دستی و مقاطع نازک مطالعه شده نمایان است (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶: الف) تصویر صحرایی از دگرسانی پروپیلیتیک، ب) نمونه دستی از سنگ‌های منطقه که تحت دگرسانی پروپیلیتیک قرار گرفته است (پ) مقطع میکروسکوپی از دگرسانی پروپیلیتیک در نور عبوری xpl، ت) مقطع میکروسکوپی از دگرسانی پروپیلیتیک در نور عبوری ppl، chl: کلریت، ep: اپیدوت.

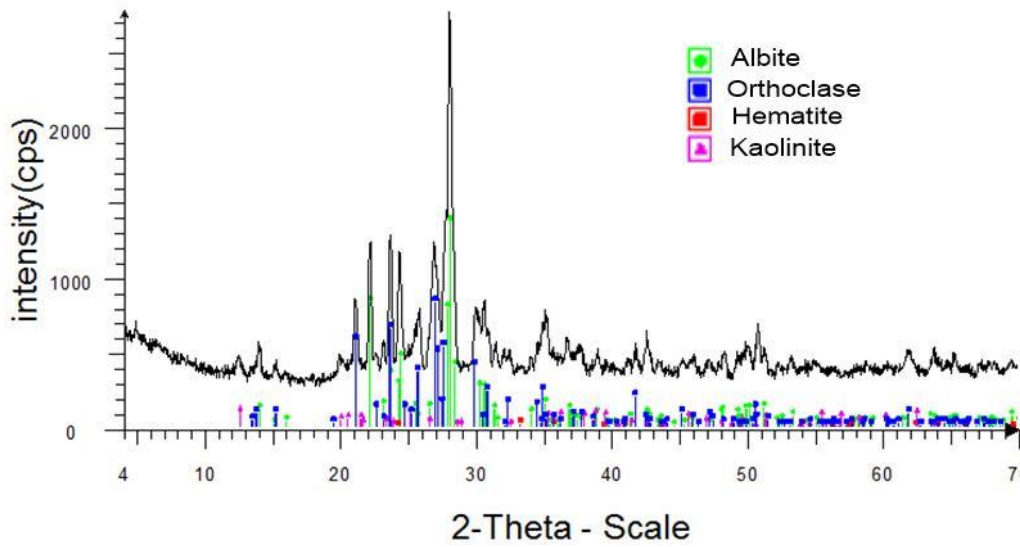
## ۴-۵ دگرسانی آرژیلیکی

دگرسانی آرژیلیک در کنسارهای پورفیری بیشتر در اثر آب‌های فرورونده جوی ایجاد می‌شود. در طول تشکیل این دگرسانی همه‌ی کانی‌های سنگ به کانی‌های رسی، سرسیت، کوارتز و هماتیت دگرسان می‌شوند (Beane R.E, Boduar R.J 1995) (شکل ۴-۷).

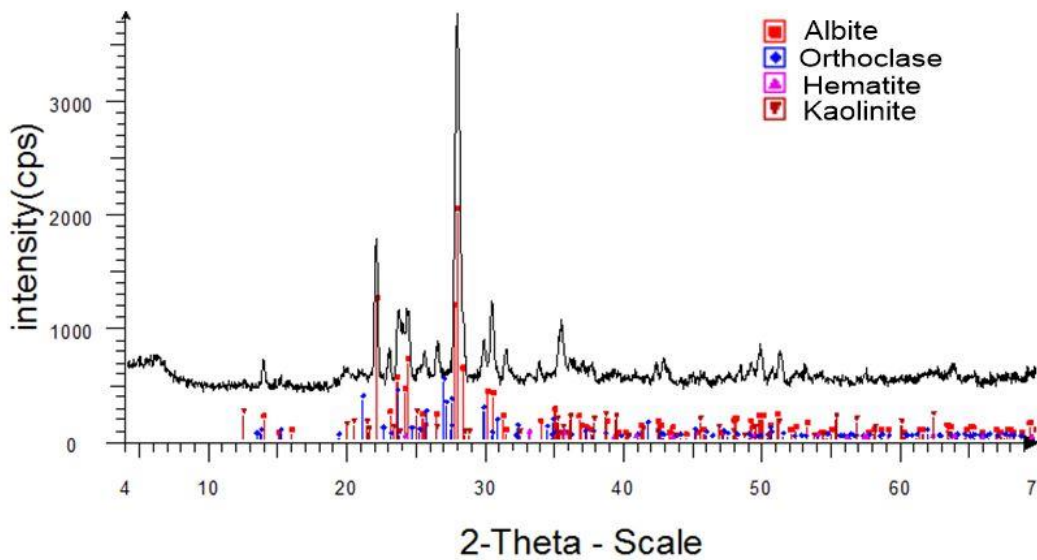


شکل ۴-۷: تصویر صحرایی از دگرسانی آرژیلیکی در منطقه مورد مطالعه (دید رو به جنوب شرق).

این دگرسانی به خوبی در مرکز سیستم پورفیری منطقه به رنگ روشن دیده می‌شود و توسط دگرسانی پروپیلیتیک احاطه شده است. تقریباً بعد از دگرسانی پروپیلیتیک دارای وسعت قابل توجهی در منطقه کلواری می‌باشد، در مقاطع میکروسکوپی کانی‌های سرسیت و کوارتز حاصل از دگرسانی آرژیلیکی به خوبی قابل مشاهده هستند و همچنین در نتایج آنالیزهای XRD نیز کانی‌های شاخص این نوع دگرسانی وجود دارند (شکل ۴-۸ و ۴-۹).



شکل ۴-۸: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانیهای تشخیص داده شده (آلبیت  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ، اورتوکلاز  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ، کائولینیت  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4/\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ، هماتیت  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).



شکل ۴-۹: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانیهای تشخیص داده شده (آلبیت  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ، اورتوکلاز  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ، کائولینیت  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4/\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ، هماتیت  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

## ۶-۴ کانه زایی

عوامل مؤثر بر کانه‌زایی در کانسار کلواری شامل ۱- حضور توده‌ی نفوذی نیمه عمیق با ترکیب گرانودیوریتی  
۲- محلول‌های گرمایی که کانه‌زایی را انجام داده‌اند ۳- لیتولوژی و ساخت و بافت سنگ‌های در برگیرنده محلول  
۴- انواع کنترل کننده‌های ساختاری همانند گسل، چین‌خوردگی و درز و شکاف‌ها. کانه‌زایی در این منطقه  
شامل دو بخش هیپوژن و سوپرژن است.

### ۱-۶-۴ کانه‌زایی مس هیپوژن

این کانه‌زایی تحت تأثیر محلول‌های گرمایی کانه‌دار باقیمانده از تبلور ماگما تشکیل می‌شود. عمده کانه مس  
در مرحله هیپوژن عبارتند از: کالکوپیریت و پیریت که تقریباً در تمامی کانسارها یافت می‌شوند و بورنیت  
بطور تقریبی در ۷۵ درصد آنها تشکیل می‌شود.

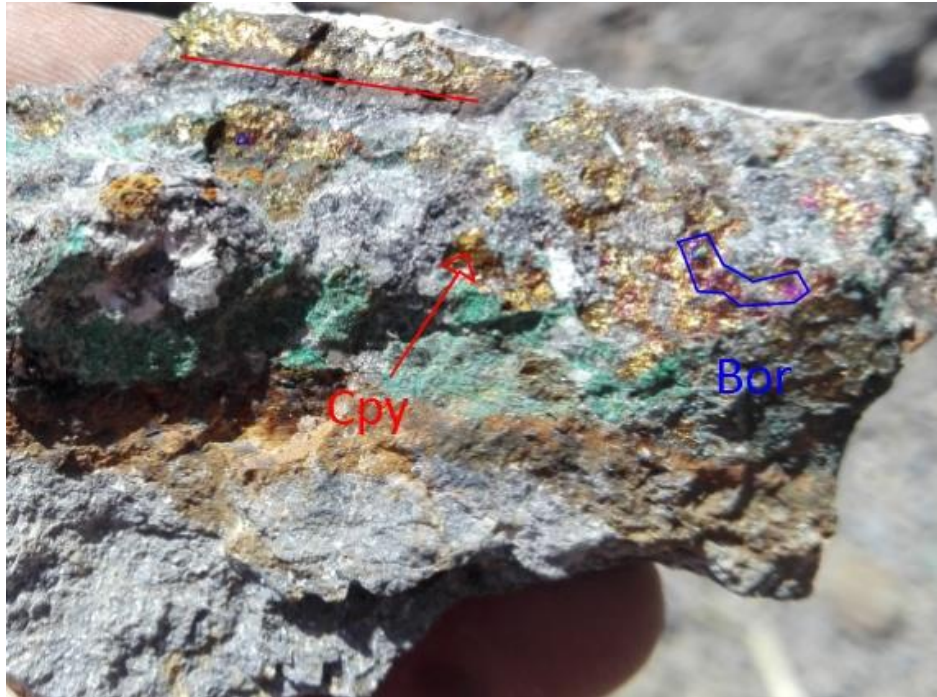
فراوانترین رگچه‌های استوکورکی رگچه‌های کوارتز هستند که عموماً کانی‌های پیریت آن را همراهی می‌کند.  
کانی عمده باطله در این کانسار کوارتز است و دیگر کانی‌های باطله عبارتند از: کانی‌های رسی، اکسیدها  
که شامل هماتیت و اولیژیست هستند. کانی‌های زون هیپوژن در کانسار کلواری به صورت سولفیدی و بیشتر  
شامل کانی‌هایی نظیر پیریت، کالکوپیریت و بورنیت رخ داده است. پیریت اولین فاز کانی‌زایی در منطقه است  
که بصورت، پیریت‌های نسل اول و پیریت‌های نسل دوم در منطقه مشاهده می‌شوند.

پیریت‌های نسل اول: این نسل از پیریت‌ها که بنظر قدیمی‌تر می‌آیند بیشتر به صورت پراکنده در متن سنگ  
هستند و دارای سطح کثیف می‌باشند و حاشیه خورد شده دارند و پیریت‌های نسل دوم: این دسته از پیریت‌ها  
بیشتر به صورت رگچه‌ای دیده میشوند و دارای سطح صاف هستند و بیشتر به صورت شکلدار یافت می‌شوند  
(شکل ۴-۱۰). کالکوپیریت: این کانه شبیه پیریت است اما رنگ مسی‌تر دارد. رخ مختصر و شکست ناصاف دارد.  
دارای سختی ۳/۵ تا ۴ و وزن مخصوص ۴/۲۸ می‌باشد و به رنگ زرد برنجی یافت می‌شود مهمترین کانی  
سولفیدی مس در کانسنگ هیپوژن، کالکوپیریت است. کالکوپیریت نیز عموماً به صورت بی‌شکل به همراه

بورنیت و هماتیت در سنگ‌های منطقه دیده می‌شود. بورنیت دارای رنگ قرمز مسی یا قهوه‌ای در زیر میکروسکوپ است و بیشتر در حاشیه کالکوپیریت‌ها تشکیل شده است و نیز به صورت فاز تزریقی داخل کالکوپیریت‌ها به صورت پراکنده مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۱).



شکل ۴-۱۰: کانه‌زایی پیریت به دو شکل دانه پراکنده و رگه-رگچه‌ای در داخل گرانودیوریت‌های منطقه.



شکل ۴-۱۱: کانه‌زایی کالکوپیریت و بورنیت به صورت دانه‌پراکنده در متن سنگ‌های آتشفشانی منطقه.

## ۲-۶-۴ کانه‌زایی مس سوپرژن

کانسنگ سوپرژن شامل کانیهای قابل استخراج مس و تعداد زیادی از سایر کانی‌ها می باشد که طی فرآیند زیر تشکیل شده‌اند:

آب‌های فرورو، آب‌های زیرزمینی با pH پایین که کانی‌های مس هیپوژن را در خود حل کرده‌اند و مس را در کانی‌های پایدار محیط‌های اکسیدان و دما پایین بازنهشت ساخته‌اند. چرخه‌های انحلال رسوب منجر به تمرکز مس در بعضی محیط‌ها به صورت وسیع می‌شود که تحت عناوین کانسارهای اکسید سوپرژن، و مناطق سولفید مس غنی شده از آن‌ها نام برده می‌شود.

سنگ‌های با تخلخل بالایی که کانی‌های هیپوژن مس و سایر کانی‌ها طی غنی‌شدگی از این بخش‌ها خارج شده‌اند پوشش شسته (Leached capping) نام دارند. فاکتورهایی که هوازدگی و غنی‌شدگی کانسارهای مس پورفیری را کنترل می‌کنند عبارتند از: نفوذپذیری ایجاد شده بوسیله گسل‌ها، شکستگی‌ها، رگه‌های

استوک ورک، آرایش و کانی‌شناسی مناطق دگرسانی هیپوژن به ویژه نسبت پیریت/ سولفید مس و ظرفیت خنثی‌سازی اسید، نرخ اکسیداسیون و فرسایش (آب و هوا)، تکتونیک، توپوگرافی و زمان.

کانیهای معمول مس در کانسنگ‌های اکسیدان عبارتند از:

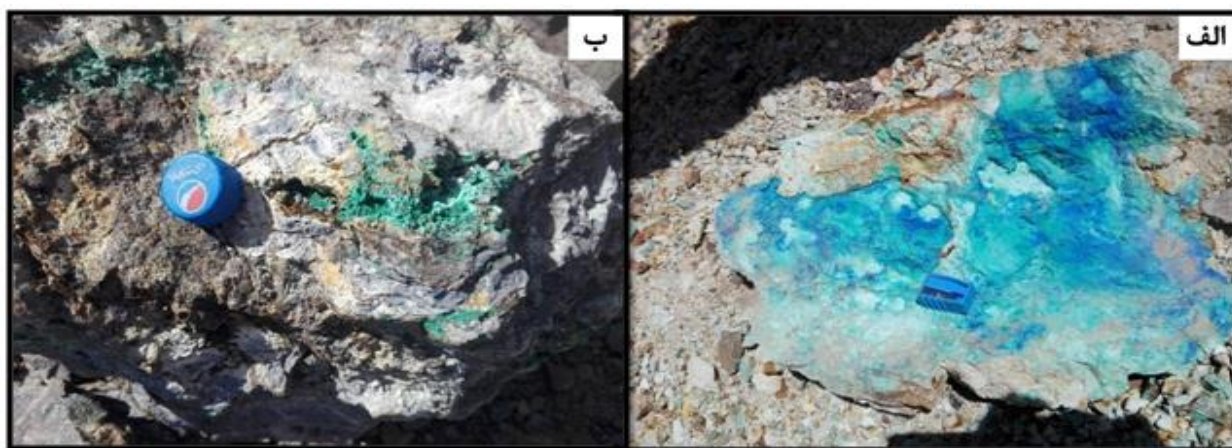
مالاکیت، آزوریت، کوپریت، کریزوکولا، مس خالص، توده‌های مس (copper wad) و آتاکامیت (همچنین انواع کانیهای کربنات، اکسید، سیلیکات و سولفید در مقادیر کم وجود دارند. این کانی‌ها می‌توانند به اشکال مختلف یافت شوند، شامل: مجموعه‌های بلورین و بلورهایی که شکستگی‌ها و فضاهای خالی را در کلاهدک شسته شده پر کرده‌اند، مجموعه‌های میکرومتر تا میلیمتری که به صورت جانشینی درون کانی‌های اولیه و حاصل دگرسانی کانسنگ مس سولفید غنی شده و به ندرت درون کانی‌های کانسنگ هیپوژن وجود دارند. روابط پاراژنزی و مجموعه‌های کانی فاقد تعادل که در مناطق کانسنگ اکسید معمول هستند منعکس کننده شرایط شیمیایی در حال تغییری در طول دوره‌های هوازدگی می‌باشند.

پیریت، مالاکیت، آزوریت، کریزوکولا، کالکوسیت و کوولیت به عنوان کانیهای اصلی زون سوپرژن در کانسار کلواری مطرح هستند. به نظر می‌رسد که عوامل شیمیایی از قبیل مقدار pH و Eh به همراه توپوگرافی، آب و هوا، سطح ایستابی پایین و غلظت بالای پیریت مهمترین عوامل موثر در توسعه زون سوپرژن می‌باشد.

اکسید و هیدروکسیدهای آهن حاصل از اکسیداسیون سولفیدهای مس قابل مشاهده در کانسار کلواری شامل لیمونیت، هماتیت و گوئتیت می‌باشند. این کانی‌ها بیشتر بصورت دانه‌ریز، پراکنده و پرکننده فضای خالی یا بصورت رگچه‌های ثانویه اکسید و هیدروکسیدهای آهن مشاهده می‌شوند. در نمونه‌های دستی لیمونیت به رنگ زرد تا نارنجی، هماتیت به رنگ قرمز و گوئتیت به رنگ خاکستری متمایل به قرمز تا قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند. مس اغلب در محلولهای فرورو به حالت محلول باقی می‌ماند تا آنکه به شرایط احیایی برسد و یا وارد سفره‌های آب زیرزمینی بشود، که به نوبه خود باعث ته‌نشست مس و نیز جانشینی سولفورهای اولیه توسط



سولفورهای ثانویه میگردد. در بالای سطح آب زیرزمینی کانی‌هایی از قبیل مالاکیت، آزوریت، بروکانتیت و در زیر سطح آب زیرزمینی سولفیدهایی چون کالکوسیت و کوولیت تشکیل می‌گردند. شکل (۴-۱۳ و ۴-۱۴) کانی‌های اکسیدی آهن و سیلیکات و کربنات‌های مس زون سوپرژن در کانسار مس کلواری را نشان می‌دهند.



شکل ۴-۱۲: کانی‌های مس زون سوپرژن کانسار کلواری (الف) آزوریت و کریزوکولا (ب) مالاکیت، در سنگ‌های آتشفشانی.



شکل ۴-۱۳: اکسید و هیدروکسیدهای آهن مربوط به زون سوپرژن در کانسار مس کلواری (۱) هماتیت (۲) گوئیتیت (۳) لیمونیت.



## فصل پنجم

کانی شناسی، ساخت، بافت و

توالی پارازنتیکی

## ۱-۵ مقدمه

مطالعات کانی‌شناسی، ساخت و بافت ساده‌ترین، ابتدایی‌ترین، کم‌هزینه‌ترین و در دسترس‌ترین نوع مطالعه بر روی کانسار بوده و تشکیل یا ناپایدار شدن کانی‌ها و تغییرات در ساخت و بافت، گویای شرایط تشکیل سنگ‌ها و کانی‌ها است. رفتار کانی‌های تشکیل‌دهنده هرکانسار، بازتاب ویژگی‌های شکل‌دهنده آن کانسار است (Craig and Vaughan, 1994). مطالعه کانی‌های تشکیل‌دهنده کانسار و رابطه بافتی آنها با یکدیگر اهمیت قابل توجهی در اکتشاف، استخراج و فرآوری ماده معدنی دارد. برای دستیابی به این اهداف در یک مطالعه تحقیقی، بررسی‌های میکروسکوپی اهمیت بیشتری می‌یابد. کانه‌نگاری یا مطالعه میکروسکوپی کانسنگ به منظور مطالعه کانه‌های اپاک (Opaque) و نیز شناخت بافت کانی‌های اپاک با میکروسکوپ پلاریزان (مطالعه میکروسکوپی به کمک نورانعکاسی) در یک منطقه صورت می‌گیرد. در این پژوهش، تعداد ۷ عدد مقطع صیقلی و ۱۴ عدد مقطع نازک از نمونه‌های مربوط به بخش‌های مختلف کانسار تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. در این فصل ابتدا به کانی‌شناسی و سپس مطالعات ساخت، بافت و توالی پاراژنزی کانی‌ها پرداخته می‌شود.

## ۵-۲ کانی‌شناسی

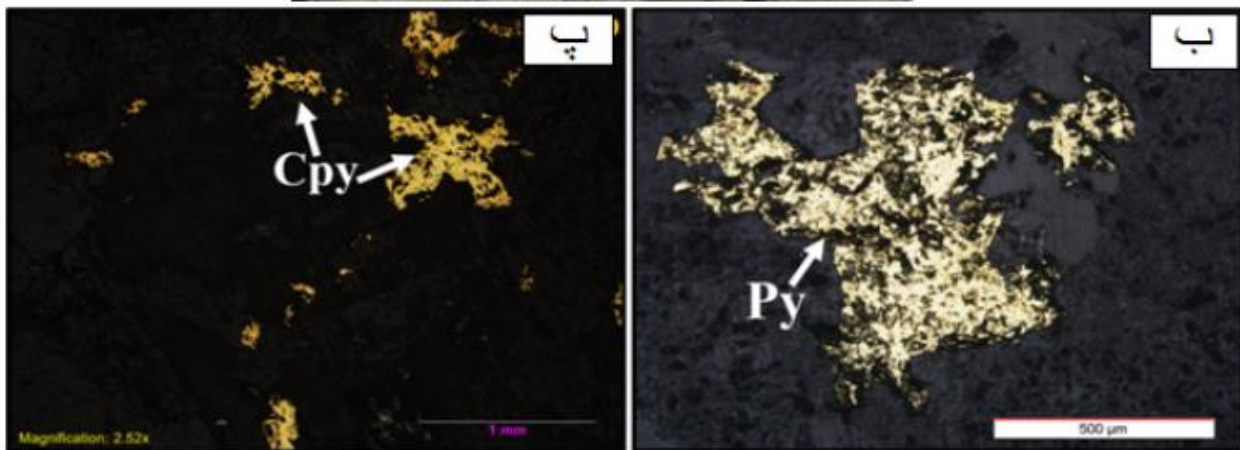
مطالعات کانی‌شناسی بر روی مقاطع میکروسکوپی نازک و صیقلی نمونه‌های کانسار مس کلواری منجر به شناسایی چهار گروه کانی‌های اکسیدی، سولفیدی، کربناتی و باطله‌ها گردید که در ادامه به مطالعه دقیق هریک از آنها می‌پردازیم.

### ۱-۲-۵ کانی‌های سولفیدی منطقه مورد مطالعه

پیریت ( $\text{FeS}_2$ ): پیریت با سیستم تبلور مکعبی، فراوانترین کانی سولفیدی در پوسته زمین است که در محیط‌های زمین‌شناسی بسیار متفاوتی یافت می‌شود. در طی فرآیند رشد و تبلور این کانی عناصر متفاوتی می‌تواند

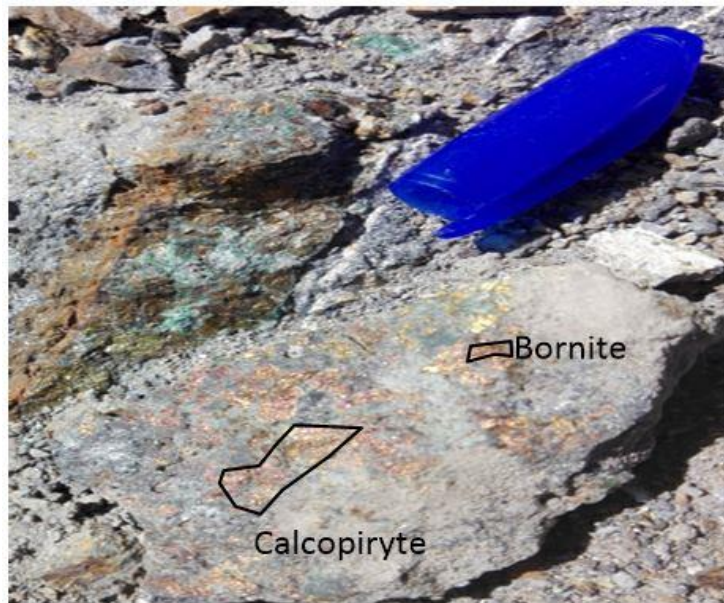
در ساختمان آن وارد شوند. عموماً به دلیل حضور پیریت همراه با بسیاری از انواع کانی‌زایی، ترکیب عناصر فرعی آن، برای نشان دادن منشاء و شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات کانی‌زا به‌کاربرده شده است (Beraliaetal.,1979). این کانی در مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه عمدتاً به‌صورت دانه‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، بعضاً شکل‌دار، پراکنده و دانه‌ریز مشاهده می‌شود. پیریت اغلب در اثر هوازدگی سطحی و دگرسانی گسترده به اکسید و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است. شکل (۵-۱ الف و ب) تصاویری از پیریت با بافت دانه‌پراکنده را نشان می‌دهد.

**کالکوپیریت (CuFeS<sub>2</sub>):** کالکوپیریت در نمونه دستی بصورت رنگ زرد برنجی دیده می‌شود. کالکوپیریت سخت‌تر، چگالی کم و خط اثر سیاه مایل به سبز تیره نشان می‌دهد. در مقطع صیقلی رنگ زرد برنجی، با انعکاس بالا و آنیزوتروپی ضعیف مشخص می‌شود. این کانی در اثر هوازدگی و اکسیداسیون به اکسیدهای آهن از جمله گوتیت تبدیل شده است و مس آزاد شده از آن تشکیل کالکوسیت، کوولیت و ملاکیت را می‌دهد. همچنین در بعضی از مقاطع کالکوپیریت با هماتیت وجود دارد که نشانگر تأثیر سیالات کانی‌ساز غنی از اکسیژن می‌باشد. این کانی در مقاطع تهیه شده کانسار کلواری خیلی کم یافت می‌شود. براساس مطالعات کانه‌نگاری در مقاطع مورد مطالعه، کالکوپیریت اغلب بصورت دانه‌پراکنده در داخل توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و دیوریتی با دگرسانی فیلیک یافت می‌شود (شکل ۵-۱ پ).

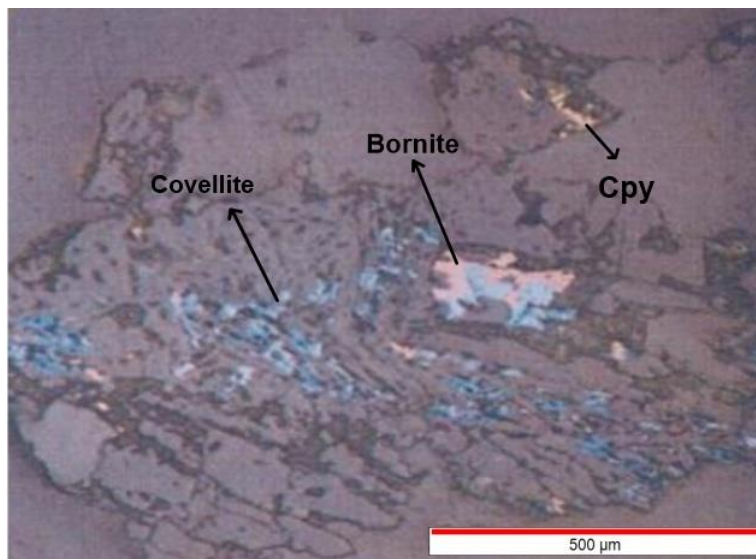


شکل ۵-۱: تصویر نمونه‌دستی از کانی پیریت درون سنگ میزبان گرانودیوریتی (ب) بلورهای درشت و بی‌شکل پیریت به صورت بافت توده‌ای. (پ) بلورهای درشت و بی‌شکل کالکوپیریت با بافت توده‌ای و دانه‌پراکنده.

**بورنیت ( $Cu_5FeS$ ):** بورنیت در سطح تازه دارای رنگ مسی برنزی است، اما به سرعت هوازده شده و به ارغوانی و آبی تغییر می‌یابد (شکل ۵-۲). در مقطع صیقلی رنگ ارغوانی و آنیزوتروپی ضعیف از مشخصات خاص بورنیت می‌باشد. بورنیت کانه‌ی معمول بسیاری از کانسارهای واجد مس به خصوص کانسارهای مس پورفیری همراه سنگ‌های کالک‌آلکان-آلکان است که بیشتر به عنوان کانی هیپوزن تشکیل می‌شود و کمتر در محیط سوپرژن دیده می‌شود (Marshal et al, 2004). بورنیت محیط‌های سوپرژن توسط کالکوسیت و کولیت جانشین می‌شود (Ramdohr, 1980) شکل (۵-۳).



شکل ۵-۲: تصویر نمونه دستی از بورنیت و کالکوپیریت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه



شکل ۵-۳: تصویر میکروسکوپی از کانی بورنیت، کالکوپیریت و کوولیت

**کالکوسیت ( $CuS_2$ ):** در اثر اکسایش کانی‌های سولفیدی هیپوژن مانند: کالکوپیریت، پیریت و بورنیت طی فرآیند سوپرژن و بصورت جانشینی با کالکوپیریت در محیط‌های احیایی ایجاد می‌شود. این کانه در نمونه دستی و سطح تازه بصورت سیاه تا نقره‌ای رنگ مشاهده می‌شود. کالکوسیت در نمونه‌های مورد مطالعه بصورت دانه

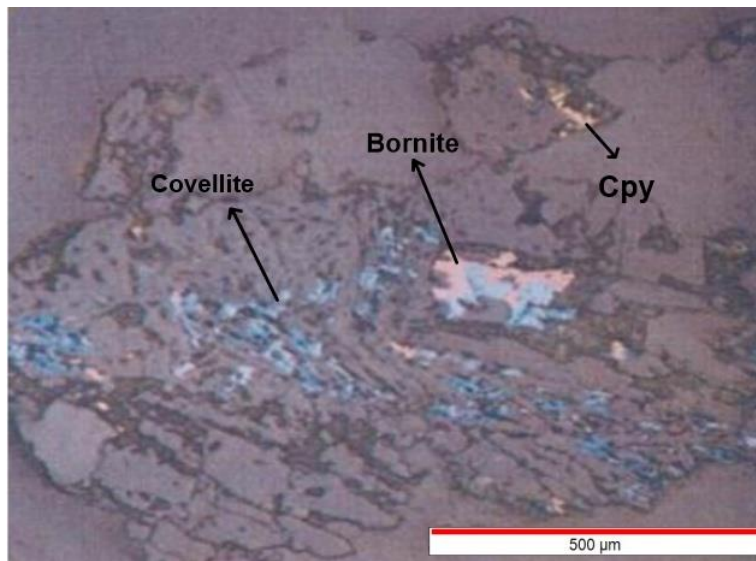
پراکنده همراه با پیریت و جانشینی با مالاکیت به رنگ سفید دیده می شود (شکل ۵-۴). از لحاظ محیط تشکیل این کانه بیشتر در کانسارهای اپی ترمال، پورفیری و رگه‌ای سوپرژن شکل می گیرد (Marshall et al, 2004).



شکل ۵-۴: تصویر میکروسکوپی از کانی کالکوسیت

**کولیت (CuS):** حضور کولیت در منطقه می تواند نشانه‌ای از تأثیر آبگون‌های اکسیدی و آبشویی مس در منطقه باشد (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۳). این کانی در منطقه مورد مطالعه از تجزیه سولفیدهای مس مانند کالکوپیریت تشکیل شده است، بیشترین گسترش این کانی در بخش‌های هوازده است. کولیت در مقاطع صیقلی دارای رنگ آبی، طیفی از آبی تیره و آبی نیلی تا سفید متمایل به آبی، چندرنگی قوی و آنیزوتروپی بالایی دارد و به صورت جانشینی در حاشیه کانی‌های کالکوپیریت و کالکوسیت مشاهده می شود (شکل ۵-۵).





شکل ۵-۵: تصویر میکروسکوپی از کانی بورنیت، کالکوپیریت و کوولیت

## ۲-۲-۵ کانی‌های اکسیدی و هیدرواکسیدی آهن

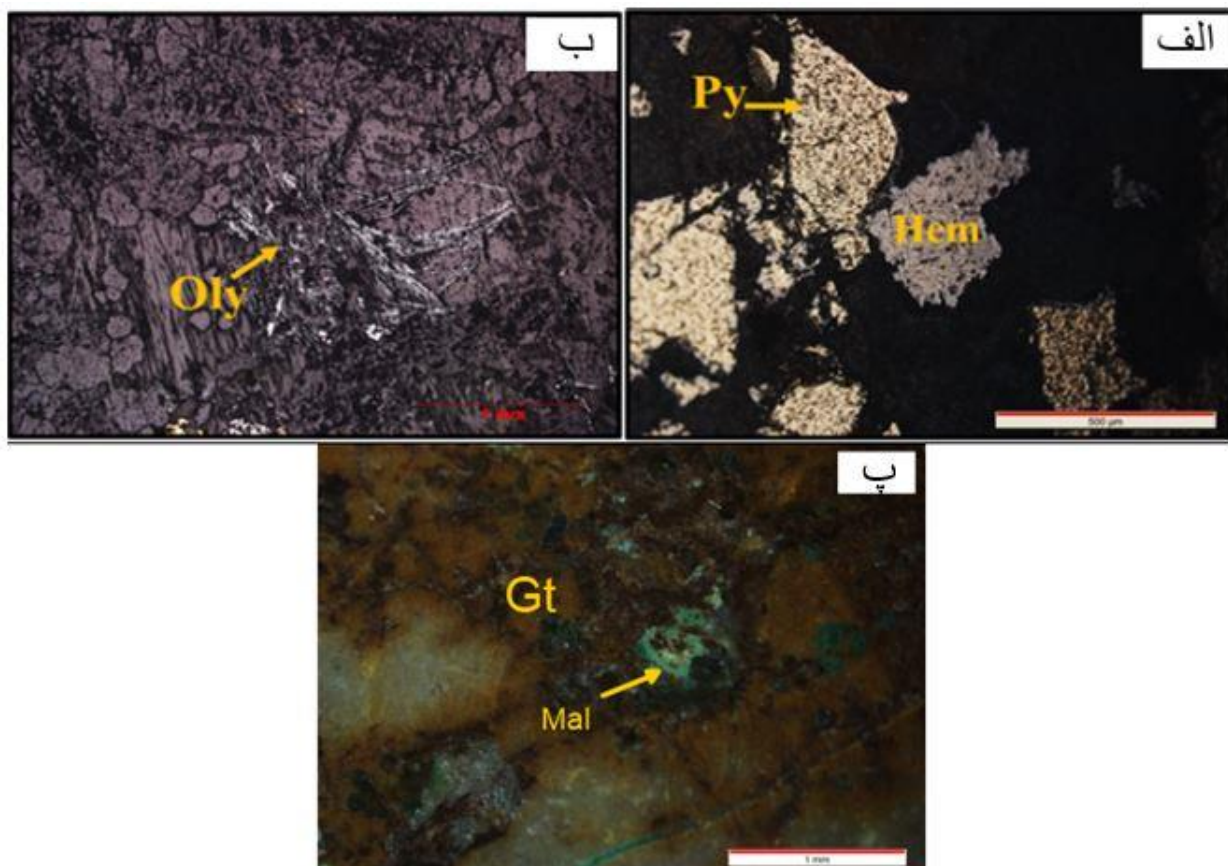
از جمله کانی‌های اکسیدی منطقه می‌توان به هماتیت، اولیژیست، گوتیت و لیمونیت اشاره کرد که در ادامه به بررسی ویژگی‌های هر کدام از آنها پرداخته شده است.

**هماتیت ( $Fe_2O_3$ ):** براساس نظر (Haynes et al, 1995) برای تشکیل هماتیت در قسمت فوقانی کانسار حضور اکسیژن ضروری است. برای این امر یک منبع خارجی لازم است تا اکسیژن مورد نیاز را فراهم کند و محتمل-ترین منبع اکسیژن آب‌های جوی است که در اثر چرخش در قسمت بالای کانسار باعث اکسیده شدن قسمت فوقانی کانسار می‌شود. هماتیت در محیط هوازده پایدار بوده و حتی توسط هوازدگی به وجود می‌آید. این کانی رنگ متغیری دارد که این امر به نحوه رشد آن بستگی دارد و گستره‌ای از جلای فلزی تا خاکستری، نقره‌ای و سیاه را نشان می‌دهد. کانی هماتیت می‌تواند به صورت اولیه از سیالات گرمایی تشکیل بشود و نیز تحت شرایط دگرسانی و اکسیدی از کانی‌های مگنتیت و سولفیدهای آهن حاصل شود. این کانی در مقاطع صیقلی به صورت سفید تا خاکستری با آنیزوتروپی مشخص، قابل تشخیص می‌باشد. هماتیت در منطقه مورد مطالعه فراوانی

نسبتاً خوبی دارد که در نمونه دستی و مقاطع صیقلی مشخص گردیده است (شکل ۵-۶ الف). در مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه علاوه بر هماتیت، کانی اولیژیست هم دیده می‌شود که تحت شرایط گرمایی تشکیل می‌شود. اولیژیست معمولاً به صورت بلورهای تیغه‌ای قابل مشاهده است و در نمونه‌های منطقه فراوانی نسبتاً بالایی دارد (۵-۶ ب).

**گوتیت (FeOOH):** گوتیت جزو کانی‌های هیدروکسید آهن، رشته‌ای و موازی با محور C می‌باشد (Nesse, 2000). این کانی توسط هوازدگی یا دگرسانی کانی‌های حاوی آهن از جمله مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت و غیره ایجاد می‌شود. بر اثر پدیده انحلال و اکسیداسیون سطحی، کانی‌های سولفیدی در قسمت سطحی کانسار دچار انحلال شده و یون گوگرد آنها از محیط خارج و هیدرواکسیدهای آهن برجای می‌مانند. حضور گوتیت نشانگر اسیدیته کم و میزان سولفید کل پایین است (Sillitoe and Perello, 2005). شکل (۵-۶ پ) گوتیت با بافت دانه‌پراکنده را نشان می‌دهد.

**لیمونیت (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>H<sub>2</sub>O):** اکسید آهن آبدار به رنگ زرد مایل به قهوه‌ای می‌باشد که در قسمت‌های اکسیدان و بخش‌های سطحی کانسار دیده می‌شود. در واقع لیمونیت محصول نهایی دگرسانی و هوازدگی اکسیدها و سولفیدهای آهن است. این کانی بیشتر همراه با هماتیت یافت می‌شود و فراوانی نسبتاً زیادی در منطقه مورد مطالعه دارد.



شکل ۵-۶: تصاویر میکروسکوپی نور انعکاسی از کانی‌های اکسیدی موجود در منطقه: الف) همیافتی پیریت و هماتیت را نشان می‌دهد. ب) تیغه‌های سوزنی اولیژیست. پ) کانی گوتیت و مالاکیت.

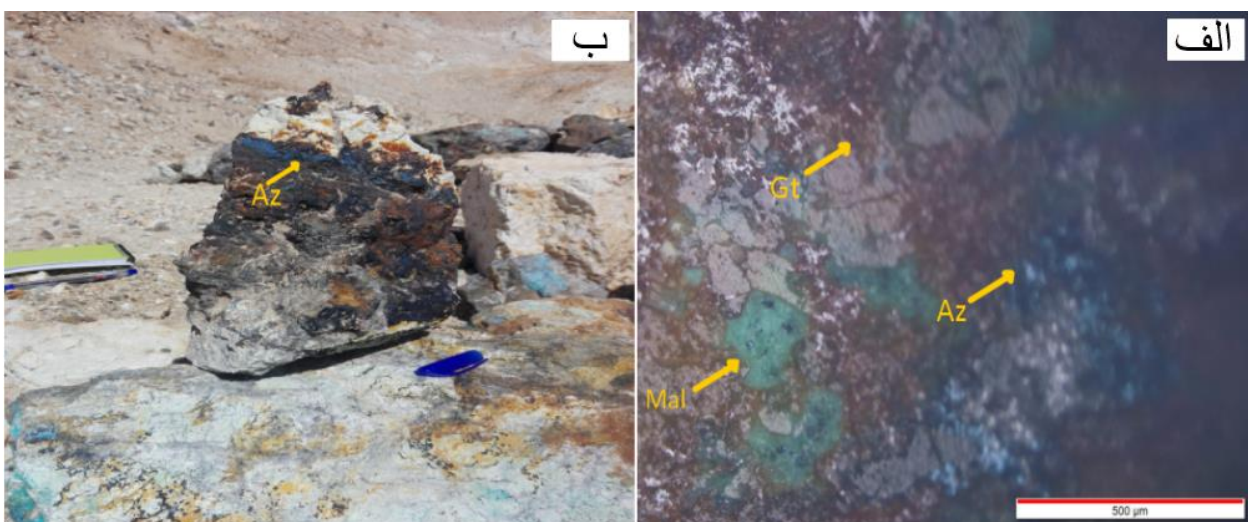
### ۳-۲-۵ کانی‌های کربناته منطقه مورد مطالعه

از جمله کانی‌های فاز کربناته مس می‌توان به مالاکیت و آزوریت اشاره نمود که در اثر هوازدگی کانی‌های سولفیدی مس در زون اکسیدان تشکیل شده‌اند. این کانی‌ها به رنگ سبز (مالاکیت) و آبی (آزوریت) در افق‌های سطحی کانسار تشکیل شده‌اند. در ادامه به بررسی هریک از آنها پرداخته شده است.

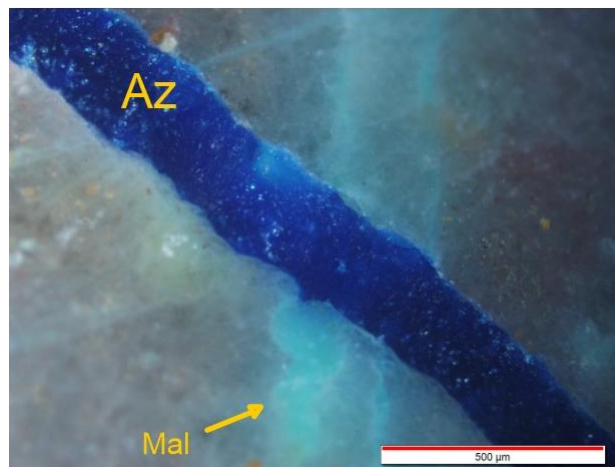
**مالاکیت  $(\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3)$ :** یکی از فراوان‌ترین کانی‌های کربناتی مس در منطقه مورد مطالعه است که در نمونه دستی به رنگ سبز-آبی دیده می‌شود و در مقاطع نازک رنگ خاکستری تا سبز دارد. این کانی در مقطع صیقلی دارای رنگ سبز، انعکاس کم و آنیزوتروپی قوی با رنگ آنیزوتروپی سبز و انعکاس داخلی سبز

دارد، که معمولاً بصورت رگه-رگچه‌ای و دانه‌پراکنده همراه با کالکوپیریت و آزوریت و سایر کانه‌های مس دار مشاهده می‌شود (شکل ۷-۵ الف).

**آزوریت**  $(\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2)$ : آزوریت یکی دیگر از کانی‌های کربناتی مس می‌باشد که همراه مالاکیت مشاهده می‌شود و فراوانی خوبی دارد. رنگ آبی لاجوردی و خط اثر آبی و روشن از مشخصات کانه‌ی آزوریت است، در مقطع صیقلی دارای رنگ خاکستری است و آنیزوتروپی قوی دارد. شکل (۷-۵ الف و ب) همیافتی آزوریت را با مالاکیت و کانی‌های اکسیدی نشان می‌دهد. از دیگر مشخصات آزوریت انعکاس داخلی آبی پررنگ است. در نور عبوری چندرنگی قوی از بنفش تا آبی دارد (شکل ۷-۵ ب).



شکل ۷-۵: تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از کانی‌های کربناته: الف) تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیت که بصورت همیافت با گوتیت و آزوریت مشاهده می‌شود ب) تصویر نمونه دستی از کانی آزوریت به صورت همیافت با کانی‌های اکسیدی.

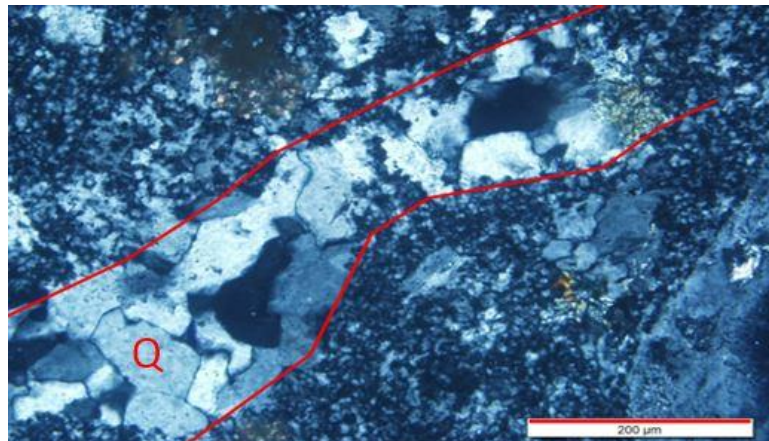


شکل ۵-۸: تصویر میکروسکوپی از کانی آزوریت با انعکاس داخلی آبی پررنگ.

#### ۴-۲-۵ کانی‌های باطله در منطقه مورد مطالعه

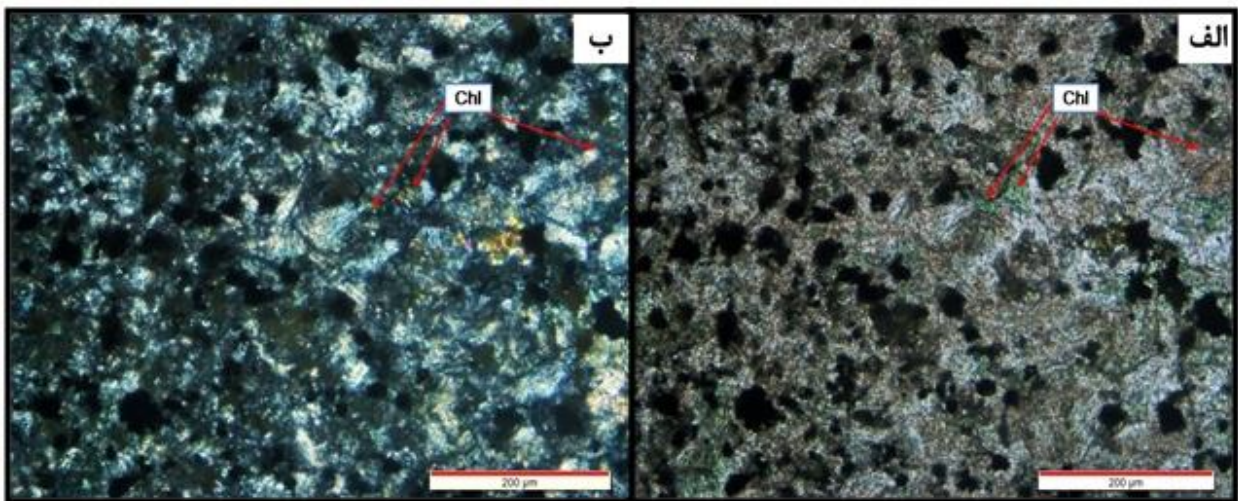
از جمله مهم‌ترین کانی‌های باطله در کانسار مس کلواری می‌توان به کوارتز، کلسیت، کلریت و سربیسیت اشاره نمود که کلریت و سربیسیت محصولات دگرسانی هستند.

**کوارتز:** سیلیس موجود در سنگ‌ها غالباً به دو صورت تأمین می‌شود. ۱- توسط آب‌های ماگمایی که حاوی سیلیس هستند. و ۲- سیلیس حاصل از تجزیه یا دگرسانی کانی‌های سیلیکاته که بصورت سیلیسیس آمورف و کوارتز قابل مشاهده است. کوارتز با فرمول  $\text{SiO}_2$  به عنوان یک کانی باطله دارای بیشترین فراوانی در سنگ‌های منطقه است. کوارتز به صورت رگه-رگچه‌ای و دانه‌پراکنده وجود دارد (شکل ۵-۹). عبور محلول‌های گرمابی نیز باعث ایجاد یکسری شکستگی‌ها و تشکیل رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی می‌شود.



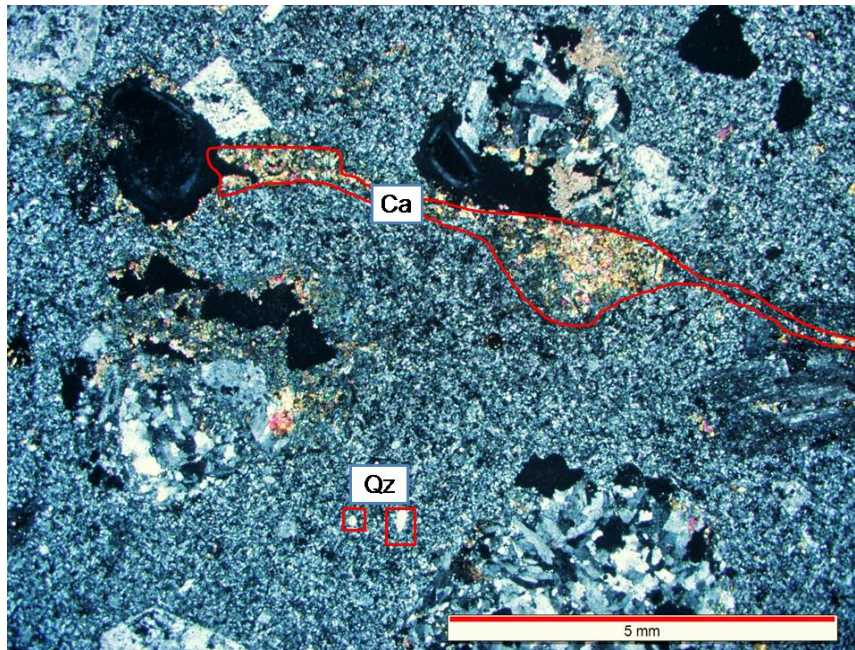
شکل ۵-۹: تصویر میکروسکوپی کوارتز رگه-رگچه‌ای در سنگ‌های منطقه.

کلریت: این کانی بیشتر به صورت دسته جارویی دیده می‌شود و اندازه دانه‌های آن به حدود ۱۰ تا ۹۰۰ میکرون می‌رسد (شکل ۵-۱۰ الف و ب). این کانی به صورت جانشینی به جای کانی‌های آهن و منیزیم‌دار یافت می‌شود.



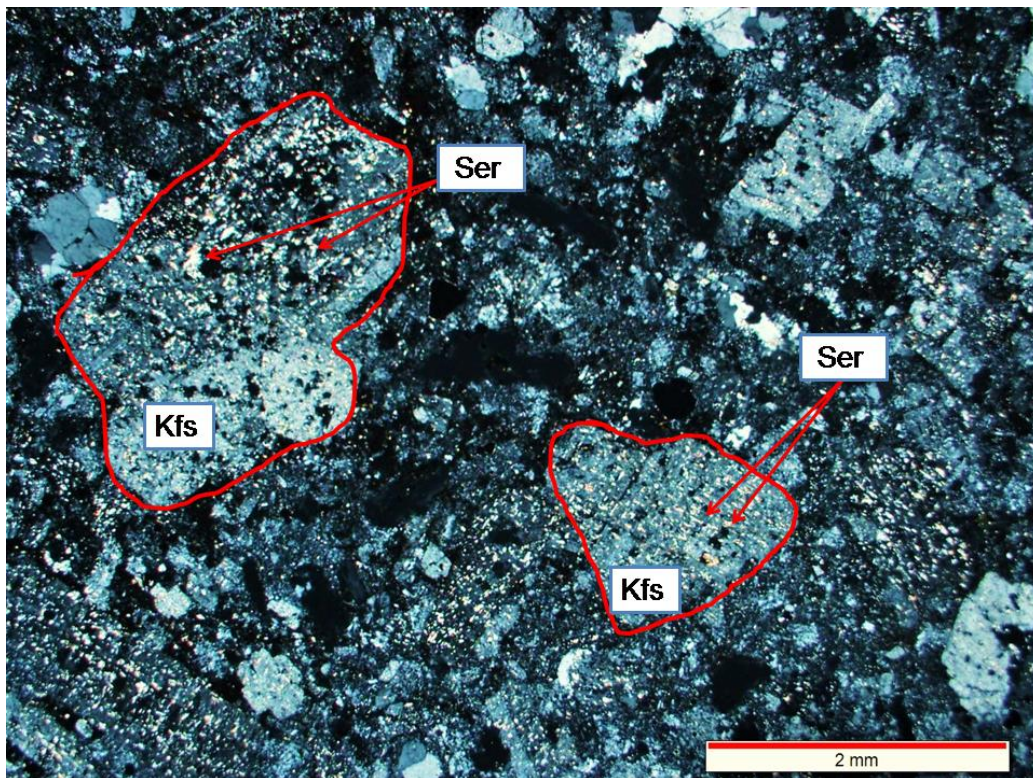
شکل ۵-۱۰: تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی کلریت در نور عبوری الف) PPL و ب) XPL.

**کلسیت:** کلسیت یا کربنات کلسیم با فرمول  $\text{CaCO}_3$  در نمونه‌ها به صورت رگچه‌های تأخیری (شکستگی‌های بعد کانه‌زایی) قابل مشاهده است. این کانی فراوانی خوبی در منطقه دارد که بصورت دانه‌های بی‌شکل، پراکنده و رگچه‌ای همراه با کوارتز ظاهر می‌شود (شکل ۵-۱۱).



شکل ۵-۱۱: تصویر میکروسکوپی از کلسیت رگه‌ای به همراه کوارتز (نور عبوری XPL) در لیتیک توف‌های منطقه.

**سریسیت:** این کانی از تجزیه پلاژیوکلازها و فلدسپات‌های آکالن تحت تأثیر دگرسانی حاصل می‌شود، که در زیر نور عبوری بی‌رنگ و دارای برجستگی متوسط تا ضعیف می‌باشد. سریسیت در مقاطع به جای کانی‌های دیگر به صورت جانشینی قرار گرفته است و در مواردی همراه با کانی‌ها و کانه‌های دیگر مثل کوارتز، فضاهای خالی شکستگی‌ها را پر می‌کند (شکل ۵-۱۲).



شکل ۵-۱۲: تصویر میکروسکوپی از سرسیت (Ser) بصورت نقاط پراکنده، در سطح پتاسیم فلدسپات‌ها (Kfs) مشاهده می‌شود که حاصل دگرسانی آنها می‌باشد.

### ۵-۳ انواع ساخت و بافت‌های کانسنگ

در بررسی میکروسکوپی نور انعکاسی، به ویژه مطالعه کانه‌ها، شناسایی و تفسیر روابط بین دانه‌ها (بافت)، به همان اندازه مهم است که شناسایی کانه‌ها اهمیت دارد. شناسایی بافت کانه‌ها در موارد زیر کاربرد دارند. (Liaghat and Jami, 1999).

(۱) تقدم و تأخر تشکیل کانه‌ها و باطله‌ها

(۲) رابطه‌ی دانه‌ها با یکدیگر و با باطله‌ها

(۳) درجه آزادی دانه‌ها

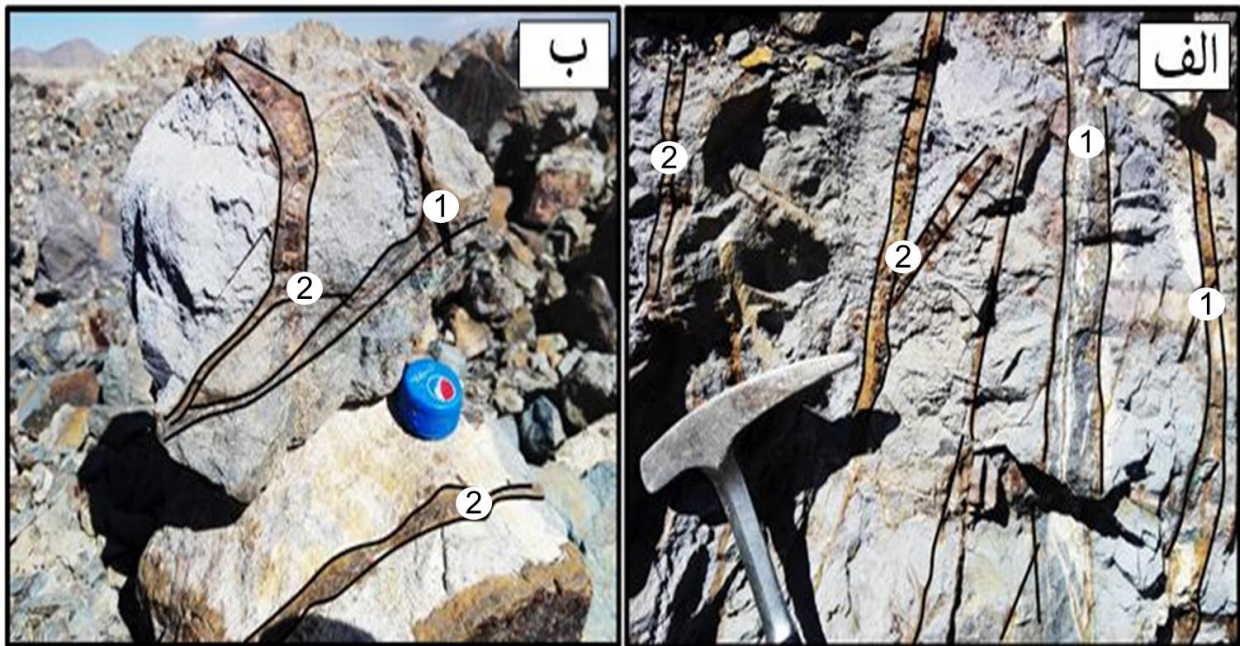
(۴) مشخص کردن ماهیت فرآیندهای درگیر در نهشته شدن کانه‌ها.



۵) مشخص کردن رخداد‌های ثانویه مانند برقراری تعادل دوباره، هوازدگی، اکسایش و سیمانی شدن. مطالعات انجام شده نشان می‌دهند که بافت‌های ماده معدنی در منطقه مورد مطالعه از نوع دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای، جانشینی و کلوفرمی و ساختارهای کانی‌سازی به صورت اکثراً رگه و رگچه‌ای دیده می‌شوند.

### ۵-۳-۱ ساخت و بافت رگه-رگچه‌ای

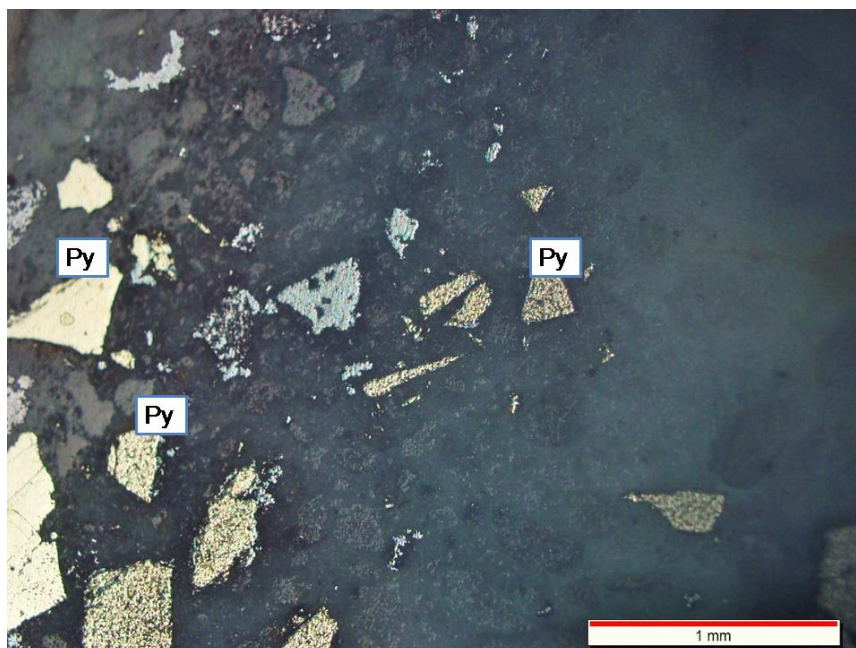
محلول‌های ماگمایی یا گرمابی در صورتیکه به هنگام عبور از گسل‌ها، شکستگی‌ها، درزه و شکاف‌ها بار خود را برجای گذارند، ساخت و بافت حاصله از نوع رگه-رگچه‌ای خواهد بود. دو نوع رگه و رگچه در سنگ‌های منطقه مشاهده می‌شود که نوع شماره ۱ رگچه‌های غنی از سیلیس و نوع شماره ۲ رگچه‌های غنی از اکسید آهن هستند (شکل ۵-۱۳). فشارهای تکتونیکی و فشار ناشی از نفوذ مواد مذاب به سطوح بالاتر سبب ایجاد شکستگی‌ها و درزه و شکاف‌های فراوان در مجاور خود شده که فضای مناسبی برای مهاجرت و ته‌نشینی مواد مذاب محسوب می‌شوند. سیالات گرمابی ضمن صعود به بالا و با کاهش دما، فشار و تغییرات Eh و PH محیط بار خود را در فضای خالی شکستگی‌ها بصورت اپی‌ژنتیک برجای گذاشته که تشکیل ساخت رگه‌ای می‌دهند. این ساخت از ویژگی‌های بارز کانسارهای مس پورفیری است. این نوع ساخت در منطقه مورد مطالعه علاوه بر قسمت‌های سطحی کانسار در بخش‌های عمقی نیز مشاهده می‌شود.



شکل ۵-۱۳: تصویر صحرایی از ساخت رگه- رگچه‌ای در سنگ‌های آتشفشانی منطقه. ۱- رگچه‌های غنی از سیلیس و ۲- رگچه‌های غنی از اکسیدهای آهن.

### ۵-۳-۲ بافت دانه پراکنده

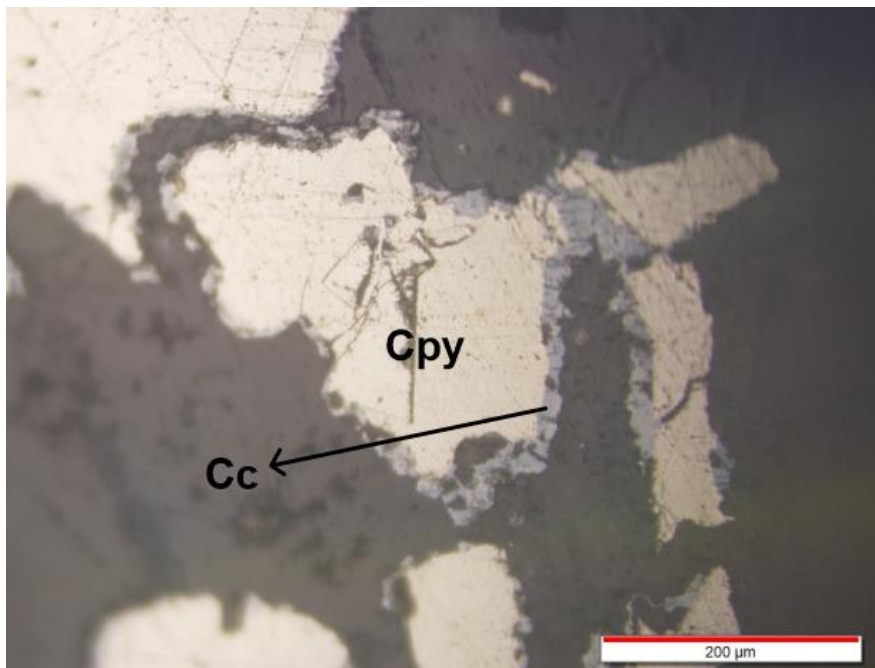
این بافت از جمله بافت‌های مهمی است که شواهد زایشی بسیار ارزشمندی در اختیار می‌گذارد. اولین نتیجه حضور موادمعدنی در این شکل، نهشت اولیه ماده معدنی در حین رسوبگذاری و یا دیاژنز همراه با دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ است. این بافت بیشتر در سنگ میزبان گرانودیوریتی دیده می‌شود. کانی‌هایی از جمله پیریت، کالکوپیریت، گوتیت و هماتیت به صورت افشان در متن سنگ دیده می‌شوند. این بافت معرف سین-ژنتیک بودن کانه‌زایی با سنگ زمینه خود می‌باشد. شکل (۵-۱۴) بافت دانه پراکنده کانی پیریت را نشان می‌دهد.



شکل ۵-۱۴: تصویر میکروسکوپی از بافت دانه پراکنده کانی پیریت در سنگ‌های گرانودیوریتی.

### ۵-۳-۳ بافت جانشینی

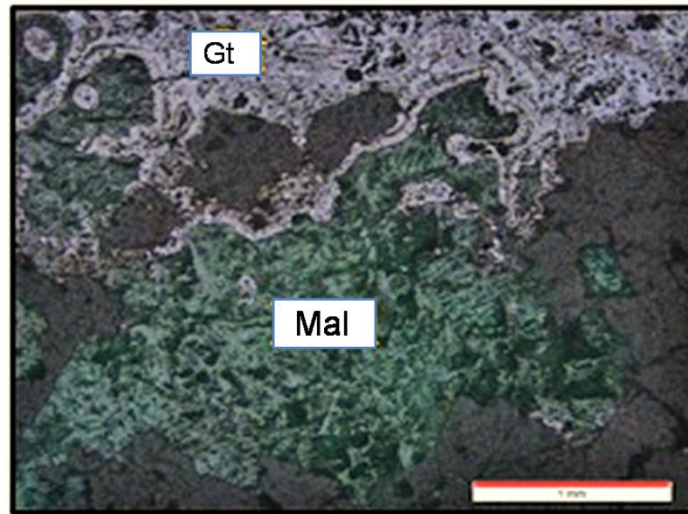
اکسیده شدن سولفیدها به اکسیدهای آهن و ترکیبات دیگر، از نوع جانشینی محسوب می‌گردد. کانی‌های اولیه مس از جمله، کالکوپیریت، پیریت و بورنیت در شرایط اکسیدان سطحی به کانی‌های ثانویه از جمله، کالکوسیت، کوولیت، گوتیت و لیمونیت تبدیل می‌شوند. این جانشینی اغلب در حاشیه و امتداد شکستگی‌های کانی صورت می‌گیرد. مطالعات میکروسکوپی وجود بافت جانشینی را در برخی از نمونه‌ها نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۵).



شکل 5-15: تصویر میکروسکوپی از بافت جانیشینی (جانیشینی کالکوسیت در حاشیه به جای کالکوپیریت).

#### ۴-۳-۵ بافت کلوفرمی

بافت کلوفرمی به خصوص در کانی‌های اکسید آهن معمول است. وجود بافت کلوفرمی گوتیت، نشان دهنده ته‌نشست این کانی در شرایط حرارت پایین در فضای خالی بین سایر کانی‌ها می‌باشد. شکل (۵-۱۶) بافت کلوفرمی کانی گوتیت را نشان می‌دهد.



شکل ۵-۱۶: تصویر میکروسکوپی نور انعکاسی که بافت کلوفرمی گوتیت را نشان می‌دهد.

## ۴-۵ توالی پاراژنتیکی

توالی پاراژنتزی، ترتیب تشکیل کانی‌ها (کانه و باطله) و تقدم و تأخر زمانی حوادثی را ارائه می‌دهد که کانسار و یا منطقه کانه‌زایی را تحت تأثیر قرار داده است (Craig and Vaughan, 1994). یک توالی پاراژنتزی می‌بایست شرایطی که فازها براساس آنها پدید آمده یا به تعادل دوباره رسیده‌اند را شرح دهد. توالی پاراژنتیکی معمولاً به صورت نمودارهای خطی ترسیم شده و در آن ارتباط زمانی مواد معدنی و باطله، فراوانی نسبی کانی‌ها و توالی تشکیل مجموعه کانی‌های دگرسان در حین تکامل سیستم کانه‌زایی خلاصه می‌شود (Barker, 1991). اگرچه با بررسی رخنمون‌ها و مغزه‌های حفاری به اطلاعات زیادی می‌توان رسید، اما مطالعه‌ی توالی کانی‌ها عملاً به میکروسکوپ محدود است. برای تعیین ترتیب نهشت کانی‌ها از آنالیز دقیق بافت‌ها و ساخت‌های میکروسکوپی استفاده می‌شود (گیلبرت و پارک، ۱۹۷۷). در جدول (۵-۱) توالی پاراژنتیکی از کانی‌های منطقه آورده شده است. پیریت‌های نسل اول (مرحله قبل از کانه‌زایی) همزمان با سنگ منشأ بصورت سین‌ژنتیک و پیریت‌های نسل دوم (مرحله هیپوژن) به همراه سایر کانی‌های سولفیدی مثل کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت بصورت اپی‌ژنتیک تشکیل شده است.

جدول ۵-۱: توالی پاراژنزی کانی‌های تشکیل دهنده کانسار مس کلواری.

Stage Mineral		Pre-ore stage	Hypogene	Supergene	
		1	2	3(-Eh)	4(+Eh)
Sulfide	Pyrite	—	=====		
	Chalcopyrite		=====		
	Bornite		=====		
	Chalcocite			=====	
	Covelite			=====	
Carbonate	Malachite				=====
	Azorite				=====
Oxide- Hydroxide	Hematite				=====
	Olygiste				=====
	Goethite				=====
	Limonite				=====
Gangue	Calcite	=====	=====	=====	=====
	Quartz	=====	=====		
	Chlorite		=====		
	Sericite		=====		
	Biotite		=====		
	K Feldspar		=====		
	Clay Minerals		=====	=====	
Texture	Disseminated	=====	=====	=====	=====
	Vein and Veinlet		=====	=====	=====
	Replacement			=====	=====
	Colloform			=====	=====

# فصل ششم

## ژئوشیمی

## ۶-۱ مقدمه

انجام مطالعات ژئوشیمیایی یکی از مباحث اصلی در شناخت دقیق و کامل هرکانسار است. انتخاب روش مطالعاتی مناسب و به تبع آن تعبیر و تفسیر مناسب داده‌های ژئوشیمیایی، کمک بزرگی به درک بهتر خصوصیات هر ماده معدنی خواهد کرد. هر ماده معدنی و عناصر همراه آن با توجه به خصوصیات ساختاری و فراوانی، روش خاصی را برای بررسی‌های ژئوشیمیایی می‌طلبد. بنابراین استفاده از روشی که در تعیین مقادیر عنصری از دقت و صحت مناسب و کافی برخوردار باشد ضروری است. بدین منظور باید پس از انتخاب محل مناسب نمونه‌برداری ژئوشیمیایی با اعمال روش‌های دقیق نمونه‌برداری و آماده‌سازی نمونه‌ها، کار آنالیز ژئوشیمیایی را انجام داد.

بررسی‌های ژئوشیمیایی در کانسارهای مختلف علاوه بر آن که راهنمای بسیار خوبی در فهم نحوه و مراحل تشکیل یک کانسار است، به عنوان یک ابزار قدرتمند در پی‌جویی کانسارهای مشابه نقش بسزایی داشته است. در این میان، بررسی فراوانی و توزیع عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در سنگ به منظور درک بهتر عناصر کانسار ساز، می‌تواند جهت توسعه تکنیک‌های اکتشافی برای کانسارهای مشابه سودمند باشد.

## ۶-۲ روش آنالیز

به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی روی سنگ‌های نفوذی منطقه، 18 نمونه با حداقل دگرسانی گرمایی از این سنگ‌ها انتخاب و نمونه‌ها جهت آنالیز ، ICP-MS, XRF انتخاب و به آزمایشگاه جهت انجام آنالیزهای مورد نیاز ارسال شد. نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی فرعی و کمیاب در نرم افزارهای تخصصی GCDKit و Grapher مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.



### ۳-۶ مس

مس از فلزات پایه و بیست و چهارمین عنصر فراوان در پوسته زمین است. فراوانی مس در پوسته زمین ۵۵ppm می‌باشد. نماد این عنصر Cu، عدد اتمی ۲۹ (دارای آرایش الکترونی  $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6 4d^{10} 4s^1$ )، جرم اتمی ۶۴، حالات اکسیداسیونی ( +۱ و +۲ ) است. مس دارای ایزوتوپ‌های  $Cu^{63}$  و  $Cu^{65}$  است که فراوانی آن‌ها به ترتیب ۶۹/۱۷٪ و ۳۰/۸۳٪ می‌باشد. از لحاظ ژئوشیمیایی مس خاصیت سیدروفیل و کالکوفیل دارد که در ردیف اول فلزات واسطه و در گروه یازدهم جدول تناوبی قرار می‌گیرد.

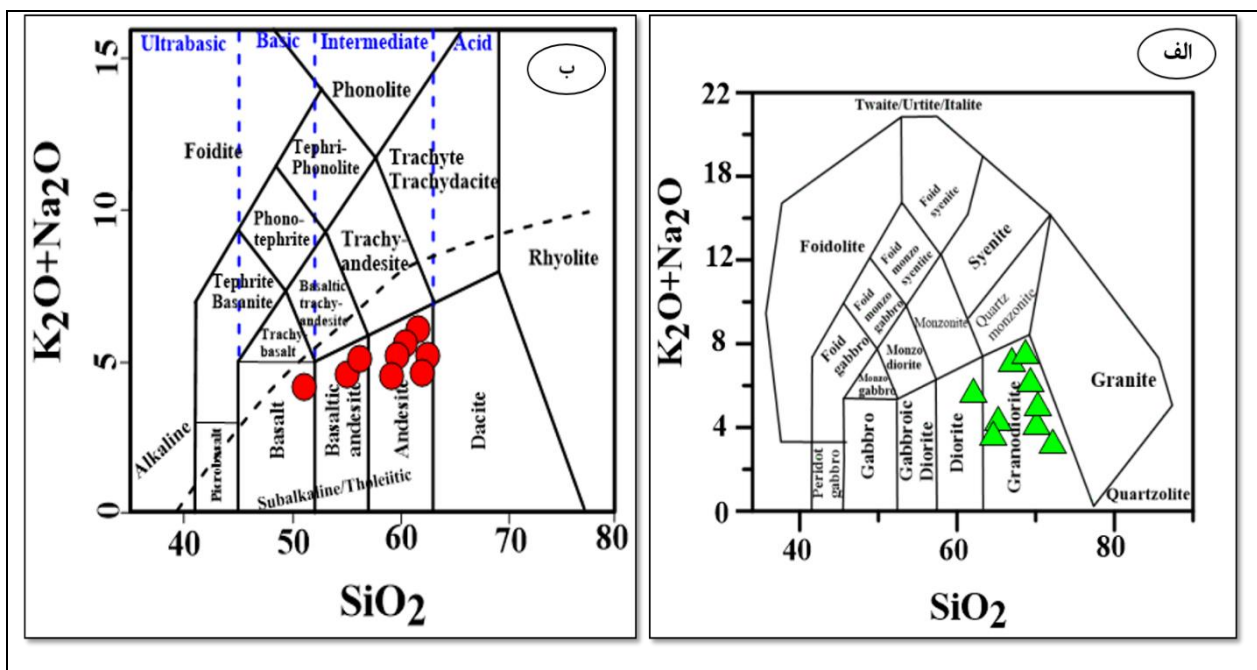
### ۴-۶ ژئوشیمی سنگ میزبان

در این تحقیق از عناصر اصلی و کمیاب برای طبقه‌بندی شیمیایی، تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین، درجه اشباع از آلومینو و تعیین محیط تکتونیکی آن‌ها استفاده شده است. واحدهای سنگ‌شناختی موجود در محدوده‌ی مورد مطالعه مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین بیرونی و توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق تا عمیق می‌باشند که انجام مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این سنگ‌ها، اطلاعات مهمی را در رابطه با منشاء و ترکیب سنگ‌های منطقه در اختیار قرار خواهد داد.

### ۶-۴-۱ نامگذاری سنگ‌های آذرین منطقه بر اساس عناصر اصلی و کمیاب

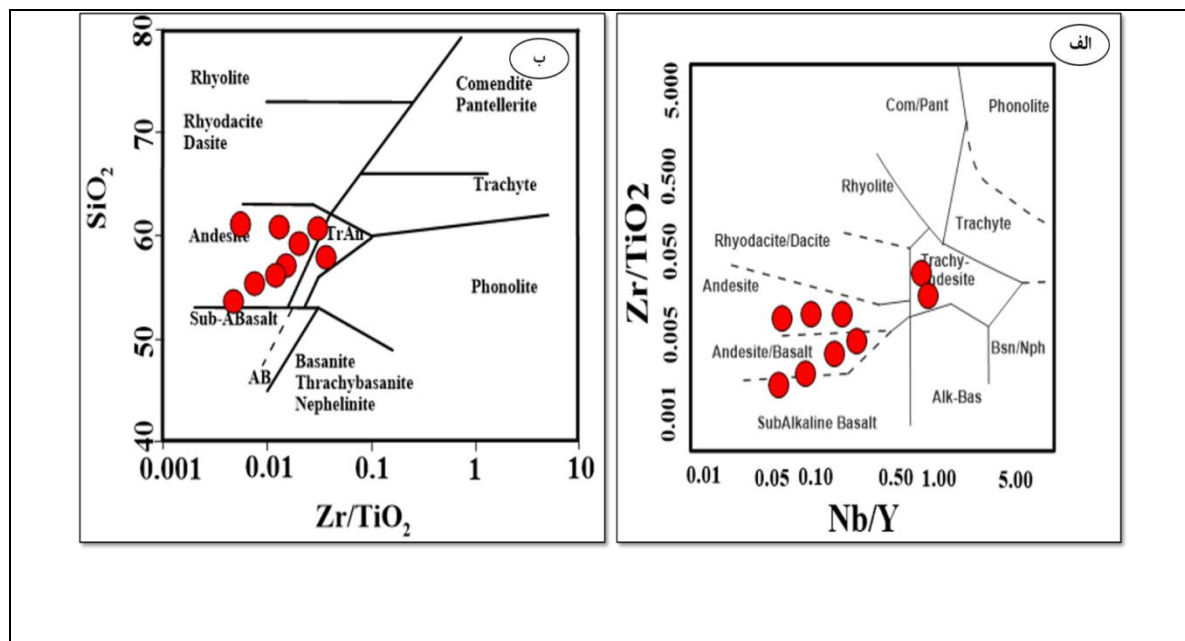
بر اساس نمودار تغییرات  $(Na_2O+K_2O)$  در مقابل  $SiO_2$  (Middlemost, 1994) و (Le Bas et al, 1986)، سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانه‌زایی عمدتاً در گستره بازالت، تراکی-بازالت و بازالت-تراکی آندزیت و سنگ‌های نفوذی در محدوده‌ی گرانیت تا گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱، الف و ب). سعی شد نمونه‌هایی که دارای کمترین دگرسانی هستند، برداشت و جهت آنالیز انتخاب شوند، با این حال از آنجایی که تحرک عناصر آلکالین در سنگ‌های هوازده و دگرسان شده بالا است، به منظور تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های مورد نظر، از نمودارهای مربوطه مبتنی بر عناصر کمیاب کم تحرک از جمله  $Zr$ ،  $Ti$ ،  $Nb$  و  $Y$  که جزء عناصر دارای

قدرت میدانی بالا هستند (Rollinson, 2014) نیز استفاده شده است (شکل ۶-۲، الف و ب). بر اساس نمودار Zr/TiO<sub>2</sub> در مقابل Nb/Y (Winchester and Floyd, 1997)، سنگ‌های آتشفشانی در محدوده تراکی بازالت، آندزیت و آندزیت بازالت قرار می‌گیرند. همچنین بر اساس نمودار Zr/TiO<sub>2</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> (Pearce, 1996)، سنگ‌های آتشفشانی میزبان مس ترکیب آندزیت و آندزیت بازالت را نشان می‌دهند.



▲ - آذرین درونی ● - آتشفشانی

شکل ۶-۱: طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه با استفاده از نمودار تغییرات (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) در مقابل SiO<sub>2</sub> (Middlemost, 1994) سنگ‌های نفوذی که بیشتر در محدوده گرانودیوریت و دیوریت قرار دارند و (ب) سنگ‌های آتشفشانی که در محدوده آندزیت، آندزیت بازالت و بازالت قرار دارند.

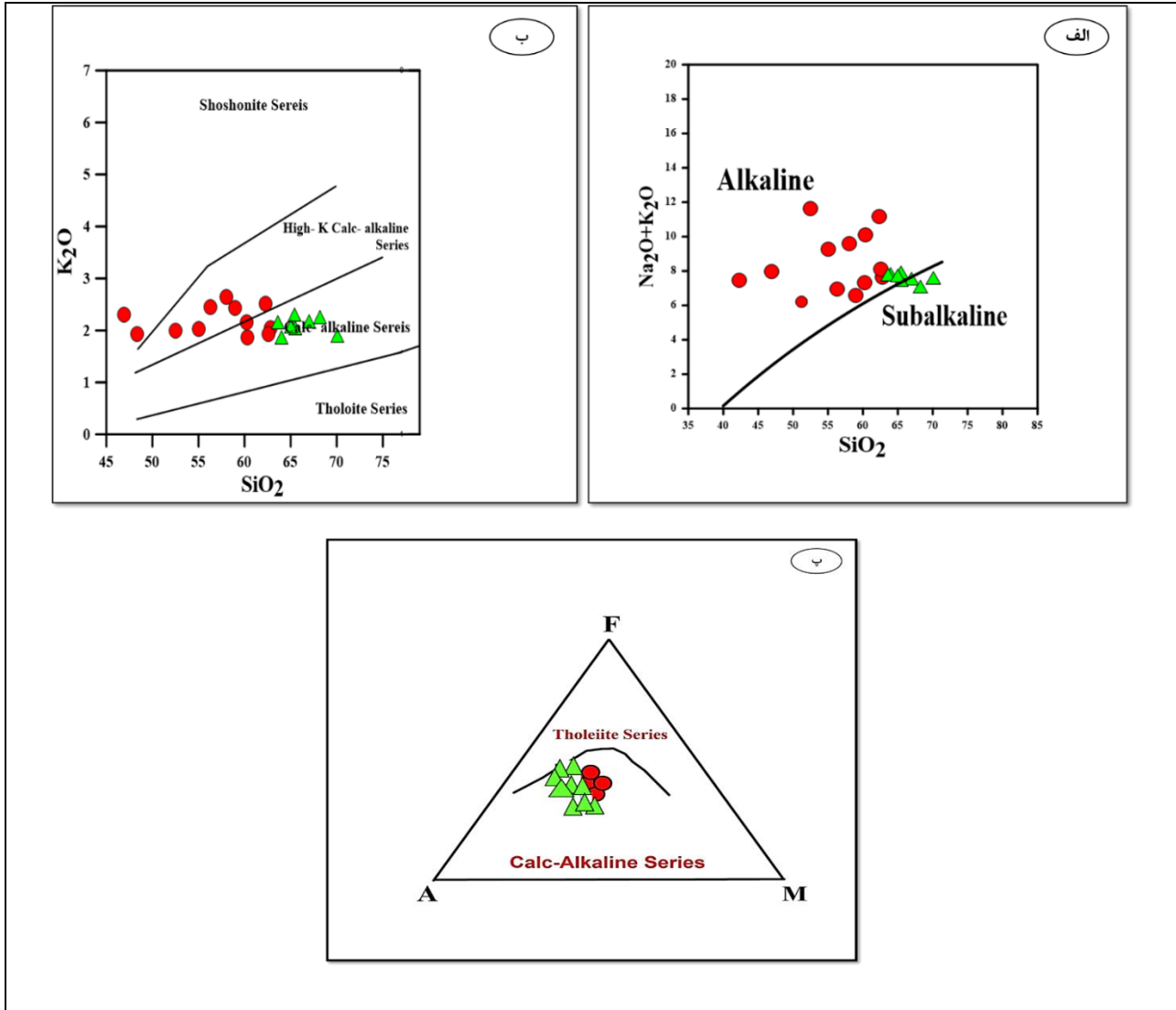


شکل ۶-۲: طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی منطقه با استفاده از نمودارهای تغییرات  $Zr/TiO_2$  در مقابل  $Nb/Y$  و

$Zr/TiO_2$  در مقابل  $SiO_2$  (Winchester and Floyd, 1997).

### ۶-۴-۲ تعیین سری ماگمایی

روند تغییرات تدریجی شیمیایی و کانی‌شناسی در واحدهای سنگی یک منطقه می‌تواند نشان‌دهنده سرشت مشترک آن‌ها از یک منبع واحد باشد. بر اساس نمودارهای  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Middlemost, 1975)، سنگ‌های آذرین درونی در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرند ولی خروجی‌ها تمایل به آلکان و شوشونیتی دارند که دلیل آن دگرسان بودن سنگ‌های آتشفشانی است (شکل ۶-۳، الف و ب). برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌ها از نمودار سه تایی AFM (Jensen, 1976) استفاده شده است ( $A=Na_2O+K_2O$ ,  $M=MgO$ ,  $F=Feo\ total$ ). در این نمودار اکثر نمونه‌ها در محدوده سری کالک‌آلکان و تعداد کمی از آن‌ها در مرز بین سری کالک‌آلکان و تولییتی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۳، پ). ماگماهای کالک‌آلکان حاصل اختلاط ماگماهای منشأ گرفته از گوشته و پوسته هستند (Tatsumi and Takahashi, 2006).



▲ - نفوذی - ● - آتشفشانی

شکل ۳-۶: تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی با استفاده از نمودارهای الف)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل Irvine

ب)  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Middlemost, 1975)، و پ) نمودار سه‌تایی  $\text{Fe}^{\text{T}} + \text{Ti}$  و  $\text{Mg}$ ،  $\text{Al}$

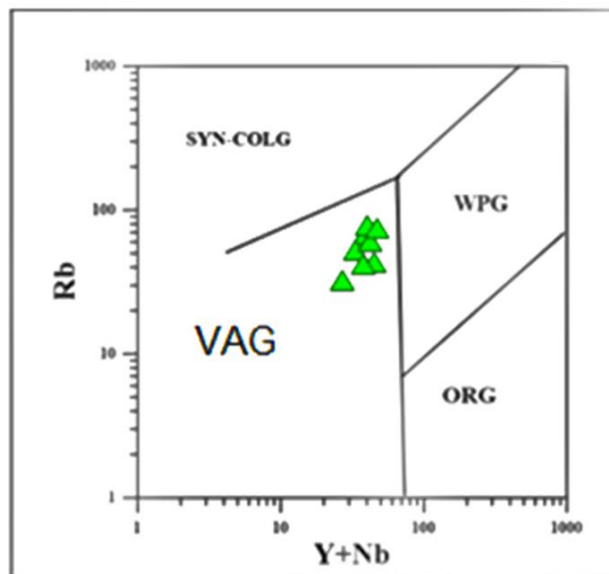
(Jensen, 1976).

### ۳-۴-۶ تقسیم‌بندی ژنتیکی و موقعیت تکتونیکی

یکی از عوامل مهمی که در تعیین انواع مختلف کانسارها از اهمیت خاصی برخوردار است، سری‌های ماگمایی می‌باشد و با توجه به اینکه موقعیت تکتونیکی در تعیین نوع و سری ماگمایی دخالت ویژه‌ای دارد، لذا شناخت محیط تکتونیکی، از اهداف اصلی پترولوژیکی به شمار می‌رود. کانسارهای پورفیری اساساً در زون‌های استراتوولکان پورفیری در مناطق فرورانش جزایر کمانی و کمان‌های قاره‌ای تشکیل می‌شوند. (Mitchell and Garson, 1972; Sillitoe, 1973; Sillitoe and Bonham, 1984; Sillitoe, 2010; 1988a) در این بخش به منظور تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، از نمودارهای تمایز تکتونیکی استفاده شده است. این نمودارها عمدتاً بر پایه عناصر کمیاب نامتحرک (HFS) ترسیم شده‌اند، زیرا عناصر مذکور در فازهای سیال در طول هوازدگی و دگرگونی انتقال نمی‌یابند (Willson, 1989).

#### الف) نمودارهای (Th+Yb) Rb- Y، Nb- Y، (Y+Nb) Rb- و Th-Yb

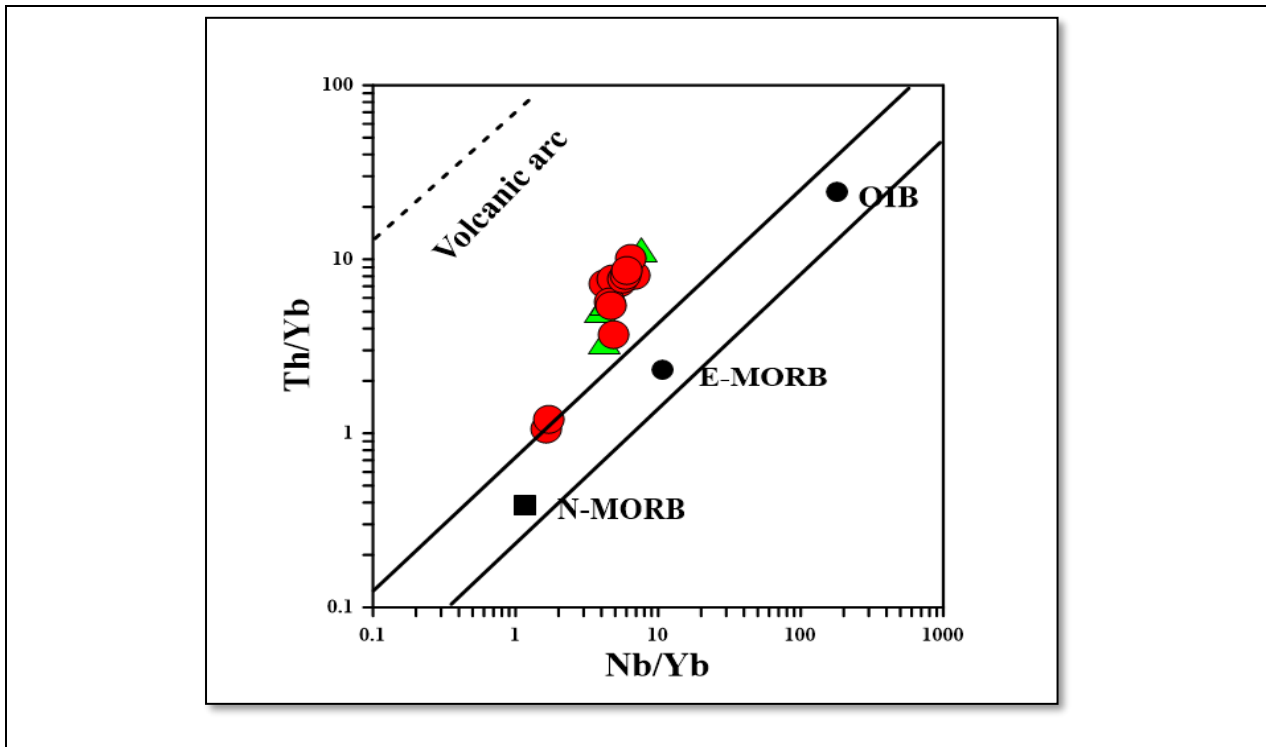
پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) رابطه بین ترکیب شیمیایی و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها را مورد بررسی قرار داده و آن‌ها را از لحاظ جایگاه تکتونیکی به چهار گروه به شرح زیر تقسیم نموده‌اند: گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی (ORG)، گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای (WAG) و گرانیتوئیدهای برخوردی (COLG). در این رده‌بندی از عناصر مختلفی چون Y، Nb، Yb و Rb استفاده شده است. Rb عنصری ناسازگار و متحرک است که مقدار آن در پوسته قاره‌ای بیشتر از گوشته می‌باشد. Nb عنصر ناسازگار و Y عنصر غیرمتحرک می‌باشد. با توجه به اینکه بیشتر سنگ‌های منطقه دچار دگرسانی شده و عناصر متحرک در آن جابه‌جا شده‌اند، به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی، از این نمودارها استفاده شده است. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶: تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده نمودار تغییرات Rb در مقابل Y+Nb که اکثر نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی واقع شده‌اند (Pearce et al., 1984).

### ب) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb

نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb که برای تعیین ویژگی‌های محل منشأ طراحی شده است زیرا این نسبت‌ها تحت تأثیر تبلور تفریقی و ذوب بخشی قرار نمی‌گیرند. بنابراین فراوانی این عناصر می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب سنگ منشأ ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته به وسیله ماگما باشد. نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت بالای از Th/Yb هستند و در محدوده کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۵).

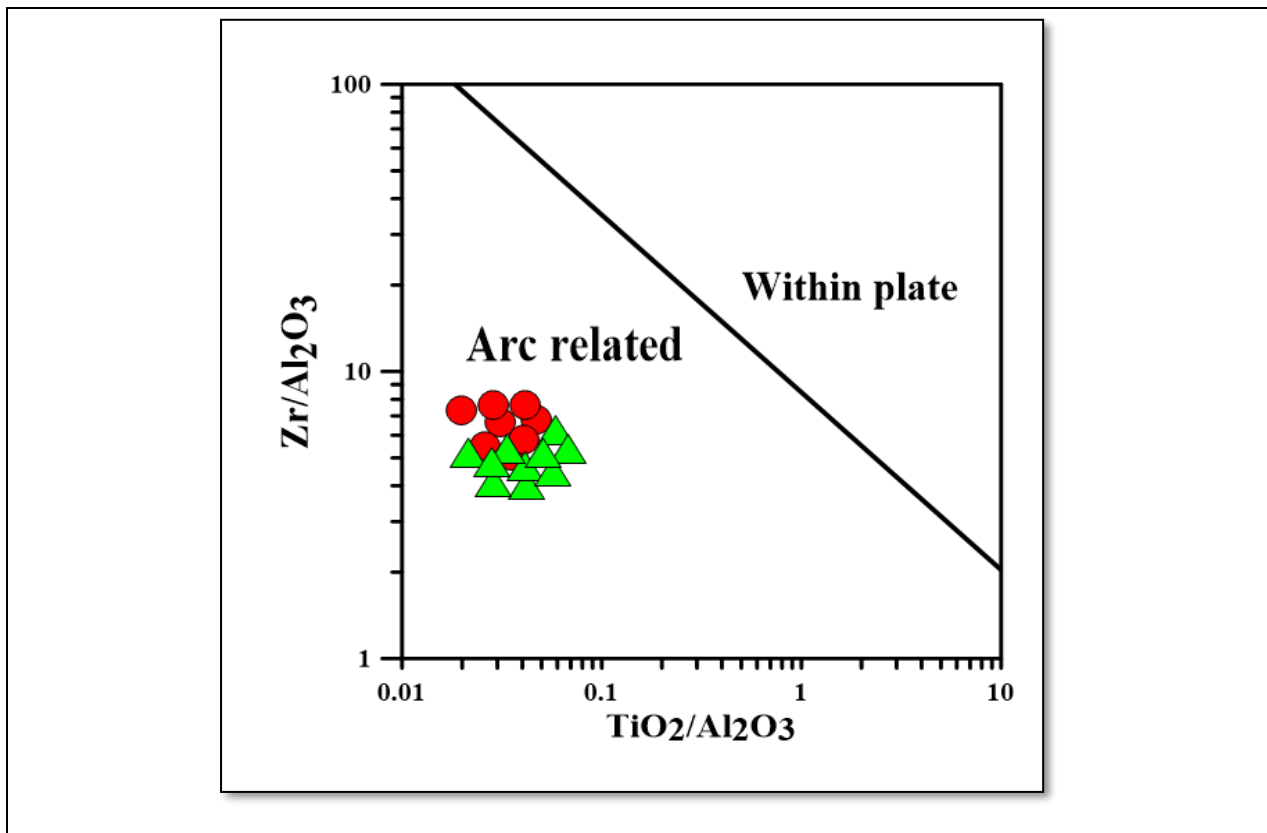


- معوذره • - آتشفشان ▲

شکل ۶-۵: تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار تغییرات  $Th/Yb$  در مقابل  $Nb/Yb$  (Pearce, 2008).

### ج) نمودار Zr در برابر Y

نمودار تمایز محیط تکتونیکی Zr در برابر Y ( $TiO_2$ ) که محیط‌های زمین‌ساختی کمان را از درون صفحه‌ای جدا می‌کند، (Muller et al., 2001) همانطور که در (شکل ۶-۶) مشاهده می‌شود، همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مربوط به کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند.



▲ - بعودی ● - آتشفشانی

شکل 6-6: تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار تغییرات  $Zr/Al_2O_3$

در مقابل  $TiO_2/Al_2O_3$  (Muller et al, 2001) که اکثر نمونه‌ها در محدوده مربوط به کمان‌های آتشفشانی واقع شده‌اند.

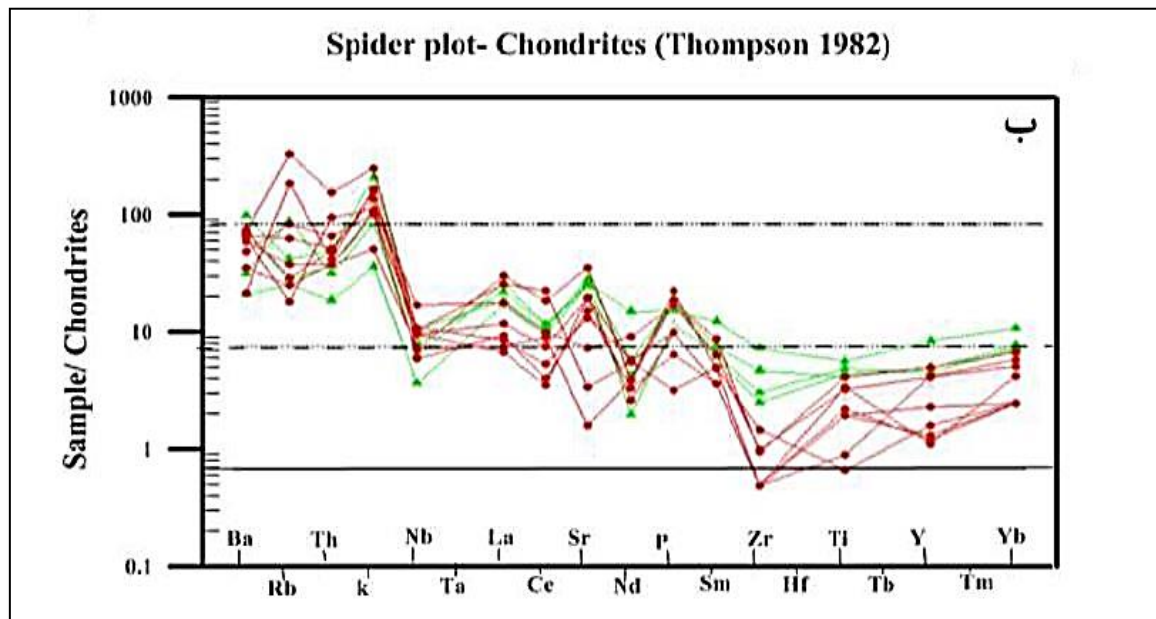
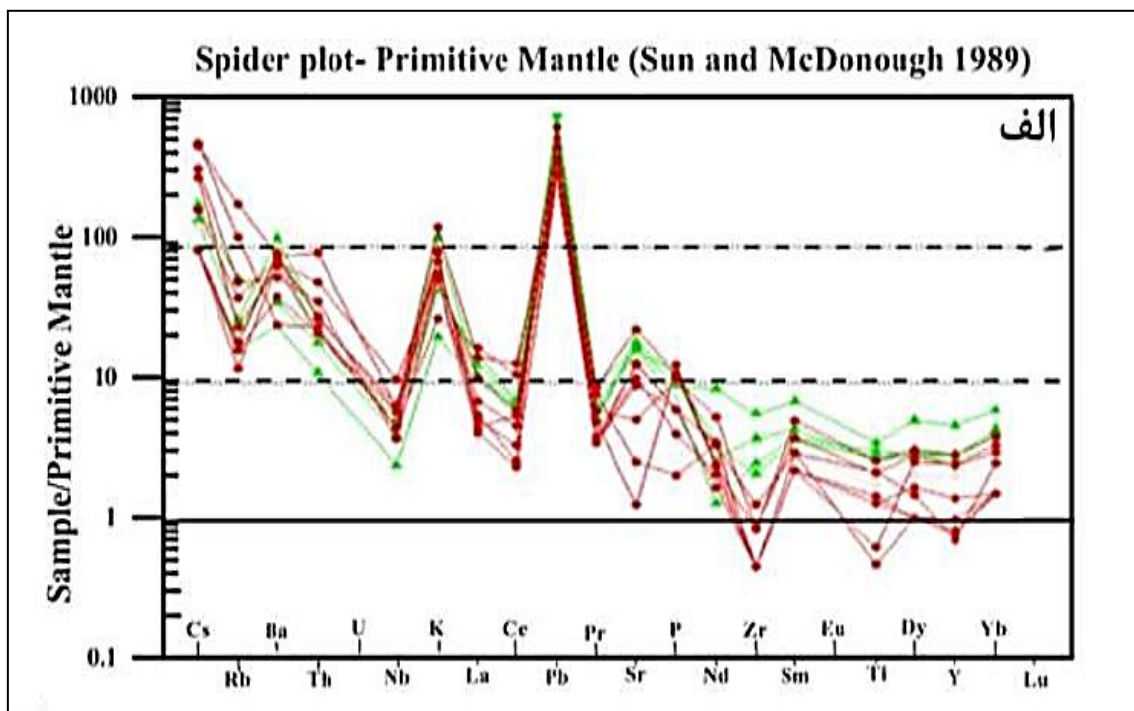
#### ۴-۴-۶ نمودارهای عنکبوتی

این نمودارها براساس مقادیر عناصر کمیاب نسبت به ترکیب گوشته اولیه یا شهابسنگ کندریتی تعدیل می‌شوند و براساس آنها می‌توان درجه تفریق یا ذوب بخشی هر سنگ را از یک الگوی توزیع اولیه مطرح کرد. به طور کلی جهت بهنجار کردن داده‌های عناصر کمیاب از ترکیب تخمینی گوشته اولیه و متئوریت‌های کندریتی استفاده می‌شوند (Rollinson, 1993). به نظر بسیاری از محققین، بهنجارسازی عناصر با مقادیر گوشته اولیه مبتنی بر



ارقام تخمینی است نه ارقام حقیقی. لذا بهنجار کردن با مقادیر کندریتی بر مقادیر گوشته اولیه ارجحیت دارد. با استفاده از این نمودارها می توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرایندهای ذوب بخشی یا تفریق بلوری تعیین کرد. در همه ی نمودارها الگوی عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب سنگ های منطقه مورد مطالعه جز در موارد نادر، با یکدیگر هماهنگ و موازی می باشند. به عقیده رولینسون (Rollinson, 1993) اگر یک مجموعه از سنگ های آذرین در اثر تحمل فرایندهای تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، در نتیجه باید مقادیر عناصر کمیاب و خاکی کمیاب آن ها و نسبت آن ها در یک سری سنگی، بطور ثابت و پیوسته تغییر کند. موازی بودن الگوی عناصر در سنگ های منطقه نیز تأیید کننده این امر و نیز نتایج بدست آمده در بخش های قبلی بر منشاء واحد این سنگ ها دلالت دارد و تبلور تفریقی، سازوکار اصلی در تشکیل و تحول آن ها است. سنگ های منطقه از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) یک غنی شدگی یکنواختی را نشان می دهند که از خصوصیات سنگ های کالک آلکالن کمان آتشفشانی است (Rollinson, 1989). بطور کلی غنی شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک را می توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته ای و یا آرایش ماگما توسط مواد پیوسته ای نسبت داد. به منظور بررسی الگوی عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه از نمودارهای سان و مکدونوف (Sun and McDonough, 1989- 1994) و برای بررسی الگوی عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت از نمودار تامپسون (Thompson, 1982) استفاده شده است (شکل ۶-۷ الف و ب). برطبق این نمودارها سنگ های منطقه مورد مطالعه از عناصر Sr، U، K، Cs و Pb غنی شدگی و از Zr، Ti، Ce و Nb تهی شدگی نشان می دهند. غنی شدگی از عناصر K، Pb و Sr شاهد خوبی برای آرایش پیوسته ای ماگمای سازنده است. کاهش قابل ملاحظه در عنصر نئوبیوم و نیز افزایش سرب که از ویژگی های سنگ های قاره ای و شاخص های محیط های فرورانش پیوسته قاره ای است، ممکن است معرف آرایش ماگمایی توسط سنگ های پیوسته ای (بخش زیرین پیوسته قاره ای) باشد (Rollinson, 1993, Nagodi et al., 2003). آنومالی منفی Nb به شکل بارزی در همه نمونه های مورد مطالعه مشاهده می شود که نشان دهنده ماگما های

مربوط به محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای بوده و می‌تواند در اثر آلودگی پوسته و سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده بوجود آمده باشد (Aldanmaz et al., 2000). تهی‌شدگی Ti و Nb از ویژگی‌های ماگماهای کالکآلکالن مرتبط با کمان‌های آتشفشانی در مقایسه با ماگماهای داخل صفحات لیتوسفری می‌باشد. با توجه به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی و شکل‌گیری کمان ماگمایی ارومیه - دختر، رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در سنگ‌های منطقه با آنچه که از کمان‌های آتشفشانی انتظار می‌رود، کاملاً سازگار می‌باشد.



▲ - نفوذی - ● - آتشفشانی

شکل ۶-۷: الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه: الف) نسبت به گوشته اولیه و ب) نسبت به کندریت.

## ۶-۵ ژئوشیمی کانسنگ

هدف از اکتشافات ژئوشیمیایی به طور کلی، بررسی هاله‌های ژئوشیمی است. این امر در شناخت پتانسیل کانه‌زایی، تعیین مناسب‌ترین مکان‌ها برای عملیات حفاری، شناسایی و مشخص کردن نحوه‌ی پراکندگی عناصر در سطح و عمق، بررسی میزان همبستگی عناصر با هم و... بسیار سودمند است. در محدوده کلواری بررسی‌های ژئوشیمیایی کانسنگ بر پایه داده‌های مربوط به ۶ گمانه اکتشافی بوده است.

یکی از پارامترهای ارزیابی کانه‌زایی استفاده از روش آماری یک متغیره و غنی‌شدگی عناصر نسبت به متوسط پوسته‌ای و تعیین چولگی در نمودارهای فراوانی عناصر است. (شکل ۶-۸)، نمودارهای فراوانی عناصر Fe, Zn, Pb, Ag, Mo, Cu را نشان می‌دهد و در (جدول ۶-۱-a) عیار متوسط، انحراف معیار و تغییرات عیار این عناصر (عیار بر حسب ppm) آورده شده است.

**Cu:** مقدار متوسط مس در کانسار ۰/۶ درصد و در پوسته زمین ۵۵ ppm است (حسنی پاک، ۱۳۹۱). مس در کانسار ۱۱۰ برابر نسبت به مقدار متوسط آن در پوسته غنی‌شدگی نشان می‌دهد. نمودار فراوانی مس چولگی مثبت یا کجوارگی به سمت راست را نشان می‌دهد.

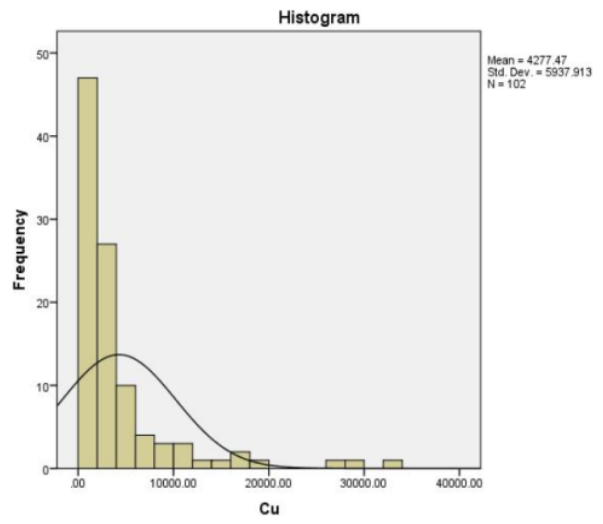
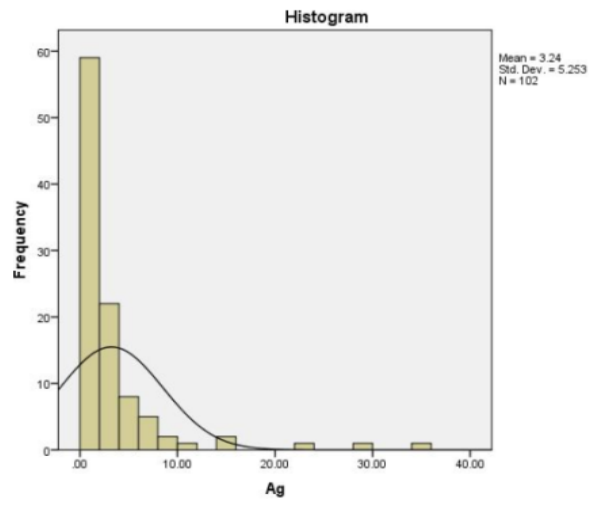
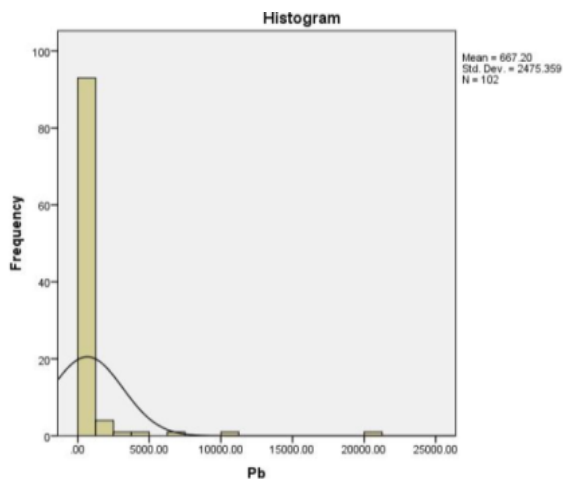
**Mo:** مقدار متوسط مولیبدن در کانسار ۰/۰۲۶ درصد و در پوسته زمین ۱/۵ ppm است (حسنی پاک، ۱۳۹۱). میزان میانگین مولیبدن در کانسار ۱۸ برابر کلارک است. مولیبدن در کانسار توزیع غیرنرمال نشان می‌دهد و نمودار فراوانی آن دارای چولگی مثبت است.

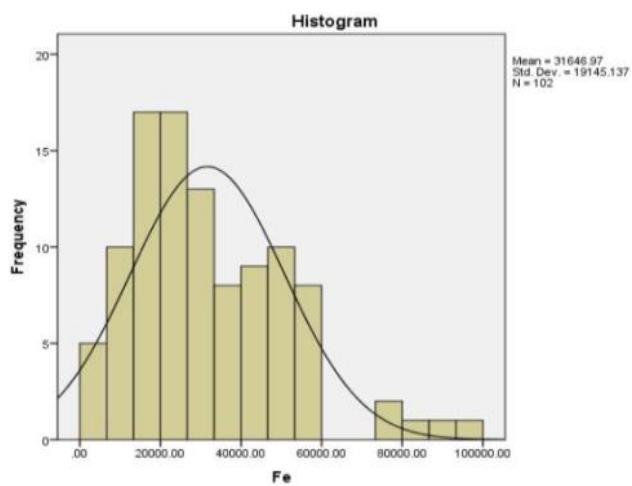
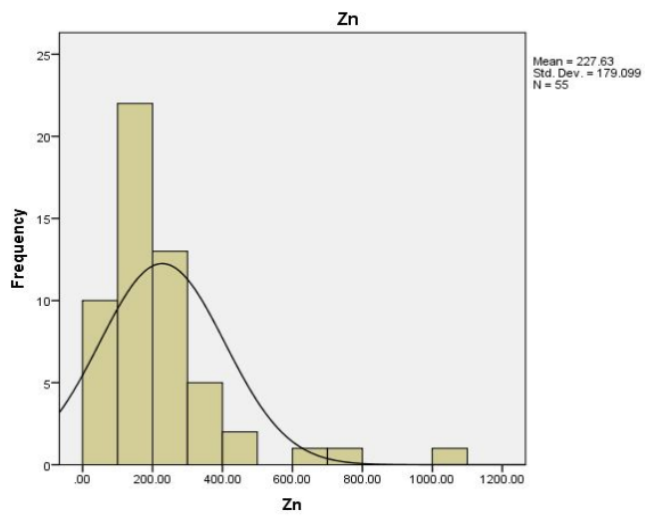
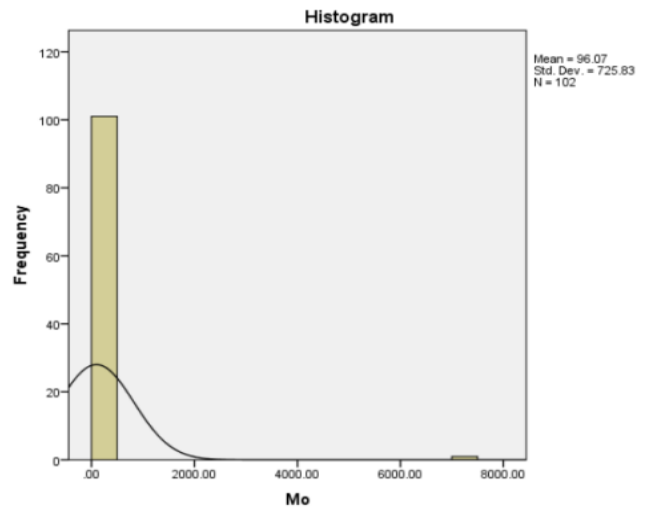
**Ag:** مقدار متوسط نقره در کانسار ۲/۵۷ ppm و در پوسته زمین ۰/۰۷ ppm است (حسنی پاک، ۱۳۹۱). نقره در کانسار ۳۷ برابر نسبت به مقدار آن در پوسته زمین غنی‌شدگی نشان می‌دهد. نقره در کانسار توزیع کاملاً غیر نرمال با چولگی مثبت نشان می‌دهد.

**Pb:** مقدار متوسط سرب در کانسار ۳۷۱/۴۵ ppm و در پوسته زمین ۱۲/۵ ppm است (حسنی پاک، ۱۳۹۱). میزان میانگین سرب در کانسار ۳۰ برابر کلارک است. سرب در کانسار توزیع غیرنرمال دارد و نمودار فراوانی آن چولگی به سمت راست را نشان می‌دهد.

**Zn:** مقدار متوسط روی در کانسار ۲۲۷/۶۳ ppm و در پوسته زمین ۷۰ ppm است (حسنی پاک، ۱۳۹۱). روی در کانسار تقریباً ۳ برابر کلارک است و چون مقدارش زیر حد آستانه است غیراقتصادی می‌باشد. روی در کانسار توزیع کاملاً غیر نرمال با چولگی مثبت را نشان می‌دهد.

**Fe:** مقدار متوسط آهن در کانسار ۳/۶۱ درصد و در پوسته زمین ۵/۶ درصد است (حسنی پاک، ۱۳۹۱). مقدار آهن در کانسار کمتر از کلارک آن در پوسته است بنابراین از نظر اقتصادی اهمیتی در کانسار ندارد. آهن در کانسار، توزیع تقریباً نرمال نشان می‌دهد، لازم به ذکر است که آهن نقش مزاحم را در استحصال عناصر فلزی به ویژه مس دارد.





شکل ۶-۸: نمودار فراوانی مس، مولیبدن، سرب، روی، نقره و آهن در کانسار (برحسب ppm).

پارامتر دیگر در ارزیابی کانه‌زایی تعیین همبستگی عناصر مختلف با عنصر اصلی (مس) و با یکدیگر است (جدول ۶-۱-b). نمودار مربوط به ضریب همبستگی نشان می‌دهد که مس با مولیبدن دارای ضریب همبستگی متوسط ۰/۴۷ با نقره ضریب همبستگی مثبت ۰/۶۵ با سرب ضریب همبستگی ضعیف ۰/۲ با روی ضریب همبستگی معکوس ۰/۰۸- و با آهن ضریب همبستگی ضعیف ۰/۱۳ است. همچنین مولیبدن با نقره ضریب همبستگی متوسط ۰/۴۷ با سرب ضریب همبستگی ضعیف ۰/۳۴ با روی دارای همبستگی معکوس ضعیف ۰/۴۲- و با آهن نیز همبستگی ضعیف ۰/۱۵ دارد. عنصر نقره با سرب دارای همبستگی متوسط ۰/۴۶ باروی همبستگی معکوس ضعیف ۰/۰۶۳- با آهن همبستگی ضعیف ۰/۱۶ نشان می‌دهد. سرب باروی دارای همبستگی معکوس خیلی ضعیف ۰/۰۲۶- و با آهن همبستگی معکوس ۰/۱۸- است. نهایتاً روی با آهن همبستگی ضعیف ۰/۴۴ دارد. دلیل همبستگی منفی مس با روی میزان تحرک بالای روی نسبت به مس در محیط‌های سوپرژن است.

نتیجه بررسی های آماری و ژئوشیمیایی در معدن کلواری بدین صورت است که دامنه تغییرات عیار مس از ۰/۲ تا ۱/۶ درصد، مولیبدن از ۲/۰۹ تا ۹۴/۴۰ ppm، نقره از ۰/۰۹ تا ۱۱/۶۰ ppm، سرب از ۶ تا ۲۳۶۶ ppm، روی از ۰/۹ تا ۱۰۴۵ ppm، آهن از ۱/۴ تا ۸/۶ درصد متغیر می‌باشد. توزیع آماری داده‌های ژئوشیمیایی عناصر بجز عنصر آهن در معدن کلواری نشانگر توزیع غیرعادی و تمایل به راست می‌باشد که نشانگر کانه‌زایی این عناصر در بخش اکسیدی است.



جدول ۶-۱) عیار متوسط، انحراف معیار و تغییرات عیار عناصر فلزی (عیار بر حسب ppm). (b) ضریب همبستگی پیرسون بین عناصر مس، مولیبدن، نقره، سرب، روی و آهن.

<b>a</b>		Cu	Mo	Ag	Pb	Zn	Fe
N	Valid	55	55	55	55	55	55
	Missing	0	0	0	0	0	0
Mean		1052.3455	26.4382	2.5733	371.4545	227.6345	36183.6909
Median		5613.0000	20.5000	2.0000	167.0000	182.0000	31162.0000
Mode		2225.00 <sup>a</sup>	50.20	27 <sup>a</sup>	109.00 <sup>a</sup>	68.00 <sup>a</sup>	14915.00 <sup>a</sup>
Std. Deviation		3515.83895	21.96770	2.32183	448.10088	179.09857	15965.36002
Variance		12361123.49	482.580	5.391	200794.401	32076.297	254892720.7
Skewness		1.131	.997	1.410	2.174	2.559	1.373
Std. Error of Skewness		.322	.322	.322	.322	.322	.322
Kurtosis		.645	.513	2.934	6.347	8.364	1.963
Std. Error of Kurtosis		.634	.634	.634	.634	.634	.634
Minimum		2225.00	2.09	.09	6.00	.90	14915.00
Maximum		16087.00	94.40	11.60	2366.00	1045.00	86887.00

<b>b</b>		Cu	Mo	Ag	Pb	Zn	Fe
Cu	Pearson Correlation	۱					
Mo	Pearson Correlation	.۴۲۲	۱				
Ag	Pearson Correlation	.۶۵۶	.۴۳۳	۱			
Pb	Pearson Correlation	.۲۰۵	.۳۴۰	.۴۶۹	۱		
Zn	Pearson Correlation	-.۰۰۸	-.۰۴۴	-.۰۶۳	-.۰۲۶	۱	
Fe	Pearson Correlation	.۱۳۹	.۱۵۷	.۱۶۳	-.۱۸۵	.۴۴۵	۱

a. Multiple modes exist. The smallest value is shown



## فصل هفتم

نتیجه‌گیری، تیپ و الگوی

تشکیل کانسار و پیشنهادها

## ۷-۱ مقدمه

در این فصل ویژگی‌های کانساری از جمله: زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت، بافت، دگرسانی و ژئوشیمی کانسار مس کلواری به منظور تعیین الگوی تشکیل و تیپ کانه‌زایی مورد ارزیابی قرار می‌گیرند. و ضمن مقایسه خصوصیات کانه‌زایی در این منطقه با سایر نقاط ایران و جهان مدل احتمالی تشکیل و کلید اکتشافی ذخایر مشابه ارائه خواهد شد.

## ۷-۲ ویژگی‌های معدنی و زمین‌شناسی مس کلواری

کانسار مس کلواری یک کانسار مرتبط با کمان‌های آتشفشانی در بخش جنوبی کمربند ارومیه-دختر و بر روی نوار دهج ساردوئیه قرار گرفته است. سنگ میزبان کانه‌زایی در این کانسار واحدهای نفوذی دیوریت پورفیری و گرانودیوریتی به سن الیگومیوسن هستند. از عوامل کنترل کننده کانه‌زایی در کانسار می‌توان تزریق توده‌ی نفوذی، فعالیت محلول‌های گرمابی، خطواره‌های تکتونیکی و جنس سنگ‌های میزبان را نام برد. کانی‌سازی در کانسار در دو مرحله هیپوژن و سوپرژن انجام شده که کانه‌های بخش هیپوژن شامل کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و کانه‌های بخش سوپرژن شامل مالاکیت، آزوریت، کالکوسیت، همتایت، لیمونیت، گوئتیت و الیژیست با ساخت و بافت‌های رگه-رگچه‌ای، دانه پراکنده، جانشینی و کلورمی می‌باشند. مهمترین زون‌های دگرسانی در کانسار بترتیب گسترش زون‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک، پتاسیک و فیلیک هستند.

## ۷-۳ مقایسه ویژگی‌های کانسار مس کلواری با انواع کانسارهای مس پورفیری

جدول ۷-۱: مقایسه ویژگی‌های کانسار کلواری با کانسارهای مس پورفیری مدل مونزونیتی و دیوریتی (Gilbert and Park, 1977).

کانسار مس کلواری	مدل دیوریتی	مدل لوول و گیلبرت	خصوصیات
حاشیه قاره	عمدتاً در جزایر قوسی	عمدتاً حاشیه قاره	موقعیت تکتونیکی
گرانودیوریت	سینیت، مونزونیت	آداملیت، گرانودیوریت، تونالیت	توده نفوذی معمولی
کوارتز دیوریت	دیوریت	کوارتز دیوریت	توده نفوذی کم یاب
دایکهای فلسیک تا حدواسط به تعداد متوسط	دایک های بازیک قطور به تعداد زیاد	دایک های بازیک به تعداد محدود	دایک های همزمان یا بعد از کانه سازی
پتاسیک، فیلیک، رسی، پروپیلیتیک	پتاسیک، پروپیلیتیک	پتاسیک، فیلیک، رسی، پروپیلیتیک	مناطق دگرسانی به طرف خارج
مشخص	نامشخص و دارای همپوشانی	مشخص	مشخص بودن مناطق دگرسانی
متوسط تا زیاد	مهم	مهم	بافت داربستی
معمول	کم	معمول	کوارتز در رگچه‌ها
معمول	معمول	معمول	پیریت در شکستگی‌ها
متوسط	معمول	جزئی	آلبیت
استوانه ای	تخت	استوانه ای	فرم توده معدنی
-	>۵۰٪	۷۰٪	درصد پراکندگی ماده معدنی در توده نفوذی

وجود دارد	مهم است	وجود دارد	بافت انتشاری کالکوپیریت
۰.۳۵	۰/۴۶	۰/۴۵	عیار مس در منطقه درونزاد
فرعی	۰.۳ گرم در تن	فرعی	طلا
۰,۰۰۹۴-۰,۰۰۲۹	۰.۰۰۷	۰.۰۱۵	عیار مولیبدن
-	معمولی (بیشتر است)	معمولی (به مقدار فرعی)	انیدریت یا ژپس
معمولی	کم	معمولی	غنی سازی برونزاد
ممکن است	نادر است	ممکن است	برشی

جدول ۷-۲: مقایسه برخی خصوصیات کانسار مس کلواری با چند کانسار مس پورفیری در ایران.

کلواری	دره زار	سونگون	سرچشمه	موارد مقایسه
کمان حاشیه قاره	کمان حاشیه قاره	حاشیه قاره‌ای	حاشیه قاره‌ای جزایر قوسی	موقعیت تکتونیکی
گرانودیوریت پورفیری	گرانودیوریت پورفیری	مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت	گرانودیوریت	توده نفوذی منشأ
کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان پتاسیم بالا تا متوسط	کالک آلکان	سری ماگمایی
پتاسیک، فیلی ک، آرژیلیک، پروپیلیتیک	پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک	پتاسیک، پتاسیک فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک	پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک، پروپیلی تیک	زون‌های دگرسانی
Cu,Mo	Cu,Mo	Cu,Mo(Au-Ag)	Cu,Mo(Au-Ag)	عناصر مهم فلزی

کالکوپیریت، پیریت، بورنیت، مولیبدنیت، اسفالریت	کالکوپیریت، پیریت، مولیبدنیت، دیژنیت، اسفالریت، گالن، مگنتیت، پیروتیت، آنارژیت	پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، اسفالریت، پیروتیت، آنارژیت، مگنتیت	کالکوپیریت، پیریت، مولیبدنیت	کانی‌های هیپوژن
متوسط	زیاد	زیاد	کم	گسترش زون هیپوژن و سوپرژن
۲۰ میلیون تن	متوسط	بزرگ	بزرگ، ۱۲۰۰ میلیون تن	اندازه و میانگین ذخیره کانسار
۰.۲-۱/۶	۰.۷	۰.۴	۰.۶۹	عیار متوسط مس (درصد)
۰.۰۰۵	۰.۰۰۴	۰.۰۱	۰.۰۳	عیار متوسط مولیبدن (درصد)
مطالعات این پایان‌نامه	Derakhshani et al., 2009	Hezarkhani, 2006	Shahabpour, 2008	مراجع

جدول ۷-۳: مقایسه برخی خصوصیات کانسار مس کلواری با چند کانسار مس پورفیری در جهان.

موارد مقایسه کانسار	کانسار مس - مولیبدن پورفیری باداگوان	کانسار مس لارامید	کانسار Cu-Mo پورفیری Dabu	کانسار مس کلواری
موقعیت جغرافیایی	شمال شرق چین	جنوب مکزیک	جنوب شرق فلات تبت	جنوب کمربند ارومیه-دختر
موقعیت تکتونیکی	زون فرورانش	زون فرورانش	کمربند کوهزایی Gangdes	حاشیه قاره
توده نفوذی منشأ	گرانیت	دیوریت-گرانودیوریت استوک کوارتز فلدسپاتی	گرانودیوریت- مونزو گرانیت پورفیری	گرانودیوریت پورفیری
سری ماگمایی	کالک آلکان	کالک آلکان	-	کالک آلکان
زورن های دگرسانی	کوارتز سریسیت- سریسیت-سریسیت- پروپیلیتیک- پروپیلیتیک	فیلیک-کوارتز سریسیت پروپیلیتیک-پتاسیک	پتاسیک-پروپیلیتیک فیلیک-آرژبلیک متوسط	پتاسیک- پروپیلیتیک-فیلیک- آرژبلیک
عیار متوسط مس(درصد)	بالای ۰/۴ درصد	۰/۴۵	-	۰/۲-۱/۶
عناصر مهم فلزی	Cu-Mo	Cu	Cu-Mo	Cu-Mo
کانی های فلزی	مولیبدنیت- کالکوپیریت-پیریت	پیریت کالکوپیریت	پیریت-کالکوپیریت مولیبدنیت	پیریت-کالکوپیریت
ساخت و بافت	دانه پراکنده	رگه-رگچه‌ای داربستی و برشی	رگه-رگچه‌ای - پراکنده	دانه پراکنده-رگه رگچه ای



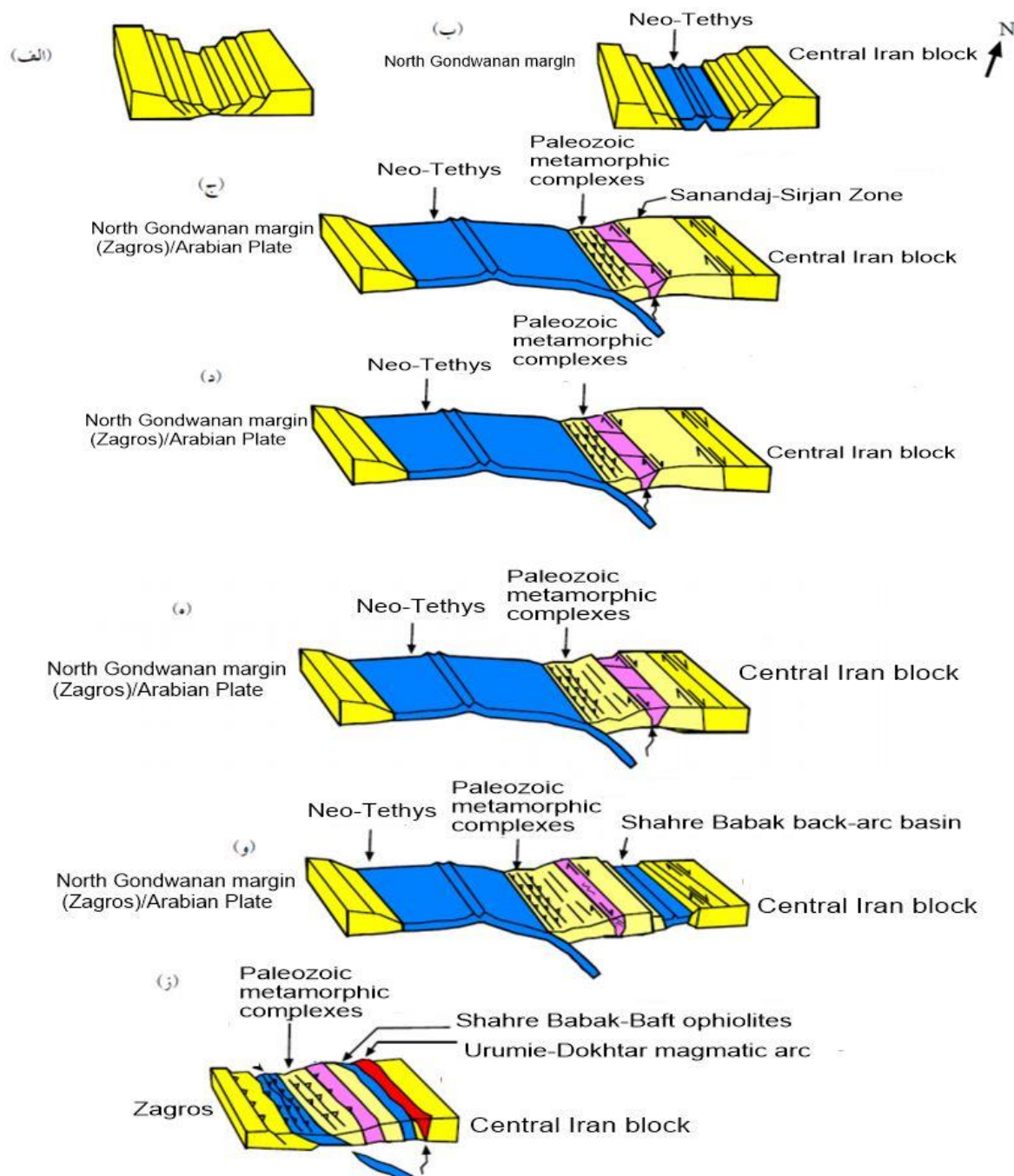
اندازه و میانگین ذخیره کانسار	-	۲۰ میلیون تن	-	۲۰ میلیون تن
مراجع	Kuifeng et al., 2016	Ochoa-Landin et al., 2016	Wu et al., 2017	پایانامه کارشناسی ارشد (سالاری ۱۳۹۵)، مطالعات این پایانامه

#### ۷-۴ الگوی تشکیل کانسار کلواری

شکل‌گیری حوضه‌ی کمانی ارومیه-دختر در اثر فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس در دوره‌ی ائوسن بوده است. طی این فرآیند پوسته‌ی اقیانوسی حاصل از فرآیندهای آتشفشانی زیردریایی در پشته‌های میان‌اقیانوسی دریایی تتیس و رسوبات جای‌گرفته بر روی آن به زیرپوسته‌ی قاره‌ی ایران مرکزی فرورانش کرده و از ذوب بخشی آن زمینه برای تشکیل محیط‌های تکتونیکی و ماگمایی در موقعیت مکانی کمربند ارومیه-دختر فراهم شده است. در این محیط کشتی یک توالی از سنگ‌های آتشفشانی رسوبی حاصل شده که بنام کمربند آتشفشانی-رسوبی ارومیه-دختر نام‌گذاری شده است. سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن در محدوده‌ی کانسار کلواری شامل گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب اندزیتی، ریوداسیتی و سنگ‌های آذرآواری وابسته به آن‌ها می‌باشند.

پس از آن با پایان فعالیت آتشفشانی پشته‌ی میان اقیانوسی نئوتتیس و نزدیک شدن صفحه‌ی عربستان به ایران برخورد قاره‌ای نئوتتیس در زمان الیگوسن-میوسن (Robertson et al., 1991; Jackson et al., 1995; Sengor and Natalin, 1996; Golonka, 2004; Agard et al, 2005; Sengor et al; 2008; Agard et al., 2008) رخ داده است و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی نیمه‌بارور تا بارور (تیپ کوه‌پنج) به درون سری آتشفشانی-رسوبی ائوسن میانی-بالایی تزریق شده‌اند. توده‌های نفوذی در نتیجه‌ی اختلاط ماگمایی اولیه با ترکیب مافیک ناشی از ذوب پوسته‌ی اقیانوسی و ماگمای فلسیک ناشی از پوسته‌ی قاره‌ای زیرین به‌وجود

آمده‌اند. کلید تحولات زمین‌شناسی-ماگمایی مرتبط با ایجاد شدن و بسته شدن حوضه نئوتتیس و چگونگی شکل‌گیری کمربند ماگمایی-آتشفشانی ارومیه-دختر در شکل (۱-۷)، نشان داده شده است.



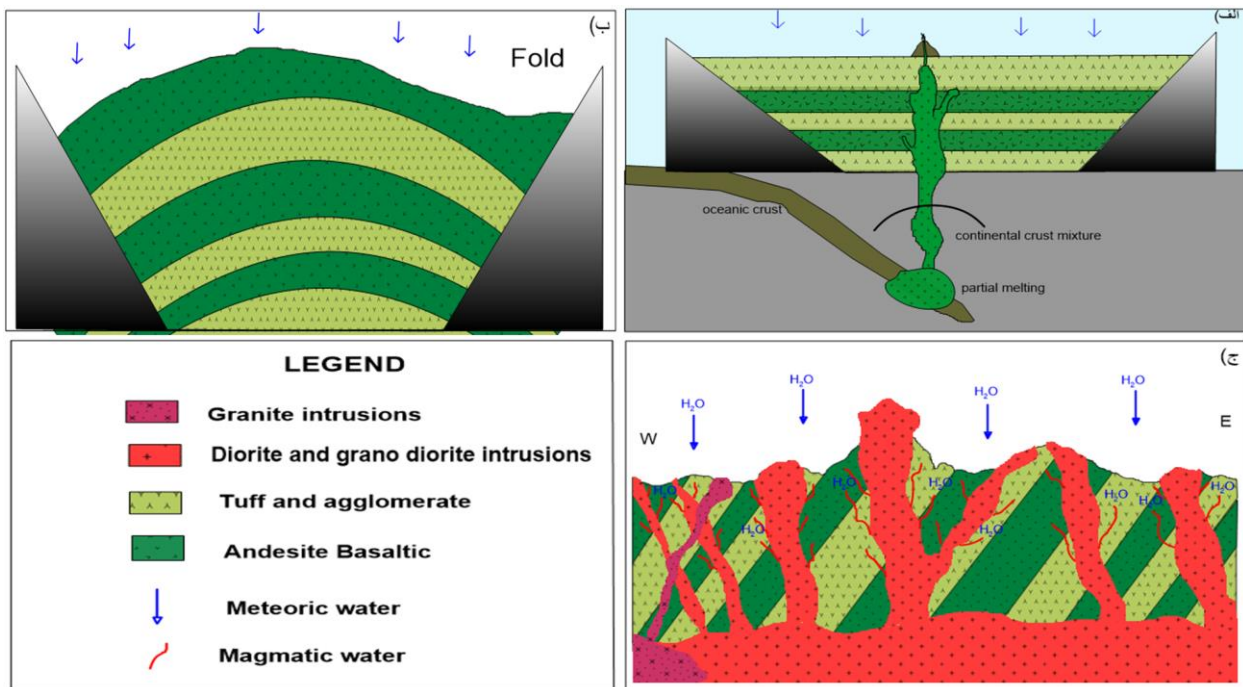
شکل ۱-۷: تحولات زمین‌ساختی-ماگمایی و مراحل شکل‌گیری پهنه ساندج-سیرجان بر مبنای مدل (Sheikholeslam et al., 2008).

مرحله‌ی بعدی طی ضخیم شدگی پوسته‌ی قاره‌ای فعالیت‌های ماگمایی گرانیتوئیدی پورفیری منطقه فعال می‌گردند. تیپ این نفوذی‌ها در محدوده‌ی کانسار کلواری که از ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای ضخیم شده به وجود آمده‌اند. گرانودیوریتی است و به همراه آن دایک‌های دیوریت پورفیری نیز در سنگ‌های ولکانیکی ائوسن منطقه نفوذ کرده‌اند که سبب رخداد کانه‌زایی مس و دگرسانی‌های مرتبط با آن‌ها شده است.

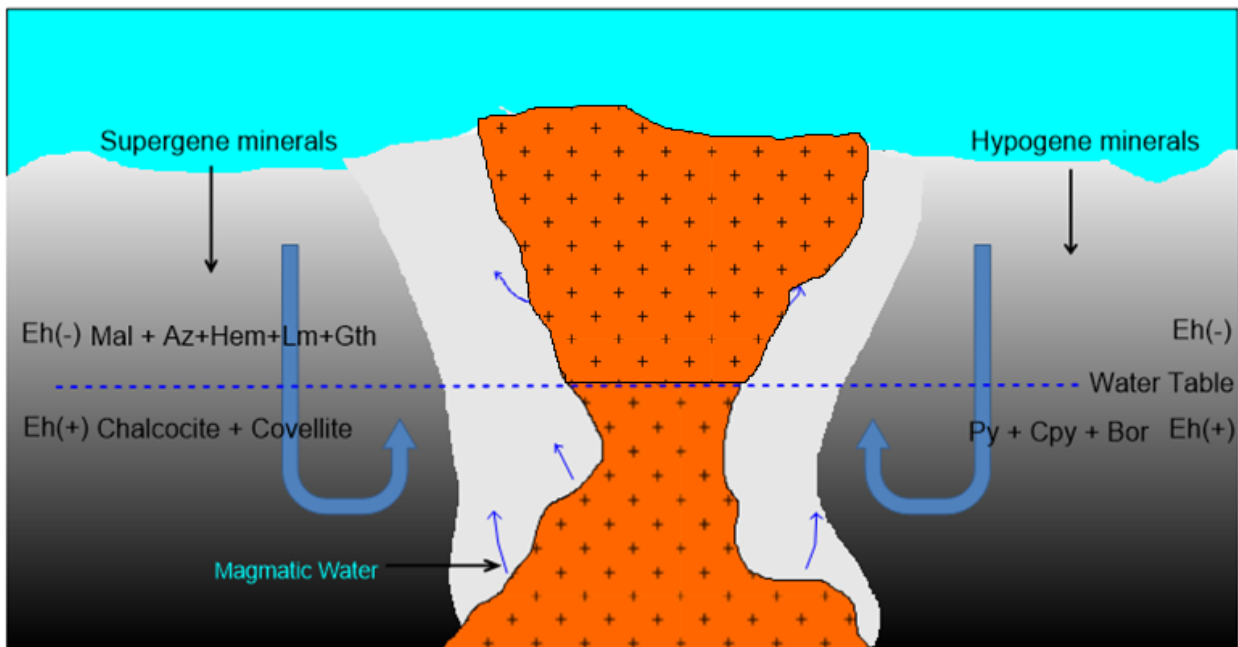
در مرحله‌ی آخر پس از نفوذ توده‌ی نیمه‌عمیق گرانیتوئیدی و تشکیل کانی‌های سیلیکاته مافیک یا بدون آب، قسمت بالایی توده از محلول‌های آب‌دار غنی شده است.

همزمان با روند تبلور و ته‌نشست کانی‌های مافیک، شدت فشار هیدرواستاتیکی محلول‌های باقیمانده توده‌ی نفوذی افزایش پیدا می‌کند، این افزایش فشار باعث به وجود آمدن شکستگی‌های غشای در برگیرنده‌ی توده‌ی نفوذی (استوک‌ورک) می‌شود. پس از به وجود آمدن شکستگی‌های استوک‌ورکی فشار کاهش می‌یابد که باعث تبلور کانی‌های آب‌دار به همراه دگرسانی پتاسیک حاصل جانشینی پتاسیم شده است. از واکنش محلول‌های پتاسیم‌دار با پلاژیوکلاز و فلدسپات‌های اولیه، ارتوزهای دما پایین متبلور می‌شوند. واکنش این محلول‌ها با هورنبلند و بیوتیت اولیه، بیوتیت‌های ثانویه را تشکیل می‌دهد. کانی‌های اپک متبلور شده در این مرحله پیریت، کالکوپیریت و بورنیت بوده‌اند که به صورت رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده در منطقه مشاهده می‌شوند. به دلیل وجود گسل‌ها، درزها و شکاف‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی محلول گرمایی به طبقات سطحی حرکت کرده و همزمان با نفوذ آب‌های جوی، دگرسانی پروپیلیتیک پس از دگرسانی پتاسیک ایجاد شده است. در مرحله بعد تبدیل کانی‌های میفیک (بیوتیت و آمفیبول) به کلریت و کانی‌های فلسیک (پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار) را به سرسیت به همراه کوارتزهای ثانویه (به صورت پراکنده حفرات و درز و شکاف‌ها) در منطقه را داریم که دگرسانی فیلیک را تشکیل می‌دهند. کانه‌زایی درون‌زاد مس کلواری در این زون به صورت استوک‌ورک و دانه‌پراکنده تشکیل شده است که شامل کانی‌های کالکوپیریت، پیریت و بورنیت می‌باشد. آخرین مرحله کانه‌زایی، دگرسانی آرژیلیکی است که در اثر نفوذ آب‌های جوی فرورو و سیالات تأخیری گرمایی ایجاد می‌شود.

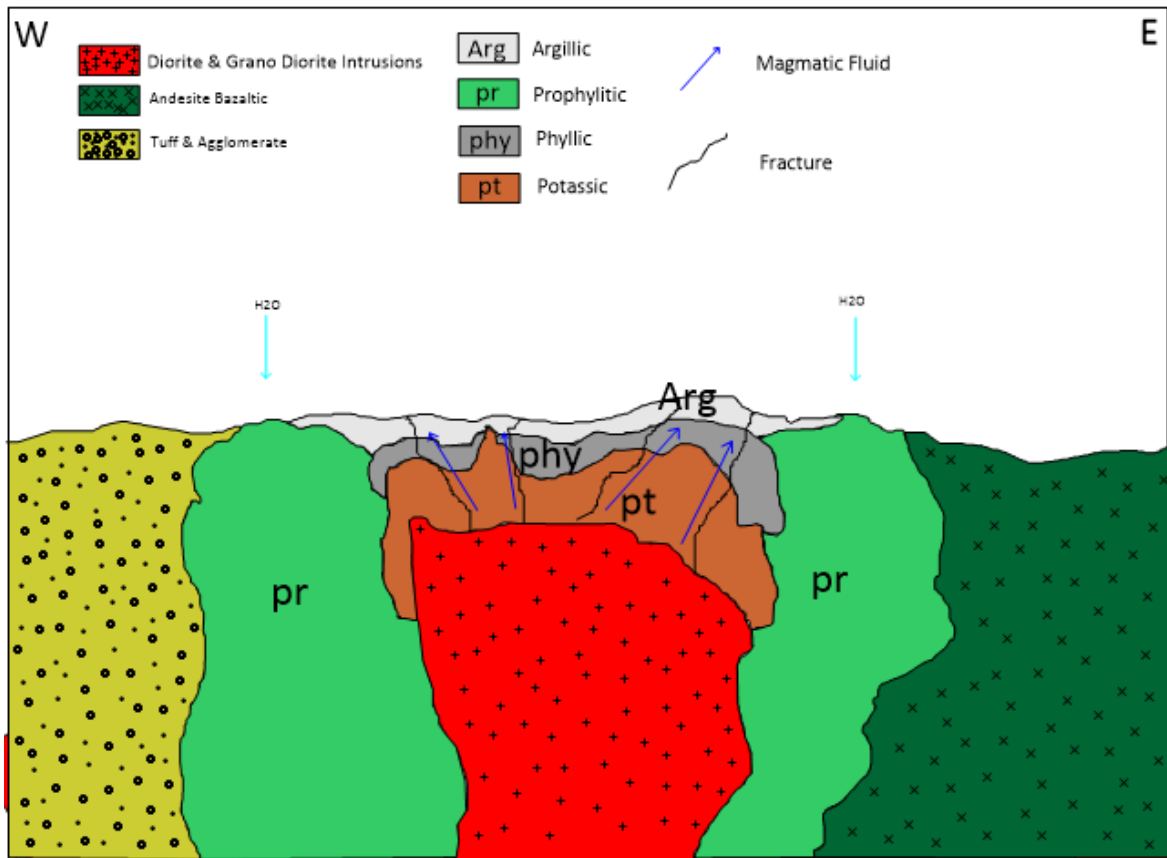
در طول تشکیل این دگرسانی همه‌ی کانی‌های سنگ به کانی‌های رسی، سرسیت، کوارتز و تبدیل دگرسان می‌شوند (Bean R.E, Boduar R.J., 1995). اشکال (۲-۷)، مدل شماتیک از نفوذ توده‌های درونی به داخل توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن و ایجاد دایک‌های وابسته به آن، (۳-۷)، چرخه گرمایی حاصل از آب‌های ماگمایی و سطحی و مدل کانه‌زایی و زون‌های مختلف کانه‌زایی تحت تأثیر سیالات ماگمایی و شکل (۴-۷)، مدل دگرسانی در اطراف سیستم کانه‌زایی مس کلواری و گسترش هر زون را نشان می‌دهد.



شکل ۷-۲: مدل شماتیک از توده‌ی نفوذی و تشکیل کانسار مس پورفیری کلواری، الف) تشکیل حوضه پشت کمانی، ب) چین خوردگی و جابجایی لایه‌ها، ج) نفوذ دایک‌ها.



شکل ۷-۳: مدل کانه‌زایی و زون‌های مختلف کانه‌زایی تحت تأثیر سیالات ماگمایی و جوی.



شکل ۷-۴: مدل دگرسانی و گسترش زون‌های دگرسانی در اطراف سیستم کانه‌زایی مس کلواری.

دگرسانی آرژیلیکی در رأس سیستم و دگرسانی‌های فیلیک و پتاسیک در زیر آن قرار دارند اما به‌علت فعالیت‌های تکتونیکی شدید در منطقه‌ی کلواری قسمتی از دگرسانی‌های فیلیک و پتاسیک در سطح مشاهده می‌شود.

## ۷-۵ نتیجه گیری

نتایج حاصل از مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی (مطالعات پتروگرافی، ژئوشیمی، ساخت، بافت، دگرسانی و کانه‌نگاری)، آنالیزهای شیمیایی و نتایج به‌دست آمده از آنها به شکل زیر می‌باشد.

کانسار مس کلواری در نوار دهج-ساردوئیه که بخشی از کمر بند ارومیه دختر در ایران مرکزی است تشکیل شده است. تشکیل آن در اثر نفوذ توده‌های نیمه عمیق گرانودیوریتی به داخل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن انجام گرفته است. سنگ‌های آذرین کانسار کلواری جز سری ماگمایی ساب‌آلکالن با طبیعت کالک‌آلکالن هستند. علاوه بر این، سنگ‌های نفوذی پرآلومینوس بوده و دارای مشخصه گرانیتوئیدی‌های نوع I می‌باشد. فقدان آنومالی Eu مبین تفریق کم اهمیت پلاژیوکلاز، تبلور همزمان پلاژیوکلاز و آمفیبول و یا شرایط اکسیدان ماگمای تشکیل دهنده‌ی آنها است.

سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در یک محیط قوس فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. مدل کانسار از نوع مونزونیتی تشخیص داده شده است. بیشترین تمرکز کانه‌ها در دایک‌های دیوریتی بوده و به صورت پراکنده در سنگ‌های اطراف به واسطه‌ی نفوذ سیالات به داخل آنها نیز مشاهده می‌شود. دایک‌های متعدد سیلیسی در منطقه مشاهده می‌شود که در مرز آنها با توده‌ی معدنی کانی‌های آزوریت و مالاکیت در سطح تشکیل شده‌اند. در مناطق عمقی نیز این دایک‌ها به عنوان یک سد یا دیواره‌ی واکنشی عمل کرده و مانع جریان محلول‌های پایین رونده می‌شوند. (حسنی پاک، ۱۳۹۱).

سیلیتو و تامسون (۱۹۹۸) عقیده دارند که غنی شده‌گی عناصر در محیط اکسیدان بیشتر در بخش‌هایی از قوس‌های ولکانوپولوتونیک رخ می‌دهد که شرایط آب و هوایی منطقه خشک بوده و حجم آبهای فرورو بسیار ناچیز است. در چنین محیط‌هایی چندین میلیون سال زمان لازم است تا بخش‌های سوپرژن توسعه یافته و به مرحله بلوغ برسد. پیدا کنند.

## ۶-۷ پیشنهادات

- در راستای تکمیل اطلاعات به دست آمده در محدوده کلواری پیشنهادات زیر قابل ذکر می‌باشد.
- تهیه نقشه‌های زمینشناسی و ژئوشیمیایی سه بعدی زیرسطحی کانسار با استفاده از مطالعه‌ی سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی گمانه‌های اکتشافی.
- مطالعه ایزوتوپی گوگرد بر روی پیریت و کالکوپیریت برای پی بردن به منشأ سیال کانه‌ساز، درجه حرارت و عمق دقیق تشکیل کانه‌زایی .
- مطالعات سیال درگیر برای تعیین منشأ و نوع سیال در محدوده ضروری می‌باشد.



## منابع

- ❖ درویش زاده، ع.، ۱۳۷۰. زمین شناسی ایران، انتشارات / امیر کبیر تهران
- ❖ مرادیان، ع.، ۱۳۶۹. بررسی پترولوژیکی و ارزیابی اقتصادی سنگهای آذرین فلدسپاتوئیددار شمال شهربابک، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۲۴۲ صفحه.
- ❖ معین وزیری، ح.، ۱۳۷۵. دیباچه‌ای بر ماگماتیسم ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، ۴۴۰ صفحه
- ❖ آقاناتی، ع.، زمین‌شناسی ایران، ۱۳۸۵، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- ❖ آفتابی، ع.، انوری، م.، تاریخچه زمین‌شناسی، ۱۳۷۱، پی‌جویی و اکتشاف مواد معدنی در استان کرمان، مجله رشد آموزش زمین‌شناسی.
- ❖ Agard Ph., (2008). Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, Université Paris 6, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris, France.
- ❖ Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros) Iran (: constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94, 401–419.
- ❖ Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M and Mitchell J. G. (2000). "Petrogenetic evolution late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 102, pp. 67-95.
- ❖ Amidi, S.M., Emami, M. H., Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation. *Universe Grenoble, France.*
- ❖ Aminzadeh, Balandeh, Jamshid Shahabpour, and Majid Maghami. "Variation of Rhenium Contents in Molybdenites from the Sar Cheshmeh Porphyry Cu-Mo Deposit in Iran." *Resource Geology* 61.3 (2011): 290-295.

- ❖ Barker A.J., (1991), "An introduction to metamorphic textures and microstructures" Oxford University press, pp 209.
- ❖ Beane, R. E. & Bodnar, R. J., 1995- Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits. In Pierce, F. W. and Bohm, J. G., Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera. Arizona Geological Society Digest 20, Tucson, AZ p. 83-93.
- ❖ Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210–265.
- ❖ Celâl Sengör A. M. and. Natal'in Boris A, (1996). Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust. Annual Review of Earth and Planetary science.
- ❖ Celâl Sengör, A.M. et al, (2008). Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. Department of Earth Sciences, Utrecht University, P. O. Box 80.021 3508 TA.
- ❖ Derakhshani R., Abdolzade M. (2009). "Geochemistry, mineralization and alteration zones of Darrehzar porphyry copper deposit, Kerman, Iran", Journal of applied science 9(9), pp.1628- 1646
- ❖ Dimitrijevic, M.D., 1973, Geology of Kerman region, Geology survey of Iran, *Report YU/53*, P 334.
- ❖ Forster, H., 1976, Mesozoic Cenozoic metallogenesis in Iran, *Journal of Geological Society of London*, V 135, P443-455.
- ❖ Gilbert, J.M., and park, Jr.CF, 1997, the geology of ore deposits, *freeman and company, New York*, P 985.
- ❖ Golonka J., (2004). Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics Volume 381, Issues 1–4, 26 March 2004, Pages 235-273
- ❖ Haynes D W., (1995). Olympic Dam ore genesis; a fluid-mixing mode. Economic Geology (1995) 90 (2): 281-307.

- ❖ Hedenquist J W., (2000). Exploration for Epithermal Gold Deposits. Antonio Arribas R., and Eliseo Gonzalez-Urien Placer Dome Exploration, *Economic Geology* (1985) 80 (6): 1640-1668.
- ❖ Hezarkhani, A., 2006. Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu–Mo deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. *Journal of Asian Earth Sciences* 28, 409-422.
- ❖ Jackson M., (1995). Geodetic measurements of convergence at the New Hebrides island arc indicate arc fragmentation caused by an impinging aseismic ridge. *Geology* (1995) 23 (11): 1011-1014.
- ❖ Jung, D., Kursten, M., Tarkian, M., 1975, Post Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. *I.G.C.Science*
- ❖ Kuifeng Mi, Zhenjiang Liu, Chunfeng Li, Ruibin Liu, Jianping Wang, Runmin Peng. (2016). "Origin of the Badaguan porphyry Cu±ce: glyph name="sbnd"/¿Mo deposit, Inner Mongolia, NE China: Constraints from geology, isotope geochemistry and geochronology", *oregeorev*, pp, 09.029.
- ❖ Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W. and Streckeisen, R., 1986, A chemical classification of volcanic rock based on the total alkali-silica diagram. *Journal Petrology*, V 27, P 745-750.
- ❖ Liaghat S. Jami M. (1999) "The history of the ore microscopy applications" Shiraz University Press, Shiraz, pp 273.
- ❖ Marshal C.P., (2004). A new approach in deciphering early protist paleobiology and evolution: Combined microscopy and microchemistry of single Proterozoic acritarchs. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Volume 139, Issues 1–4, May 2006, Pages 1-15.
- ❖ Middlemost E.A. K. (1994) "Naming materials in the magma and igneous rock system" *Science Reviews.*, 37, pp. 215-224.
- ❖ Ochoa-Landín L.H. ., Valencia-Moreno M., Calmus T., Del Rio-Salas R., MendivilQuijada H., Meza-Figueroa D., Flores-Vásquez I., Zúñiga-Hernández L.G. (2016). "Geology and geochemistry of the Suaqui Verde deposit: A contribution to the

knowledge of the Laramide porphyry copper mineralization in south central Sonora, Mexico", *Ore Geology Reviews*.

- ❖ Pearce, J A., (1996). Detailed volcanic geology of the MARNOK area, Mid-Atlantic Ridge north of Kane transform. Geological Society, London, Special Publications, 118, 61-102, 1 January 1996.
- ❖ Radmehr A., (1980). Developing Strategies for Urban Flood Management of Tehran City Using SMCDM and ANN.
- ❖ Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. & Fletcher, T., 2012- High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology* 107: 295–332.
- ❖ Rollinson G K., (2014). Quantitative mineralogical and chemical assessment of the Nkout iron ore deposit, Southern Cameroon. *Ore Geology Reviews* Volume 62, October 2014, Pages 25-39
- ❖ Rollinson H.R. (1993) "Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation" Longman Scientific and Technical, pp 352.
- ❖ Shafiei, Behnam, and Jamshid Shahabpour. "Geochemical aspects of molybdenum and precious metals distribution in the Sar Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran." *Mineralium Deposita* 47.5 (2012): 535-543.
- ❖ Shafiei, Behnam, Michael Haschke, and Jamshid Shahabpour. "Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran." *Mineralium Deposita* 44.3 (2009): 265.
- ❖ Shahabpour J. Doorandish M., (2008). Mine drainage water from the Sar Cheshmeh porphyry copper mine, Kerman, IR Iran. *Environmental Monitoring and Assessment* June 2008, Volume 141, Issue 1–3, pp 105–120.
- ❖ Shahabpour J., "Aspects of alteration and mineralization at the Sarcheshmeh copper - molybdenum deposit. Kerman, Iran", Unpub Ph.D. thesis. Leeds University (1982) 342.
- ❖ Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. & Hashem Emami, M., 2008- Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic

complex, Quri-Kor-e-Sefd area (Sanandaj–Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 31, 504–521.

- ❖ Sillitoe R. H and Perelló J. (2005). "Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery": *Economic Geology* 100th anniversary volume, p. 845-890.
- ❖ Sinclair W.D. (2007). "Porphyry deposits, in Good fellow, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*": Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special. Publication No.5, p. 223-243.
- ❖ Storti, F., Rossetti, F., Läufer, A. L. & Salvini, F., 2006- Consistent kinematic architecture in the damage zones of intraplate strike-slip fault systems in North Victoria Land, Antarctica and implications for fault zone evolution. In: *Journal of Structural Geology*, 28, S. 50-63.
- ❖ Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes, In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42. Geological Society of London, London, pp. 313–345.
- ❖ Swanson, M. T., 1988- Pseudotachylite-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine, *Journal of Structural Geology*, 10, 813–828.
- ❖ Tatsumi, and takahashi, (2006). HIGH-MG ANDESITES IN THE SETOUCHI VOLCANIC BELT, SOUTHWESTERN JAPAN: Analogy to Archean Magmatism and Continental Crust Formation? Institute for Research on Earth Evolution (IFREE), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokosuka, 237-0061.
- ❖ Thompson, R. N., (1982). *Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province*. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
- ❖ Vialon, P., Houchmand-zadeh, A., and Sabzehei, M., 1972, Propositioned un model evolution petro structural de quelques mintages Iranian's, in consequence de la

technique

des plaques: *Geology. Congress3*, P 196-208.

- ❖ Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical geology*, 20: 249-284.
- ❖ Wu S ., Zheng Y., Geng R., Jin L., Bao B.,Tan M., Guo F. (2017)." *Geology, fluid inclusion and isotope constraints on ore genesis of the post-collisional Dabu porphyry Cu–Mo deposit, Southern Tibet*". *Ore Geology Reviews*.
- ❖ Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M., 2005, *Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposit, central Iran*, *International Geology Reviews*, v. 47, no. 6, p. 620-646.

## **Abstract**

Kolvary copper deposit is located 60 km north of Shahr-Babak city (Kerman province). Tectonically this area is part of the Central Iran Construction Unit, located particularly in the southern part of the Urmia-Dokhtar intrusive volcanic belt. The host igneous rocks in this area can be divided into two groups: 1- Eocene volcanic and pyroclastic lava and 2- Porphyry semi-deep intrusive bodies and dykes associated with Oligomycene age Divided.

The most important ore-forming minerals include two groups of oxide and sulfide minerals, including malachite, azorite, hematite, goethite and limonite in the oxide portion as cavities and fractures and pyrite, chalcopyrite, Bornite, chalcocite and covolite are scattered and sometimes vein-vein in the sulfide fraction. Alterations observed in the Chalcolarys include potassic, phyllic, argillic and propylitic alterations. Based on geochemical diagrams, the volcanic rocks of the mineralization host are mainly in the basalt, trachy-basalt and basalt-trachyandesitic range and intrusive rocks in the granite to granodiorite range. The chemical nature of the inner igneous rocks lies within the calc-alkaline range. Also, according to the tectonic setting diagram, all the studied samples fall within the range of volcanic arcs. According to Pearson correlation graphs, copper has a positive correlation with lead, silver, molybdenum and iron and a negative correlation with zinc. According to the frequency graph of the elements, the amount of copper and molybdenum is 0.6% and 0.0026% respectively and silver is 2.7 ppm. The range of changes of copper grade was from 0.2 to 1.6%, molybdenum from 2.09 to 94.40 ppm and silver from 0.09 to 11.60 ppm. The studied regional rocks are formed in an active continental arc setting. The ore model is a monzonite-type porphyry deposit. The most concentrated minerals are in diorite dykes and are scattered in the surrounding rocks due to the penetration of fluids into them. Numerous siliceous dykes are found in this area, which are formed on the surface by mineral masses of azorite and malachite minerals.

**Keywords:** Petrography, mineralogy, alteration, geochemistry, porphyry copper, Shahr-Babak, Kolvary



**Faculty of Earth Sciences**

**Department of Economic Geology and Petrology**

**Master thesis**

**Mineralogy, Alteration, Geochemistry and Pattern of Formation of Colvary Copper Ore  
Deposit, North of Shahr-Babak**

**Writer:**

**Sajjad Habilili Sabzouieh**

**Supervisor:**

**Dr. Farajullah Ferdows**

**Advisor:**

**Dr. Ali Elahi**

**September 98**