

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی

کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس دره تخت
(جنوب ازنا- استان لرستان)

نگارنده: الهام زندخوانیان

استاد راهنما:

دکتر فرج الله فردوست

استاد مشاور:

مهندس احدالله فاضلی اولادی

تیر ۱۳۹۶

شماره:

تاریخ:



باسمه تعالی

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورت جلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم الهام زندخوانیان با شماره دانشجویی ۹۳۰۸۹۵۴ رشته زمین شناسی گرایش اقتصادی تحت عنوان کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس دره تخت (جنوب ازنا- استان لرستان) که در تاریخ ۹۶/۴/۲۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با امتیاز ۹۶/۱۰۰ درجه علمی) ☐ مردود ☐

نوع تحقیق: نظری ☐ عملی ☒

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	فرج... فردوست	استادیار	
۲- استاد مشاور	احدا... فاضلی اولادی	ریاست سازمان زمین- شناسی و اکتشافات معدنی استان لرستان	
۳- نماینده تحصیلات تکمیلی	حبیب... قاسمی	استاد تمام	
۴- استاد ممتحن اول	فردین موسیوند	استادیار	
۵- استاد ممتحن دوم	مسعود علی پور اصل	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر فردین لعلری

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

تقدیر و تشکر

پاس بی کران پروردگار بیکتار که هستی مان، بخشد و به طریق علم و دانش، رهنمونان شد و به بهمنشینی رهنمون علم و دانش متفکران نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزیایان ساخت. خدای را بسی شاکرم که از روی کرم پدر و مادری فداکار نصیبت ساخت تا دسیه درخت پر بار وجودشان بیایم و از ریشه آنها شاخ و برگ گیرم و از سایه وجودشان در راه کسب علم و دانش تلاش نمایم.

جناب آقای دکتر فردوست استاد راهنمای گرامی: چگونه پاس گویم تاثیر علم آموزی شما که چراغ روشن هدایت را بر کلبه ی محقر وجودم فروزان ساخته است. در مقابل این همه عظمت و شگوه شامرانه توان پاس است و نه کلام وصف.

از استاد صبور و باتقوا جناب آقای مهندس احمدلله فاضلی اولادی، ریاست محترم سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی استان لرستان، که زحمت مشاوری این پایان نامه را در حالی متقبل شدند که بی شک بدون مساعدت ایشان، این پروژه به نتیجه مطلوب نمی رسید.

از اساتید با کمالات و شایسته؛ جناب آقای دکتر علی پور، آقای دکتر موسیوند، پروفور قاسمی و آقای دکتر صادقیان که در کمال سعادت، با حسن خلق و فروتنی، از هیچ کلمه در این عرصه بر من دریغ ننمودند. کمال تشکر و قدردانی را دارم باشد که این پایان نامه، بخشی از زحمات آنان را پاس گوید. از ریاست محترم دانشکده علوم زمین جناب آقای دکتر امید و معاونت محترم جناب آقای دکتر طاهری و تمامی کارکنان دانشکده علوم زمین کمال تشکر و سپاسگزاری را دارم. از جناب آقای دکتر مهدی هاشمی، عضو هیئت علمی دانشگاه پیام نور الیکودرز قدردانی می کنم. از خانم ها مهندس ویس کرمی، مهندس یوسفی و مهندس شکاری، از آقایان مهندس رهبری، مهندس رستمی و مهندس عبداللهی به پاس یاریها و راهنماییهای بی چشمداشت ایشان که بسیاری از سختی ها را بر ایمن آسانتر نمودند. از خانم ها مهندس آزادبخت و مهندس هجیدی و از آقایان مهندس رشو، مهندس بازوند، مهندس کیانی، مهندس جودکی و تمامی کارکنان سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی استان لرستان به پاس تمامی بهکاری های بی دریغشان قدردانی می کنم. از بهکلاسی ها و دوستانم به پاس محبت های بی دریغشان که هرگز فروکش نمی کند قدردانی می کنم.

این پژوهش با حمایت مالی شرکت فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو)، انجام شده است.

شوق توبه باغ لاله جان خواهد داد

عطر توبه گلها یحسان خواهد داد

فردا که به آفاق مسجد نورت

یکبیر تو کعبه را تمکان خواهد داد

اللهم اعجل لولیک الفرج

تقدیم به رحروان علم و دانش

تعهد نامه

اینجانب الهام زندخوانیان دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی اقتصادی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس دره تخت (جنوب ازنا- استان لرستان) به راهنمایی جناب آقای دکتر فرج الله فردوست و مشاوره جناب آقای مهندس احدالله فاضلی اولادی متعهد می شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش های 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 صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا «Shahrood University of Technology» 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 بافت های آن ها) 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 صنعتی 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 دره‌تخت در استان لرستان و ۱۰ کیلومتری جنوب ازنا، بر روی پهنه ساختاری سنندج- سیرجان قرار دارد. واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه با محدوده سنی تریاس تا ائوسن شامل؛ ۱- مجموعه رسوبی (سنگ آهک و آهک‌دولومیتی‌چرت‌دار)، ۲- گدازه‌های آتشفشانی (آندزیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت‌بازالتی) و ۳- مجموعه آذرآواری (کریستال‌توف و لیتیک‌توف) می‌باشد. تمامی واحدهای سنگی فوق در حد رخساره شیست- سبز متحمل دگرگونی شده‌اند. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی به سری ماگمایی کالک‌آلکالن تعلق دارند. از لحاظ موقعیت و محیط تشکیل، مرتبط با پهنه فروانش (کمان آتشفشانی قاره‌ای) است. عوامل مؤثر بر کانه‌زایی مس در منطقه دره‌تخت عبارتند از: الف) واحدهای سنگی دربرگیرنده کانسار، ب) کنترل‌کننده‌های ساختاری، پ) سیال گرمایی و دگرگونی و ت) حضور توده نفوذی. ماده معدنی با ساخت رگه‌ای در مجموعه آذرآواری با ترکیب آندزیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت‌بازالتی به صورت چینه‌کران رخ داده است. بافت ماده معدنی رگه و رگچه‌ای (شکافه‌پرکن)، پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی بین‌دانه‌ای و دانه پراکنده تشکیل شده است. پهنه‌های دگرسانی موجود در منطقه عبارتند از؛ کلریتی، اپیدوتی، سرسیتی، کربناتی، سیلیسی و اکسیدهای آهن می‌باشند. کانی‌های تشکیل‌دهنده کانسار در چهار گروه: ۱) سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولین، پیرارژیریت، پروستیت و تترائدریت)، ۲) اکسیدها و کربنات‌های مس (مالاکیت، آزوریت، کوپریت، بروکانتیت و مس‌طبیعی)، ۳) اکسیدهای آهن (مگنتیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت) و ۴) کانی‌های باطله (کوارتز، کلسیت و ژیپس) دسته‌بندی می‌شوند. عیار مس بالای ۱٪ و بیش‌ترین همبستگی را با نقره نشان می‌دهد. در مجموع با توجه به مطالعات انجام شده می‌توان گفت کانی‌سازی در منطقه دره‌تخت با کانسارهای گرمایی رگه‌ای و بیش‌ترین شباهت را به تیپ مانتو دارد.

کلید واژه: کانی‌شناسی، ژئوشیمی، مس، گرمایی، مانتو، سنندج- سیرجان، ازنا، لرستان.

فهرست مقالات

- پتروگرافی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار مس دره‌تخت (جنوب‌ازنا- استان لرستان)، هشتمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه زنجان، شهریور ۹۵.
- زمین‌شیمی سنگ‌درونگیر و کانه‌نگاری کانسار مس دره‌تخت (جنوب‌ازنا- استان لرستان)، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، بهمن ۹۵.
- زمین‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی کانسار مس دره‌تخت (جنوب‌ازنا- استان لرستان)، فصلنامه علمی- پژوهشی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، در دست داوری می‌باشد.

فهرست مطالب

عنوان صفحه

فصل اول کلیات

۱-۱ مقدمه	۲
۲-۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه	۲
۳-۱ وضعیت آب و هوایی، اقلیمی و پوشش گیاهی	۳
۴-۱ وضعیت معیشتی و اجتماعی مردم منطقه	۴
۵-۱ شرایط هیدرولوژیکی، هیدروژئولوژیکی، توپوگرافی و ژئومورفولوژی	۵
۶-۱ مطالعات پیشین	۸
۷-۱ طرح مسئله و هدف از مطالعه	۱۰
۸-۱ روش مطالعه	۱۱
۸-۱-۱ گردآوری اطلاعات و منابع	۱۱
۸-۲ مطالعات صحرایی	۱۱
۸-۳ مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی	۱۲
۸-۴ مطالعه دفتری، پردازش و تفسیر داده‌ها	۱۳

فصل دوم زمین‌شناسی

۱-۲ مقدمه	۱۶
۲-۲ پهنه ساختاری سنندج-سیرجان	۱۷
۳-۲ چینه‌شناسی پهنه سنندج-سیرجان	۱۸
۴-۲ زمین‌ساخت در پهنه سنندج-سیرجان	۱۹
۵-۲ پتانسیل اقتصادی پهنه سنندج-سیرجان	۲۱
۶-۲ زمین‌شناسی عمومی منطقه	۲۲
۷-۲ چینه‌شناسی منطقه‌ای	۲۴
۷-۲-۱ پرکامبرین	۲۴
۷-۲-۲ پالئوزوئیک	۲۴
۷-۲-۳ مزوزوئیک	۲۴

۲۵.....	۴-۷-۲ سنوزوئیک
۲۸.....	۸-۲ چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی معدنی منطقه مورد مطالعه
۳۱.....	۱-۸-۲ مجموعه رسوبی
۳۲.....	۲-۸-۲ مجموعه گدازه‌های آتشفشانی
۳۴.....	۳-۸-۲ مجموعه آذرآواری
۳۶.....	۹-۲ وضعیت زمین‌ساخت منطقه

فصل سوم کانه‌زایی و دگرسانی

۴۰.....	۱-۳ مقدمه
۴۰.....	۲-۳ کانه‌زایی مس در محدوده معدنی دره‌تخت
۴۲.....	۳-۳ ویژگی‌های کانه‌زایی کانسار مس دره‌تخت
۴۳.....	۱-۳-۳ کانی‌سازی رگه‌ای و رگه و رگچه‌ای
۴۴.....	۲-۳-۳ کانی‌سازی به صورت پرکننده فضاهای خالی
۴۵.....	۴-۳ دگرسانی
۴۶.....	۵-۳ دگرسانی‌های موجود در منطقه مورد مطالعه
۴۶.....	۱-۵-۳ دگرسانی کلریتی
۴۸.....	۲-۵-۳ دگرسانی اپیدوتی
۴۹.....	۳-۵-۳ دگرسانی سرسیتی
۵۰.....	۴-۵-۳ دگرسانی کربناته
۵۰.....	۵-۵-۳ دگرسانی سیلیسی
۵۱.....	۶-۵-۳ پهنه‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن

فصل چهارم کانی‌شناسی، ساخت و بافت و توالی پاراژنتیکی

۵۴.....	۱-۴ مقدمه
۵۴.....	۲-۴ کانی‌شناسی
۵۶.....	۱-۲-۴ کانی‌های سولفیدی منطقه مورد مطالعه
۶۱.....	۲-۲-۴ کانی‌های پهنه اکسیدی و کربنات‌های مس
۶۴.....	۳-۲-۴ کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن

۶۷.....	۴-۲-۴ کانی‌های باطله
۶۸.....	۳-۴ ساخت و بافت
۶۹.....	۴-۳-۱ ساخت و بافت رگه‌ای، رگه و رگچه‌ای (شکافه پرکن)
۷۰.....	۴-۳-۲ بافت شعاعی
۷۱.....	۴-۳-۳ بافت پرکننده فضاهای خالی
۷۱.....	۴-۳-۴ بافت جانشینی
۷۱.....	۴-۳-۵ بافت دانه پراکنده
۷۲.....	۴-۴ توالی پاراژنتیکی

فصل پنجم ژئوشیمی

۷۶.....	۵-۱ مقدمه
۷۶.....	۵-۲ ژئوشیمی مس
۷۷.....	۵-۳ ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار
۷۸.....	۵-۳-۱ نامگذاری سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی
۷۹.....	۵-۳-۲ تعیین سری ماگمایی
۸۱.....	۵-۳-۳ جایگاه تکتونیکی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار
۸۳.....	۵-۳-۴ نمودارهای عنکبوتی
۸۶.....	۵-۴ ژئوشیمی کانسنگ
۸۶.....	۵-۴-۱ ضریب همبستگی و ارتباط ژئوشیمیایی بین عناصر
۸۷.....	۵-۴-۲ ضریب همبستگی بین عناصر در منطقه دره‌تخت
۸۸.....	۵-۴-۳ نمودارهای پراکندگی بین عناصر و تغییرات برخی عناصر در واحدهای سنگی منطقه
۹۱.....	۵-۵ الکترون مایکرو پروپ (EPMA)

فصل ششم الگوی تشکیل، تیپ کانی‌سازی، نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۹۶.....	۶-۱ مقدمه
۹۶.....	۶-۲ شرح مختصری از شواهد ژنتیکی موجود در ارتباط با کانه‌زایی
۹۹.....	۶-۳ بررسی ژنز و مدل احتمالی تشکیل کانسار دره‌تخت
۱۰۱.....	۶-۴ مقایسه کانسار مس دره‌تخت با کانسارهای منطقه، ایران و سایر نقاط جهان

۵-۶ تعیین تیپ کانی سازی	۱۰۴
۶-۶ نتیجه گیری	۱۰۵
۷-۶ پیشنهادات	۱۰۶
منابع	۱۰۷
پیوست ها	۱۱۹

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار مس دره‌تخت و..... ۳
- شکل ۲-۱- تصویر صحرایی از پوشش گیاهی در مجاورت کانسار و..... ۴
- شکل ۳-۱- (الف) نمایی از زمینریخت شناسی منطقه دره‌تخت و..... ۷
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه (دورود- ازنا) بر روی نقشه و..... ۱۶
- شکل ۲-۲- موقعیت کانسار مس دره‌تخت بر روی بخشی از نقشه و..... ۲۳
- شکل ۳-۲- (الف) تصویر صحرایی که شیل و توف شیلی به رنگ ارغوانی و..... ۲۶
- شکل ۴-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای و..... ۲۷
- شکل ۵-۲- نمایی کلی از واحدهای سنگی رسوبی (آهک و آهک دولومیتی، شیست) و آذرآواری (توف) منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال شرق)..... ۲۸
- شکل ۶-۲- (الف) تصویر صحرایی از واحد سنگی آتشفشانی و..... ۲۹
- شکل ۷-۲- نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس از محدوده معدنی دره‌تخت..... ۳۱
- شکل ۸-۲- (الف) تصویر صحرایی از سنگ آهک و آهک دولومیتی چرت‌دار و..... ۳۲
- شکل ۹-۲- (الف) تصویر نمونه‌دستی از آندزیت پورفیری، (ب) تصویر میکروسکوپی از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) با بافت پورفیری و غربالی و بافت خلیجی و..... ۳۴
- شکل ۱۰-۲- (الف) تصویر نمونه‌دستی از کریستال توف، (ب) تصویر میکروسکوپی از کریستال توف، بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) و کوارتز و..... ۳۵
- شکل ۱۱-۲- (الف) گسل‌های بزرگ (رورانده) با روند شمال غرب- جنوب شرق، (ب) گسل‌های فرعی که قطع‌کننده گسل-های بزرگ هستند و..... ۳۷
- شکل ۱۲-۲- رزدیاگرم مربوط به گسل‌ها، درز و شکاف و..... ۳۷
- شکل ۱-۳- (الف) ستون چینه‌شناسی منطقه معدنی دره‌تخت و..... ۴۲
- شکل ۲-۳- تصویر صحرایی از افق کانه‌دار. ماده معدنی به صورت پرکننده و..... ۴۳
- شکل ۳-۳- گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در واحد آذرآواری و..... ۴۴
- شکل ۴-۳- تصویر صحرایی از مالاکیٹ به صورت پرکننده فضاهای خالی و بین دانه‌ای..... ۴۴
- شکل ۵-۳- تصویر صحرایی کلی از دگرسانی‌های موجود و..... ۴۶

شکل ۳-۶- الف) تصویر صحرایی از دگرسانی کلریتی و درهم آمیختگی آن با دگرسانی‌های اپیدوتی، سیلیسی و پهنه‌های اکسیدی آهن، ب) تصویر نمونه دستی از لیتیک‌توف و ۴۷

شکل ۳-۷- الف) تصویر صحرایی از دگرسانی اپیدوتی، ب) تصویر نمونه دستی از اپیدوت همراه با کانه‌زایی. پ) تصویر نمونه‌دستی از دگرسانی اپیدوت و ۴۸

شکل ۳-۸- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl)، پیروکسن (Px)، کوارتز (Qtz) و کانی‌های اوپک که همگی سرسیتی و ۴۹

شکل ۳-۹- الف) تصویر نمونه دستی از دولومیت همراه با رگه کلسیتی (Cal) و ۵۰

شکل ۳-۱۰- الف) تصویر نمونه دستی از سنگ آذرآواری که دارای رگه‌های و ۵۱

شکل ۳-۱۱- الف) تصویر صحرایی از واحد آذرآواری که آغشتگی به اکسید و هیدروکسیدهای آهن را نمایش می‌دهد، ب) تصویر نمونه‌دستی از رگه‌های اکسید آهن و ۵۲

شکل ۴-۱- الف) تصویر میکروسکوپی از حضور پیریت (Py) به صورت صلیب در متن سنگ، ب) تصویر میکروسکوپی از پیریت به صورت جهت یافته و ۵۷

شکل ۴-۲- الف) تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت (Ccp) و بورنیت (Bn) که توسط کانی‌های ثانویه، کوولیت (Cv) و کالکوسیت (Cc) جانشین می‌شوند و ۵۸

شکل ۴-۳- الف) تصویر میکروسکوپی از بورنیت (Bn) با بافت دانه پراکنده و ۵۹

شکل ۴-۴- الف) تصویر میکروسکوپی از کالکوسیت (Cc) با بافت دانه پراکنده و بافت حاصل از جانشینی کالکوسیت به جای کالکوپیریت (Ccp) می‌شود، و ۶۰

شکل ۴-۶- الف) تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیت (Mal) به صورت رگه و رگچه‌ای و ب) تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیت به صورت شعاعی. ۶۲

شکل ۴-۷- الف) تصویر نمونه دستی از همراهی کانی آزوریت (Az) به رنگ آبی لاجوردی با مالاکیت (Mal) و اکسیدهای آهن و ۶۳

شکل ۴-۸- تصویر میکروسکوپی از مس طبیعی (Cu) درون مالاکیت و ۶۴

شکل ۴-۱۰- الف) تصویر میکروسکوپی از مگنتیت (Mag) به صورت منفرد و ۶۵

شکل ۴-۱۱- الف) تصویر میکروسکوپی از هماتیت (Hem) به صورت پرکننده فضای خالی، ب) تصویر میکروسکوپی از هماتیت و ۶۶

- شکل ۴-۱۲- الف) تصویر میکروسکوپی از گوتیت (Gth)، پرکننده شکستگی ها و ۶۷
- شکل ۴-۱۳- الف) تصویر میکروسکوپی از کلسیت (Cal) به صورت رگه و رگچه‌ای و ب) تصویر میکروسکوپی از ژئپس با بافت ثانویه. ۶۸
- شکل ۴-۱۴- الف) تصویر نمونه دستی از مالاکییت با ساخت رگه و رگچه‌ای (شکافه پرکن)، ب) تصویر میکروسکوپی از مالاکییت (Mal) و ۷۰
- شکل ۴-۱۵- الف و ب) تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از بلورهای مالاکییت با بافت شعاعی. ۷۰
- شکل ۴-۱۶- الف) نمای میکروسکوپی از بافت پرکننده فضای خالی و هم‌چنین بافت جانشینی که طی آن کالکوپیریت (Ccp) توسط کوولین (Cv) جانشین شده است و ۷۲
- شکل ۵-۱- انحلال‌پذیری مس در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد به عنوان تابعی از pH و Eh، که نشان‌دهنده افزایش pH در حضور کلر می‌باشد. به دلیل حضور کلر و ۷۷
- شکل ۵-۲- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار مس دره‌تخت و ۷۹
- شکل ۵-۳- موقعیت سنگ‌های دربرگیرنده کانسار مس دره‌تخت و ۷۹
- شکل ۵-۴- الف) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 ، (Peccerillo and Taylor, 1976) و ۸۱
- شکل ۵-۵- نمودار تغییرات Zr در برابر Zr/Y همان‌طور که انتظار و ۸۲
- شکل ۵-۶- نمایش موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای و ۸۳
- شکل ۵-۷- نمودارهای عنکبوتی عناصر جزئی و کمیاب به‌هنگار شده و ۸۵
- شکل ۵-۸- نمودار ضریب همبستگی بین عناصر Cu-Ag و ۸۹
- شکل ۵-۹- ستون چینه‌شناسی مربوط به افق کانه‌دار و مقایسه آن با برخی فلزات. ۹۰
- شکل ۵-۱۰- تصاویر پس پراکنش (BSE)، کانی‌های و ۹۲
- شکل ۵-۱۱- نمودارهای دایره‌ای جهت تعیین درصد مشارکت عناصر در کانه‌ها. ۹۳
- شکل ۶-۱- الگوی احتمالی و شماتیک کانه‌زایی در کانسار مس دره‌تخت. ۱۰۰

فهرست جداول

- جدول ۱-۴- کانی‌های شناسایی شده توسط پراش اشعه ایکس (XRD) ۵۴
- جدول ۲-۴- توالی پاراژنزی کانی‌ها در کانسار مس دره تخت ۷۳
- جدول ۱-۵- ضرایب همبستگی پیرسون (Pearson) بین عناصر کمیاب در کانسار دره تخت ۸۷
- جدول ۲-۵- نامگذاری کانی‌های شناسایی شده به روش آنالیز (EPMA) ۹۴
- جدول ۳-۵- نامگذاری کانی‌های شناسایی شده به روش آنالیز (EPMA) ۹۴
- جدول ۱-۶- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس دره تخت با نصرت‌آباد و کانسرخ ۱۰۱
- جدول ۲-۶- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس دره تخت، ابری، عباس‌آباد و کشکوئیه ۱۰۲
- جدول ۳-۶- مقایسه کانسار مس دره تخت با برخی از کانسارهای مس در جهان ۱۰۳

فصل اول کلیات

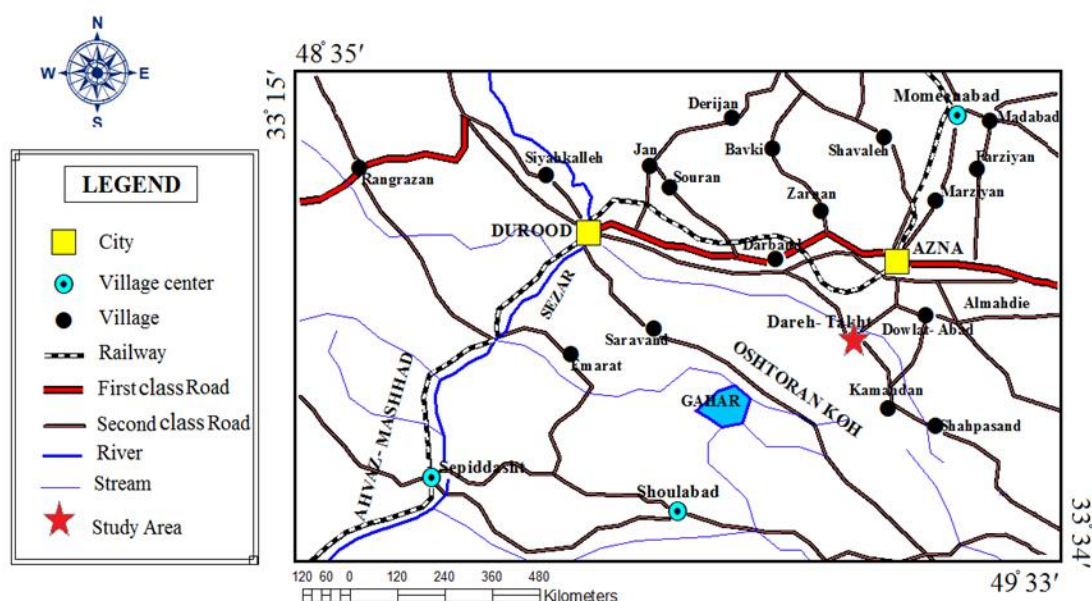
۱-۱ مقدمه

مس یکی از قدیمی‌ترین، مفیدترین و پرمصرف‌ترین عناصر فلزی است که توسط بشر کشف گردیده است. مس به سبب ویژگی‌های خاص شیمیایی و فیزیکی در شمار نخستین فلزات غیرآهنی است که توسط آدمی شناخته و به کار گرفته شده است. در رده‌بندی مصرف جهانی پس از آهن و آلومینیوم در جایگاه سوم قرار می‌گیرد. از آنجایی که ذخایر معدنی به شکل‌های بسیار متفاوتی یافت می‌شوند، انتخاب روش محاسبه ذخیره، تابع وضعیت، کانی‌های تشکیل‌دهنده و شکل ماده معدنی از مشخصات کارهای اکتشافی است (پیترز^۱، ۱۹۷۸). عبور کمربند جهانی مس از ایران با طولی در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر، باعث تشکیل اندیس‌ها و معادن متعددی در طول مسیر خود شده است (خوئی و همکاران، ۱۳۷۸). بر این اساس، منطقه دره‌تخت ازنا در استان لرستان به عنوان بخشی از مناطق معدنی به سبب اینکه مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی بر روی آن صورت نگرفته است، موضوع تحقیق و پژوهش این پایان‌نامه قرار گرفته است.

۲-۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

محدوده کانسار مس دره‌تخت با مختصات جغرافیایی از $49^{\circ} 21'$ تا $49^{\circ} 32'$ طول شرقی و $33^{\circ} 17'$ تا $33^{\circ} 30'$ عرض شمالی در فاصله ۱۳۵ کیلومتری شمال شرق خرم‌آباد، ۱۰ کیلومتری جنوب- جنوب- شرقی شهرستان ازنا واقع شده است. دسترسی به منطقه مورد مطالعه، از طریق شهرستان ازنا و به وسیله دو مسیر شوسه و درجه یک مقدور است. مسیر اول از طریق جاده ازنا- دولت‌آباد- دره‌تخت و مسیر دوم از خط راه‌آهن سراسری تهران- اهواز می‌باشد که در حال حاضر، دو ایستگاه راه‌آهن در نزدیکی محدوده مورد مطالعه قرار دارند که یکی ایستگاه مرکزی ازنا، به فاصله ۱۰ کیلومتر و دیگری ایستگاه دربند، به فاصله ۱۹ کیلومتر از محدوده می‌باشند (شکل ۱-۱).

^۱Peters



شکل ۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار مس دره‌تخت (جنوب ازنا، استان لرستان). محدوده مورد مطالعه با علامت ★ مشخص شده است (براساس نقشه اطلس راه‌های کشور، ۱۳۹۰).

۳-۱- وضعیت آب و هوایی، اقلیمی و پوشش گیاهی

آب و هوای منطقه سرد و نیمه مرطوب است. ارتفاع زیاد و کوهستانی بودن سبب شده است که منطقه دارای زمستان‌های سرد و طولانی و تابستان‌های ملایم و کوتاه مدت باشد. براساس جدیدترین آمار ارائه شده توسط ایستگاه هواشناسی واقع در دره‌تخت (۱۰ کیلومتری شهرستان ازنا) دما در طول سال در گرم‌ترین روزهای تابستان حداکثر به $37/5^{\circ}\text{C}$ درجه سانتی‌گراد و در سردترین روزهای زمستان حداقل به 35°C درجه سانتی‌گراد می‌رسد و رطوبت نسبی هوا در حدود ۴۵ درصد است. بارش عمده‌ترین عامل در تعیین پوشش گیاهی و تراکم آن در استان لرستان می‌باشد (شکل ۱-۲). در نوار شمالی استان که بیش‌تر گستره آن را اراضی زراعی و مراتع تشکیل می‌دهند، سایر نواحی استان را پوشش جنگلی فرا گرفته است. از مهم‌ترین پوشش گیاهی منطقه ازنا می‌توان به ریواس، گون، پسته‌کوهی، گل‌ها و گیاهان گوناگون اشاره کرد.



شکل ۲-۲- تصویر صحرایی از پوشش گیاهی در مجاورت کانسار مورد مطالعه (دید به سمت جنوب شرق).

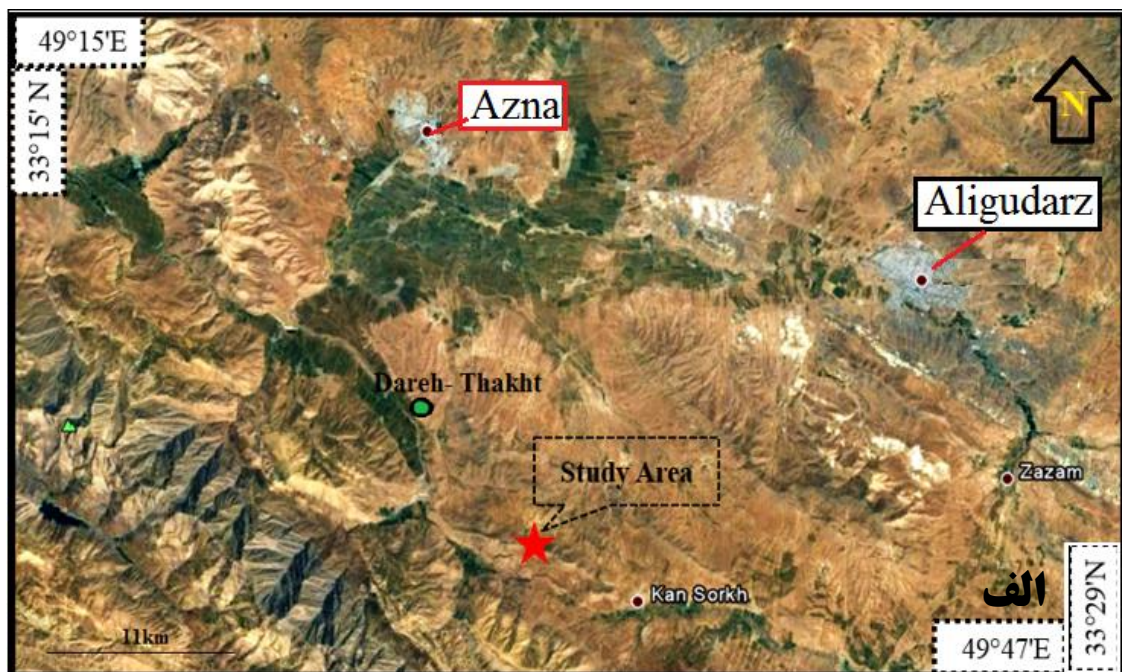
۴-۱ وضعیت معیشتی و اجتماعی مردم منطقه

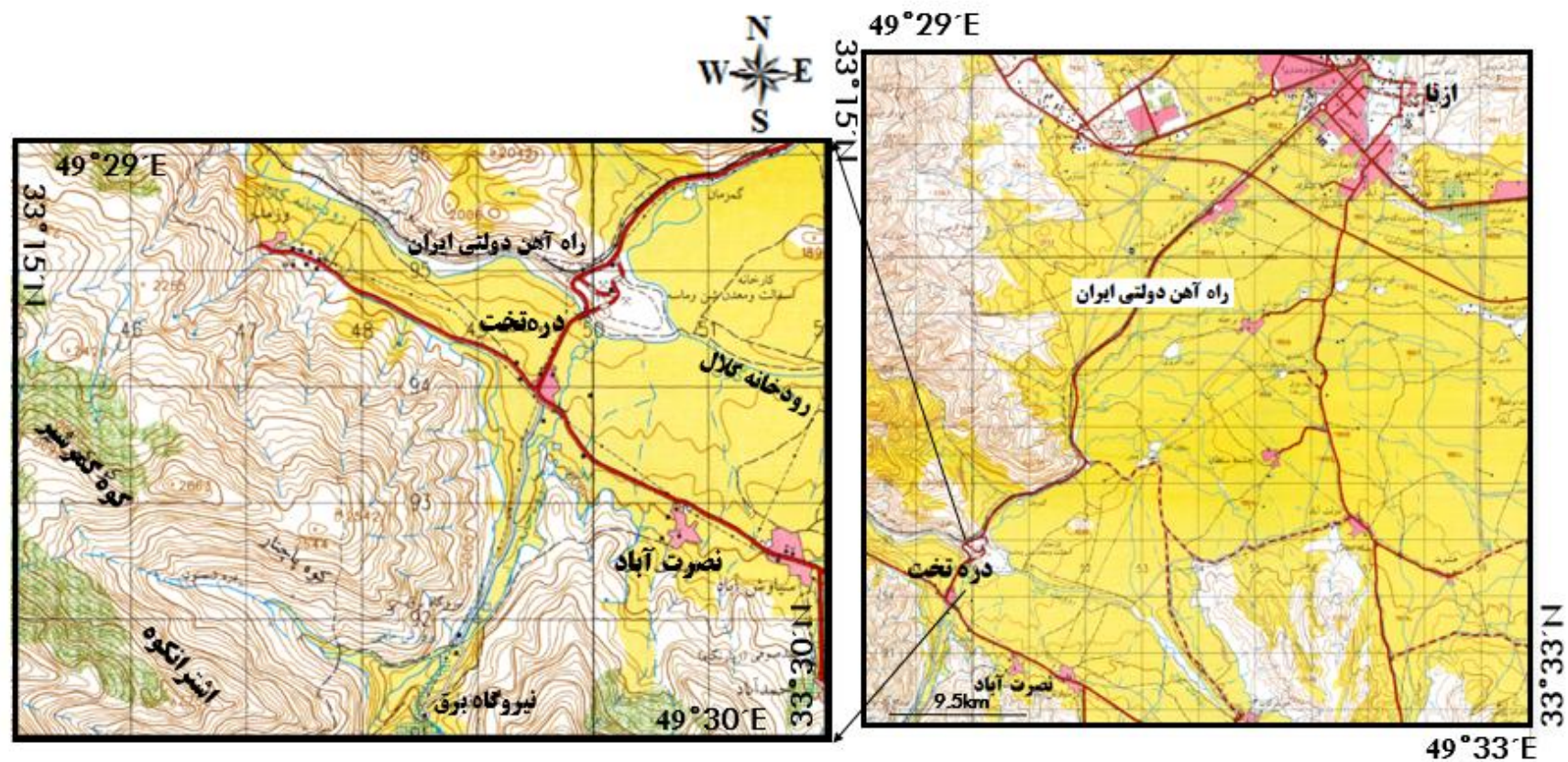
براساس جدیدترین اطلاعات مرکز آمار ایران، جمعیت شهر ازنا در حدود ۷۳۲۸۶ نفر می‌باشد. دره تخت (روستای گردشگری)، یکی از روستاهای بخش مرکزی شهرستان ازنا واقع در ۱۰ کیلومتری جنوب این شهرستان در کوهپایه‌های اشترانکوه است. جمعیت این روستا در حدود ۸۳۰ نفر است. ساکنین شهرستان ازنا و روستاهای اطراف آن از طایفه‌های بختیاری بوده و دارای گویش لری می‌باشند. شغل اغلب مردم روستای دره تخت، دامداری و کشاورزی (گندم، جو، لوبیا، نخود، و علوفه) است. این روستا دارای استخرهای متعدد پرورش ماهی قزل‌آلای رنگین‌کمان با ظرفیت‌های گوناگون می‌باشد؛ هم‌چنین به سبب وجود معادن آهن، سیلیس و فلدسپات و سنگ‌های ساختمانی و نیز کارخانه فروسیلیس ازنا عده‌ای نیز به کار معدنی و صنایع وابسته به معدن‌کاری مشغول هستند. دره تخت به علت قرار گرفتن در کوهپایه اشترانکوه و بهره‌مندی از آب دائم و روان دارای نیروگاه تولید برق است که از آن علاوه بر تأمین برق روستاهای هم‌جوار به شبکه سراسری برق در شهرستان ازنا نیز برق داده می‌شود.

۵-۱ شرایط هیدرولوژیکی، هیدروژئولوژیکی، توپوگرافی و ژئومورفولوژی

وجود شرایط آب و هوایی، بارش‌های خوب و رواناب‌های حاصل از یخچال‌های طبیعی اشترانکوه، در ایجاد دو شاخه آبریز به نام‌های کمندان و دره تخت و اتصال به شاخه‌های آبریز مربوط به شهر الیگودرز، سرشاخه‌ای به نام ماربره جریان یافته که در نهایت با مشارکت چند شاخه آبریز دیگر، در پدیدار نمودن رودخانه دز سهیم هستند. روند آبراهه‌هایی نظیر آبراهه دره پاچنار، دره نصرت‌آباد غرب، کمندان و سیوله، گونه‌هایی از آبراهه‌هایی هستند که از روند گسل‌های منطقه تبعیت می‌کنند. ویژگی‌های شاخص این گسل‌ها در رابطه با ژئومورفولوژی منطقه، تشکیل شرایط مناسب برای عملکرد و اثرات فرسایش بعدی و به وجود آوردن معبرهای مناسب جهت عبور رواناب‌ها حتی به سمت اعماق می‌باشند. جایگاه یخچال‌های مذکور و نیز آبراهه‌های حاصل در رشته‌کوه اشترانکوه، در تعیین توپوگرافی و شکل‌گیری ژئومورفولوژی در کل منطقه نقش مهمی دارند. شهرستان ازنا در منطقه کوهستانی واقع شده است که بلندترین نقطه آن قله اشترانکوه با ارتفاع ۴۰۸۰ متر و پست‌ترین نقطه آن ۱۹۰۰ متر از سطح دریای آزاد است (شکل ۱-۳). به طور کلی توپوگرافی و ژئومورفولوژی منطقه تابعی از لیتولوژی و ساختارهای حاکم بر منطقه می‌باشد. نظر به این که ناحیه مورد مطالعه، قسمتی از منطقه نیمه‌کوهستانی واقع در شمال‌شرقی ارتفاعات اشترانکوه و نیز در بخش شمال‌غربی پهنه سنج- سیرجان، جای گرفته است، برونزد و رخنمون‌های سنگی آن متشکل از؛ سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی تریاس و سنگ‌های رسوبی کربناته و تخریبی می‌باشد. از این رو به جهت ماهیت و متفاوت بودن جنس لایه‌ها و سنگ‌های موجود و به طور کلی تفاوت در ترکیب سنگ‌شناسی ناحیه و هم‌چنین وجود شرایط نسبتاً قوی هوازدگی و فرسایشی، عمده عناصر مورفولوژیکی منطقه شامل؛ دشت و ریخت‌های تپه‌ماهوری کم ارتفاع بوده که این وضعیت را می‌توان در بخش شرقی روستای کمندان و به طرف منطقه مورد مطالعه، ملاحظه نمود. این سیما عموماً با واحدهای سنگی شیل- آذرآواری همراه می‌باشد. شایان ذکر است که بخش‌های آواری و ریزدانه از جمله شیل و ماسه‌سنگ‌ها به سبب ناپایداری در مقابل عوامل فرسایش، دارای سیمای تپه‌ماهوری و کم ارتفاع بوده و در عوض سنگ‌های کربناتی به واسطه پایداری بیشتر، اغلب ستیغ‌ساز

و منجر به تشکیل پرتگاه می‌شوند. در خصوص محدوده قرارگیری کانسار مورد مطالعه و به واسطه ترکیب سنگ‌شناسی متفاوت یاد شده، شاهد شیب‌های کم تا متوسط بوده و در نهایت به پرتگاه در شمال کانسار ختم شده‌اند. در جنوب‌غربی محدوده مطالعاتی در واحد متشکل از آهک، شیل، برش توفی، کنگلومرا و ماسه‌سنگ حضور یک گسل رورانده، به عنوان مرز دو لایه، از واحد آتشفشانی مشتق می‌گردد. در دشت واقع در جنوب ازنا نیز رخنمون‌های سنگی و رسوبی به واسطه فعالیت‌های زمین‌ساختی شدید منطقه، فعالیت گسل رورانده زاگرس و نیز روند ساختمانی منطقه، تشکیل یک سری ارتفاعات با راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی را شاهد هستیم. در جنوب‌شرقی ناحیه، آهک‌های کرتاسه بلندترین ارتفاعات واقع در ناحیه را تشکیل می‌دهند.





شکل ۲-۳- الف) نمایی از زمین‌ریخت شناسی منطقه دره‌تخت بر روی تصویر Google Earth و ب) بخشی از نقشه ۱/۵۰۰۰۰ توپوگرافی منطقه و نمایش موقعیت کانسار مس دره‌تخت بر روی آن.

۱-۶ مطالعات پیشین

- شاهرخ و همکاران (۱۳۹۴)، زمین‌شیمی، مینرالوگرافی و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار مس ناحیه کلک (جنوب ازنا، استان لرستان)، پرداخته است. از نظر وی، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ماهیت تولییتی تا کالک‌آلکالان داشته و هم‌چنین کانی‌های اصلی را مگنتیت و کالکوپیریت معرفی کرده که تبدیل به مالاکیت، آزوریت و همتیت شده‌اند.

- پناهی و همکاران (۱۳۹۳)، به بررسی زمین‌شناسی اقتصادی و ژئوشیمی کانسار مس عزیزآباد در جنوب ازنا پرداخته است. به عقیده وی، کانی‌سازی به صورت رگه‌ای، تحت تأثیر توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و گسل‌هایی با روند شمال غرب- جنوب شرق بوده است؛ هم‌چنین جایگاه تکتونیکی و سری ماگمایی آن را کمان قاره‌ای و کالک‌آلکالان دانسته است.

- هادی‌نسب (۱۳۹۰)، ژئوشیمی، کانی‌شناسی و منشأ کانسار مس نصرت‌آباد (جنوب ازنا)، را در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد مورد بررسی قرار داده است. به عقیده وی، کانی‌سازی مس، در ارتباط با توده‌های نفوذی آندزیتی تا تراکی‌آندزیتی و بافت غالب پورفیری و تکتونیک شدید منطقه می‌داند.

- پناهی (۱۳۸۹)، بررسی زمین‌شیمی زایش رخداد مس منطقه کانسرخ (الیگودرز)، را در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد مورد بررسی قرار داده است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه از نوع آندزیت پورفیری می‌باشند. عامل کانه‌سازی را مرتبط با توده‌های نفوذی احتمالاً گرانودیوریتی می‌داند.

- سجادیان و همکاران (۱۳۹۰)، نگرشی بر رخداد مس نوع آتشفشانی تریاس پهنه سنندج- سیرجان (شرق لرستان) پرداخته است. به عقیده وی توده‌های نفوذی نیمه عمیق (اسیدی- حدواسط و مافیک) به عنوان موتور حرارتی، گرمای لازم برای تجمع و تمرکز مس رگه‌ای با عیار مناسب در آندزیت‌ها را تامین کرده است.

- باغبانی (۱۳۹۰)، به بررسی تفصیلی پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتوئیدی ازنا-الیگودرز، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد پرداخته است. وی ترکیب سنگ‌شناسی این توده را گرانودیودیت، گرانیت و لوکوگرانیت دانسته و آن را از نوع گرانیت‌های S با ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و پرآلومین به سن اواخر تریاس تا اوایل ژوراسیک می‌داند.

- قادری و همکاران (۱۳۸۸)، به معرفی رخداد کانه‌زایی تنگستن (مس)، چینه‌سان-چینه‌کران در باختر ازنا، استان لرستان پرداخته است. به اعتقاد وی، کانه‌زایی در سنگ‌های درونگیر متاریولیت میلونیتی و شیبست نیمه پلیتی، با شباهت این رخداد به کانسارهای پروکسیمال در توالی آتشفشانی-رسوبی تریاس‌پسین رخ داده است.

- شبانیان (۱۳۸۸)، توده گرانیتوئیدی منطقه ازنا را از لحاظ ژئوشیمیایی و پترولوژی در قالب پایان‌نامه دکتری مورد بررسی قرار داده و آن را از نوع گرانیت A معرفی کرده است. وی زمان نفوذ آن را تریاس بالایی تا ژوراسیک‌زیرین در نظر گرفته است.

- باقریان و خاکزاد (۱۳۸۰)، پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی دره‌باغ (ملا طالب)، را بررسی کرده و این توده گرانیتوئیدی را از نوع S معرفی کرده است.

- محجل (۱۳۷۷)، چند شکلی و توالی چین‌های کمپلکس ژان، درود-ازنا (پهنه سنج-سیرجان) را مورد بررسی قرار داده است.

- صدیقی (۱۳۷۳)، توده‌های نفوذی شمال الیگودرز را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به طور اجمالی مورد بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی قرار داده و گرانیت‌ها را از نوع S معرفی کرده است.

- در زمینه سنگ‌شناسی و ساختمانی، در مقیاس ناحیه‌ای:

- گودرزی و همکاران (۱۳۸۲)، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دورود را تهیه کردند.

- سهیلی و همکاران (۱۳۷۱)، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ الیگودرز را تهیه کردند.

۷-۱ طرح مسئله و هدف از مطالعه

با توجه به اهمیت و جایگاه مس در جهان مطالعات گسترده‌ای به منظور اکتشاف این فلز در برنامه توسعه کشور در نظر گرفته شده است. کانی‌زایی مس در ورقه ۱/۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی خرم‌آباد (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱)، در بخشی از پهنه ساختاری سنندج- سیرجان درون مجموعه آتشفشانی- رسوبی با سن تریاس رخ داده است. با توجه به اینکه در رابطه با این کانسار، مطالعه دقیقی از نظر کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل آن صورت نگرفته است؛ و از آنجا که انجام مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی یکی از ملزومات اکتشاف مواد معدنی می‌باشد. لذا این موضوع هدف تحقیق حاضر قرار گرفت. از مهم‌ترین اهداف این پژوهش می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

۱- رابطه میان ماده معدنی و سنگ دربرگیرنده چگونه است؟

۲- کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده و کانی‌های فرعی و باطله‌های کانسار کدامند؟

۳- انواع دگرسانی در منطقه و پهنه‌بندی آنها در منطقه چگونه است؟

۴- ساخت، بافت و توالی پاراژنزی کانی‌سازی چگونه است؟

۵- ویژگی‌های ژئوشیمیایی کانسار چیست؟

۶- الگوی تشکیل کانسار چگونه بوده است؟

۷- تیپ کانه‌زایی چیست؟

۸- کلیدهای اکتشافی جهت کشف ذخایر جدید کدامند؟

۸-۱ روش مطالعه

انجام این تحقیق طی چند مرحله شامل؛ مطالعات دفتری، مطالعات صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی، پردازش و در انتها مطالعات دفتری و تفسیر داده‌ها صورت گرفته است؛ در این بخش به طور مختصر معرفی می‌شوند.

۱-۸-۱ گردآوری اطلاعات و منابع

- تهیه و مطالعه کتب و مقالات مرتبط با موضوع پایان‌نامه و منطقه مورد مطالعه از طریق ارتباط با سایت‌های اینترنتی و منابع کتابخانه‌ای.
- استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد، ۱/۱۰۰۰۰۰ الیگودرز و ۱/۱۰۰۰۰۰ دورود، تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی به منظور یافتن دید کلی نسبت به منطقه و همچنین تهیه و مطالعه گزارش‌ها و مقالاتی که در رابطه با منطقه مورد مطالعه و نواحی اطراف منتشر شده‌اند.
- برقراری ارتباط با زمین‌شناسان صاحب‌نظر داخلی جهت تأمین منابع به‌روز و دستیابی به اهداف تعیین‌شده.

۲-۸-۱ مطالعات صحرایی

- مطالعات صحرایی و بازدید از منطقه طی چند مرحله به شرح زیر صورت گرفته است:
- بازدیدهای مقدماتی به منظور آشنایی با محدوده مورد مطالعه و ارزیابی کلی از وضعیت زمین-شناسی منطقه.
 - شناسایی و تفکیک دقیق واحدهای سنگی و چگونگی ارتباط آن‌ها با یکدیگر.
 - نمونه‌برداری لیتوژئوشیمیایی از رخنمون‌های سطحی بر مبنای تغییرات سنگ‌شناسی، کانی-شناسی، بافت، دگرسانی و رنگ.
 - مطالعه شکل هندسی و ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس‌های مختلف نمونه‌دستی و میکروسکوپی.

- تهیه نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس از محدوده معدنی.
- بازدید نهایی از منطقه به منظور کنترل نتایج و اطلاعات به دست آمده.

۳-۸-۱ مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی

- تهیه و مطالعه تعداد ۳۰ مقطع نازک از نمونه‌های سنگی مختلف و انجام مطالعات پتروگرافی.
- تهیه و مطالعه تعداد ۱۵ مقطع صیقلی و نازک- صیقلی، جهت مطالعات کانی‌شناسی، بافت و توالی پاراژنتیکی کانه‌ها و سنگ‌درونگیر.
- تجزیه شیمیایی نمونه‌ها توسط شرکت کانساران بینالود ایران و مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران (IMIDRO) صورت گرفته است.
- تجزیه ۱۰ نمونه به منظور تعیین میزان عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی به روش‌های طیف سنجی جرمی- پلاسمای جفت شده القایی (ICP- MS)^۱.
- تجزیه ۱۳ نمونه به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF)^۲، به منظور تعیین میزان اکسیدهای عناصر اصلی در سنگ‌های موجود در منطقه.
- تجزیه ۱۲ نمونه به روش پراش اشعه ایکس (XRD)^۳، به منظور تعیین کانی‌های با فراوانی کم اصلی و فرعی در سنگ‌های موجود در منطقه.
- تهیه مقاطع نازک- صیقلی از نمونه‌ها جهت مطالعات الکترون میکرو پروپ (EPMA)^۴.

^۱ Inductively coupled plasma mass spectrometry

^۲ X-Ray Diffraction

^۳ X-ray fluorescence

^۴ ELECTRON PROBE MICRO ANALYZER

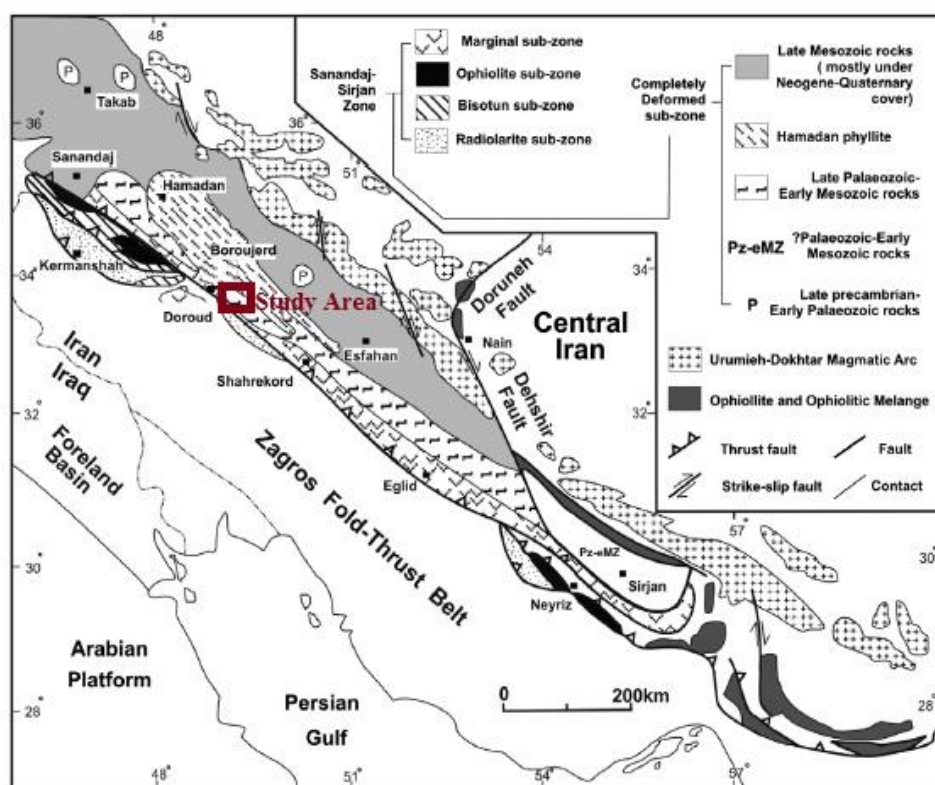
۴-۸-۱ مطالعه دفتری، پردازش و تفسیر داده‌ها

- مطالعه پایان‌نامه‌ها، مقالات و کتب مرتبط با موضوع تحقیق.
- ترسیم نقشه‌های زمین‌شناسی و نقشه راه‌ها با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS، Corel.
- تجزیه و تحلیل و پردازش داده‌های حاصل از آنالیز نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای آماری مانند؛ SPSS، Excel و نرم‌افزار GCDkit.
- جمع‌بندی، تنظیم پایان‌نامه و نگارش مقالات.

فصل دوم: زمین شناسی

۱-۲ مقدمه

کانسار مس دره تخت براساس تقسیم‌بندی محجل (۱۳۸۱)، در شمال غربی پهنه سنج- سیرجان واقع شده است (شکل ۲-۱). در این فصل ضمن مروری بر مطالعات زمین‌شناسی و ساختاری پهنه سنج- سیرجان، به تشریح برخی از مهم‌ترین خصوصیات این پهنه خواهیم پرداخت؛ همچنین مهم‌ترین واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه معرفی و به اجمال مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت. علائم اختصاری به کار رفته برای کانی‌های مورد بررسی مطابق با استانداردهای وینتنی و ایوانز^۱ (۲۰۱۰)، به صورت جدول در (پیوست ۱)، ارائه شده است.



شکل ۲-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه (دورود-ازنا) بر روی نقشه پهنه‌بندی ساختاری- رسوبی ایران

(محجل، ۱۳۸۱).

^۱ Whintney & Evans

۲-۲ پهنه ساختاری سنندج- سیرجان

پهنه سنندج- سیرجان از نظر تاریخچه ساختاری به ایران مرکزی شباهت دارد و دگرشکلی‌های شدید دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک ایران مرکزی کم و بیش در این منطقه دیده می‌شود. تشابه روند کلی این پهنه با روند زاگرس آن را از ایران مرکزی جدا می‌کند. این پهنه یکی از پهنه‌های ساختاری فعال ایران است که از پرکامبرین تا سنوزوئیک فازهای آذرین و دگرگونی مهمی را پشت سر گذاشته است (نبوی، ۱۳۵۵). افتخارنژاد (۱۳۵۹)، از ناحیه گلپایگان آن را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرده است. در بخش شمالی این پهنه، فازهای مهم کوهزایی سیمرین و لارامید به وقوع پیوسته و در آن توده‌های گرانیتوئیدی متعددی نظیر الوند، بروجرد، اراک و ملایر نفوذ کرده و جای گرفته‌اند. این قسمت به نام بخش همدان- ارومیه هم نامیده شده است. بخش جنوبی کوهزایی‌های پرکامبرین تا تریاس میانی را متحمل شده و تغییر شکل‌ها و دگرگونی‌های مهمی در آن به وقوع پیوسته است. توده‌های نفوذی نظیر؛ گرانیت‌های حاجی‌آباد، سیرجان، اقلید و توده‌های بازیک اسفندقه در بخش جنوبی پهنه سنندج- سیرجان رخنمون دارند. در طی دوران مزوزوئیک فعالیت‌های ماگمایی مهمی در پهنه سنندج- سیرجان رخ داده است. در این دوران پهنه سنندج- سیرجان تحت تأثیر حرکات تکتونیکی قرار گرفته است. این حرکات سبب تغییر در واحدهای تکتونیکی، رسوبی و ماگمایی این پهنه شده و با چین‌خوردگی‌های مهم، بالآمدگی‌های ناحیه‌ای، ماگماتیسم و دگرگونی همراه بوده‌اند. اغلب توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی پهنه سنندج- سیرجان از جمله باتولیت‌های الوند، بروجرد، ملایر، سامن، الیگودرز و ... در این دوران تشکیل شده‌اند. گرانیتوئیدهای ازنا- الیگودرز به صورت چندین توده نفوذی در شمال و شمال‌غرب الیگودرز تا ازنا سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (سنگ‌های شیلی- ماسه‌سنگی دگرگون شده به سن اواخر تریاس تا اوایل ژوراسیک) را قطع نموده‌اند.

۳-۲ چینه‌شناسی پهنه سنندج- سیرجان

پی‌سنگ دگرگونی پهنه سنندج- سیرجان دارای سن پرکامبرین است که در بسیاری نقاط به صورت هورست بالا آمده است. به نظر می‌رسد که این پی‌سنگ در پرکامبرین تحت تأثیر چین‌خوردگی‌های مختلف و متناوب و دوره‌های فرسایشی متعدد قرار گرفته است. این پهنه از نظر ساختمانی و تاریخچه رسوبگذاری و هم‌چنین رخدادهای تکتونیکی و فعالیت توده‌های نفوذی به ویژه از دوره پرمین به بعد تا حدودی شبیه ایران مرکزی است (معین‌وزیری، ۱۳۷۷). به عقیده اشتوکلین^۱ (۱۹۶۷)، پهنه سنندج- سیرجان همانند زاگرس از اردوئیسین تا پرمین از آب خارج بوده و در پرمین به تدریج به زیر آب رفته است؛ اما نبوی (۱۳۵۵) معتقد است که وضعیت خشکی تا تریاس‌پسین ادامه داشته است. بر اثر فاز فشارشی که در اواخر تریاس روی داده در حاشیه غربی ایران مرکزی و پهنه سنندج- سیرجان چین‌خوردگی به وقوع پیوسته است (اشتوکلین، ۱۹۶۸). در ژوراسیک‌بالایی با پیشروی مجدد آب رسوبات تخریبی به صورت دگرشیب بر روی رسوبات چین‌خورده پرموتریاس نهشته شده‌اند. در تریاس‌میانی و پسین، در قسمت جنوب‌شرق این پهنه، رسوبات آهکی، سیلیسی و آواری به مرمر، شیست، گنایس و کوارتزیت درجه متوسط تا بالا تبدیل گردیده‌اند (سبزه‌ئی، ۱۳۷۵). فعالیت‌های ماگمایی از پویایی فرآیندهای تکتونیکی این زمان حکایت دارد که بسیاری از پژوهشگران آن‌ها را به فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی نسبت می‌دهند (بلون و براود^۲، ۱۹۷۵). پس از کوهزایی سیمین‌آغازین، فعالیت آتشفشانی در پهنه سنندج- سیرجان صورت گرفته است. در اواخر ژوراسیک، فازهای کوهزایی سیمین‌آغازین، چین‌خوردگی رسوبات سنندج- سیرجان را موجب شده است. در کرتاسه‌بالایی پیشروی دریا به ویژه در پهنه سنندج- سیرجان نهشته‌شدن رسوبات این دوره تا کرتاسه‌بالایی را به صورت هم‌شیب بر روی رسوبات چین‌خورده ژوراسیک به همراه داشته است. در کرتاسه‌بالایی، جنبش‌های تکتونیکی فعال (فاز لارامید)، در پهنه سنندج- سیرجان موجب در هم آمیختگی رسوبات و روراندگی‌های شدید شده و افیولیت‌ها و رادیولاریت‌ها در حاشیه نوار زاگرس مرتفع جای گرفته‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

^۱ Stoklin

^۲ Bellon & Braud

در نتیجه این فاز تکتونیکی لبه جنوب غربی بلوک ایران (پهنه سنندج- سیرجان)، از آب بالا آمده و در بسیاری از مناطق این پهنه و پهنه ایران مرکزی چین خوردگی به وقوع پیوسته است (اشتوکلین، ۱۹۶۸). پهنه سنندج- سیرجان از نظر ماگماتیسم در ائوسن نسبتاً آرام بوده است. در پایان این دوره، فاز کوهزایی پیرنئن بر ایران مرکزی و پهنه سنندج- سیرجان اثر کرده که در نتیجه آن پی سنگ پرکامبرین بالاتر آمده است. در پی فاز کوهزایی ائوسن- الیگوسن، توده های بازیک نظیر گابروی خرزهره و پنجوین در این پهنه نفوذ کرده اند. پس از فازهای کوهزایی استرین و پاسادنین در کواترنری، یک فاز کششی در بیشتر نقاط ایران حاکم بوده است (بربریان، ۱۳۵۵). ولکانیسم کواترنر منطقه تکاب- قروه در پهنه سنندج- سیرجان احتمالاً نتیجه این فاز کششی بوده است (معین وزیری، ۱۳۵۵).

۲-۴ زمین ساخت در پهنه سنندج- سیرجان

شاید مهم ترین ساختارهای زمین شناس در پهنه سنندج- سیرجان به دوران های مزوزوئیک و سنوزوئیک مربوط باشد. با آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر قسمت جنوبی ایران مرکزی در ژوراسیک بالایی دوره جدیدی از دگرشکلی ها و دگرگونی ها در پهنه سنندج- سیرجان آغاز شد. از دیدگاه بربریان (۱۳۵۹)، وجود دگرگونی های همزمان با تکتونیک در امتداد پهنه سنندج- سیرجان مربوط به دوره تریاس نشان دهنده دگرختی های فشارشی قوی در این زمان است. شواهد پترولوژی سنگ های دگرگونی سنندج- سیرجان دو فاز دگرگونی ناحیه ای همزمان با تکتونیک را نشان می دهد. پس از حرکات فشارشی تریاس میانی، ایران مرکزی و البرز دچار فرآیندهای کششی شدند که از دیدگاه محجل (۱۳۸۱)، به عنوان دومین واقعه کششی بازوی جنوبی اقیانوس نئوتتیس بوده است. این حرکات کششی در جنوب ایران باعث ایجاد حوضه ای عمیق حاوی رسوبات رادیولاریتی و آتشفشانی طی تریاس بالایی و ژوراسیک شده است که زیر پهنه رادیولاریتی را در بر می گیرد. فرورانش اقیانوس نئوتتیس به سمت شمال در ژوراسیک با دگرگونی های همزمان با تکتونیک در همدان، ملایر، بروجرد و هم چنین نفوذ و جای گیری توده های گرانیتوئیدی نظیر کلاه قاضی همراه بوده است. حرکات کوهزایی کرتاسه بالایی (معادل لارامید) نیز اثرات

شگرفی بر ناحیه سنندج- سیرجان داشته است. وجود دگرگونی فراوان، چین خوردگی و فرارانش افیولیت و فعالیت‌های آتشفشانی از مهم‌ترین این اثرات است. محجل و سهندی (۱۳۷۸)، ساختار سنندج- سیرجان را از نوع چین‌های بسته و هم‌راستا می‌دانند، اما علوی (۱۳۷۱)، اعتقاد دارد که تکتونیک غالب در سنندج- سیرجان ساختارهای مرکب دوپلکس بزرگ مقیاس و یا سیستم بادبزنی فلسی با شیب کم تا زیاد به سمت شمال شرق می‌باشد. این سیستم گسلی سفره‌های رورانه دگرگونی و غیردگرگون فانروزئیک را ده‌ها و شاید هم صدها کیلومتر جابجا کرده‌اند. شواهد ساختاری حاکی از آن است که این راندگی‌ها از کرتاسه‌پسین شروع شده و جهت راندگی‌ها از شمال شرق به سمت جنوب غرب بوده است. در واقع با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران در ژوراسیک میانی و کرتاسه زیرین، کمائی ماگمایی با روند شمال غرب- جنوب شرق در پهنه ساختاری سنندج- سیرجان شکل گرفت (محجل و همکاران، ۱۳۸۲؛ آگارد و همکاران، ۲۰۰۵؛ قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۵). در بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان سنگ‌های مرتبط با این کمان ماگمایی به صورت کمربند پلوتونیک قروه- ازنا و سنگ‌های آتشفشانی حدواسط با ترکیب کالک‌آلکالن در طول لبه شمالی زمین‌درز زاگرس رخنمون یافته‌اند (محجل و همکاران، ۱۳۹۲). با ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس، حوضه‌های کششی در پشت کمان ماگمایی در امتداد روند این کمان در بخش درونی پهنه ساختاری سنندج- سیرجان تشکیل شدند (باقری و شهاب‌پور، ۱۳۸۷؛ مقدم و همکاران، ۱۳۸۸). محجل و همکاران (۱۳۸۱) پهنه سنندج- سیرجان را به ۵ زیرپهنه تقسیم‌بندی کرده است که عبارتند از:

- زیرپهنه رادیولاریتی (تریاس بالایی- کرتاسه بالایی)

این زیر پهنه از غرب تا قبرس و از شرق تا عمان ادامه دارد. این زیرپهنه در نواحی کرمانشاه، جنوب ازنا، شهرکرد، اقلید و نیریز برونزد دارد، و شامل سنگ‌هایی به سن تریاس بالایی تا کرتاسه بالایی می‌باشد که در محیط‌های کم‌عمق و عمیق تشکیل شده‌اند.

- زیرپهنه بیستون

این زیرپهنه در ناحیه کرمانشاه، آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای به سن تریاس تا کرتاسه را شامل می‌شود. ردیف‌های کم‌عمق تریاس بالایی - کرتاسه‌زیرین و ردیف‌های آهک‌های میکرایتی و پلاژیک ژرف کرتاسه‌بالایی در این زیرپهنه رخنمون دارند.

- زیرپهنه افیولیتی

این زیرپهنه در دو ناحیه کرمانشاه و نیریز برونزد دارد. سن افیولیت‌های کرمانشاه ۸۱ تا ۸۶ میلیون سال (آشکوب سنونین) برآورد شده است.

- زیرپهنه حاشیه‌ای

این زیرپهنه سنگ‌های آتشفشانی (کمان آتشفشانی) با سن ژوراسیک بالایی تا کرتاسه‌بالایی را شامل می‌شود که در محیطی دریایی کم‌عمق رسوب کرده‌اند و در طول پهنه سنندج- سیرجان از اهمیت قابل ملاحظه برخوردار هستند.

- زیرپهنه دارای دگرشکلی پیچیده

این زیرپهنه سنگ‌هایی به سن پالئوزوئیک و مزوزوئیک واقع در حاشیه آرام قسمت شمال شرقی اقیانوس نتوتیس را دربرمی‌گیرد و شامل سنگ‌های به شدت دگرگون‌شده و توده‌های نفوذی فراوان است؛ به این دگرگونی‌ها نام‌هایی همانند؛ مجموعه دگرگونی ژان، کمپلکس توتک، کولی‌کوش و سوریان و در الیگودرز مجموعه آب‌باریک نسبت داده شده است.

۲-۵ پتانسیل اقتصادی پهنه سنندج- سیرجان

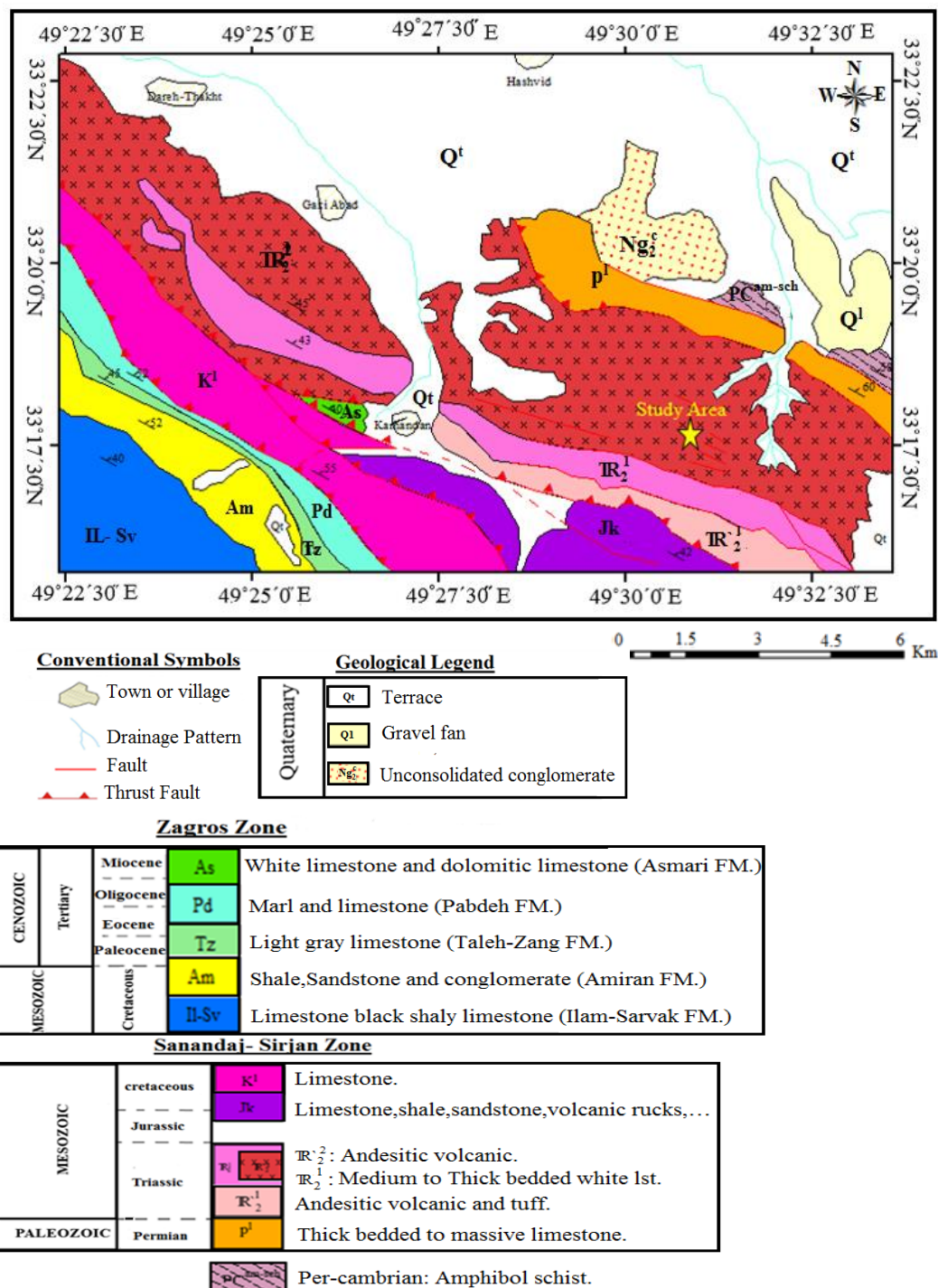
همان‌گونه که گفته شد پهنه سنندج- سیرجان نوعی کافت درون قاره‌ای است و تکاپوهای ماگمازایی و پدیده‌های دگرگونی، عوامل مؤثر در ایجاد نهشته‌های معدنی هستند. به همین رو توان معدنی درخور

توجه داشته است و جدا از ذخایر و نشانه‌های شناخته‌شده، امید دست‌یابی نهشته‌های معدنی جدید در آن دور از انتظار نیست. قربانی (۱۳۸۱)، از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی و پراکندگی کانسارها، پهنه سنندج- سیرجان را به سه بخش زیر تقسیم می‌کند: در (بخش جنوبی)، گل‌گوهر، هنشک، بافت، (آهن- منگنز)، (آهن)، در اولترامافیک‌های اسفندقه فاریاب (کروم) در چاه‌گز، قنات مروان با سن پرکامبرین- پسین تا کرتاسه‌پیشین شاخص است. در (بخش میانی) کانی‌سازی اصلی روی و سرب است. در مناطق شمس‌آباد- نظام‌آباد (کانی‌سازی روی و سرب و نقره، آهن و منگنز)، آهنگران (کانی‌سازی روی و سرب و نقره، آهن و منگنز) در بیش‌ترین مقدار است. افزون بر آن، در این بخش کانسارهای تالک، گرافیت، باریت و سنگ‌های ساختمانی، اهمیت ویژه دارند. کانی‌سازی آهن (معدن آهن همه‌کسی شمال همدان و شمال سُنقر، شمال غرب دیواندره)، طلا، طلا- آنیتموان (بخش شمالی) در (معدن داشکسن) و کانه‌های آلومینوسیلیکاتی را می‌توان نام برد. گفتنی است آن‌چه که پیش از همه می‌تواند در پهنه سنندج- سیرجان از نظر اقتصادی با اهمیت باشد، وجود انواع مختلف سنگ‌های تزئینی و نما با ذخایر زیاد است.

۲-۶ زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه دره‌تخت، در بخش شمال‌غربی پهنه سنندج- سیرجان، بر روی نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد، در حد فاصل برکه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ دورود و الیگودرز واقع شده است، به‌طوری‌که بخش شرقی منطقه در وره الیگودرز و بخش غربی آن در وره دورود جای گرفته است. برونزد و رخنمون‌های سنگی آن عموماً متشکل از مجموعه رسوبی (آهک و آهک‌دولومیتی چرت‌دار و شیست)، گدازه‌های آتشفشانی (آندزیت و آندزیت- بازالت) و مجموعه آذرآواری (کریستال توف و لیتیک‌توف)، با محدوده سنی تریاس می‌باشد (شکل ۲-۲). کانسار مس دره‌تخت از لحاظ زمین‌شناسی در سکانس آتشفشانی تریاس میانی- بالایی قرار دارد. ماده معدنی با ساخت رگه‌ای و رگه و رگچه‌ای در واحد لیتیک‌توف با ترکیب آندزیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت‌بازالتی با ضخامت ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر و به مقدار کمتر در گدازه‌های آتشفشانی تشکیل شده است. مرزهای این واحد با واحدهای بالا و پایین خود به صورت پیوسته با تغییرات تدریجی است؛ که

عمدتاً توسط خاک برجا پوشیده شده است، به نحوی که در قسمت‌هایی، عملیات زراعی روی آن صورت گرفته است. شایان ذکر است تمامی مجموعه‌های سنگی در حد رخساره شیست‌سبز متحمل دگرگونی شده‌اند (حسینی و ریسمانی، ۱۳۷۴).



شکل ۲-۲- موقعیت کانسار مس دره تخت بر روی بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ الیگودرز (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱) و ۱/۱۰۰۰۰۰ دورود (گودرزی، ۱۳۸۱)، با تغییرات. منطقه مورد مطالعه با علامت ★ مشخص شده است.

۷-۲ چینه‌شناسی منطقه‌ای

واحدهای سنگی متنوعی از پرکامبرین تا کواترنر در محدوده غربی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ الیگودرز و محدوده شرقی ۱/۱۰۰۰۰۰ دورود رخنمون دارند. در زیر به شرح هر یک پرداخته می‌شود.

۱-۷-۲ پرکامبرین

واحد آمفیبولیت- شایست به عنوان قدیمی‌ترین واحد در شمال‌شرق محدوده مورد مطالعه مشاهده شده و شامل توالی از آمفیبول، شایست و ماسه‌سنگ دگرگون شده با درون لایه‌هایی از دولومیت دگرگون شده است.

۲-۷-۲ پالئوزوئیک

این واحد شامل آهک‌های توده‌ای به رنگ کرم تا زرد است. این واحد در شمال‌شرق محدوده کمی ماسه‌ای شده و تأثیر دگرگونی باعث تجدید تبلور و بلوری‌شدن آهک‌ها در این واحد شده است. در قسمت‌های ماسه‌ای این واحد، آثار ماکروفسیل‌های بریوزوا و کرینوتید دیده می‌شود.

۳-۷-۲ مزوزوئیک

واحدهای آتشفشانی و آذرآواری تریاس: در گستره وسیعی از قسمت‌های میانی نقشه مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری رخنمون دارند. این مجموعه با سنگ‌های آتشفشانی شامل آندزیت و آندزیت‌بازالتی با رنگ قرمز تیره، ارغوانی تا سبزه آغاز می‌شود. بر روی مجموعه آتشفشانی، سنگ‌های آذرآواری شامل تناوبی از توف آندزیتی و توف آندزیت‌بازالتی به رنگ ارغوانی تا سبز جای می‌گیرد.

آذرآواری‌ها و شیل‌های ژوراسیک- کرتاسه: مطالعات صحرایی و شواهد موجود در نواحی مجاور سن این واحد را به بعد از تریاس و قبل از ائوسن نسبت می‌دهد. قسمت‌های قدیمی‌تر این واحد به طور عمده از رسوبات آذرآواری شامل لیتیک‌توف و کریستال‌توف تشکیل شده است؛ که به سمت بالا توف‌ها دانه‌ریز شده در تناوب با طبقات نسبتاً کم ضخامت گدازه و شیل‌توفی ارغوانی تا قرمز قرار می‌گیرد. این واحد شامل شیل و توف ارغوانی و سبزرنگ بوده و ضخامت ۱۰۰ متر برای آن اندازه‌گیری شده است. در

بخش‌هایی که رنگ سبز روشن است، واحد سیلیسی‌تر بوده و دارای پرشدگی‌های رگه‌ای کلسیت است (شکل ۲-۳، الف و ب).

مجموعه رسوبی کرتاسه: شامل آهک‌های نازک تا متوسط لایه سفید تا کرم رنگ و متبلور است که در سطح آن اشکال انحلالی دیده می‌شود (شکل ۲-۳، ب). این واحد دارای لامیناسیون‌های نازک (ضخامت چند میلی‌متر تا حداکثر ۴ سانتی‌متر) مارن قهوه‌ای رنگ می‌باشد. در محل کنتاکت بخش توف آندزیتی و آندزیت‌بازالتی، این دو واحد به صورت عدسی‌های کوچک در داخل یکدیگر دیده می‌شوند (عدسی‌های آهک در توف آندزیتی یا برعکس) که نشان‌دهنده رسوب‌گذاری پیوسته و تغییر تدریجی می‌باشد.

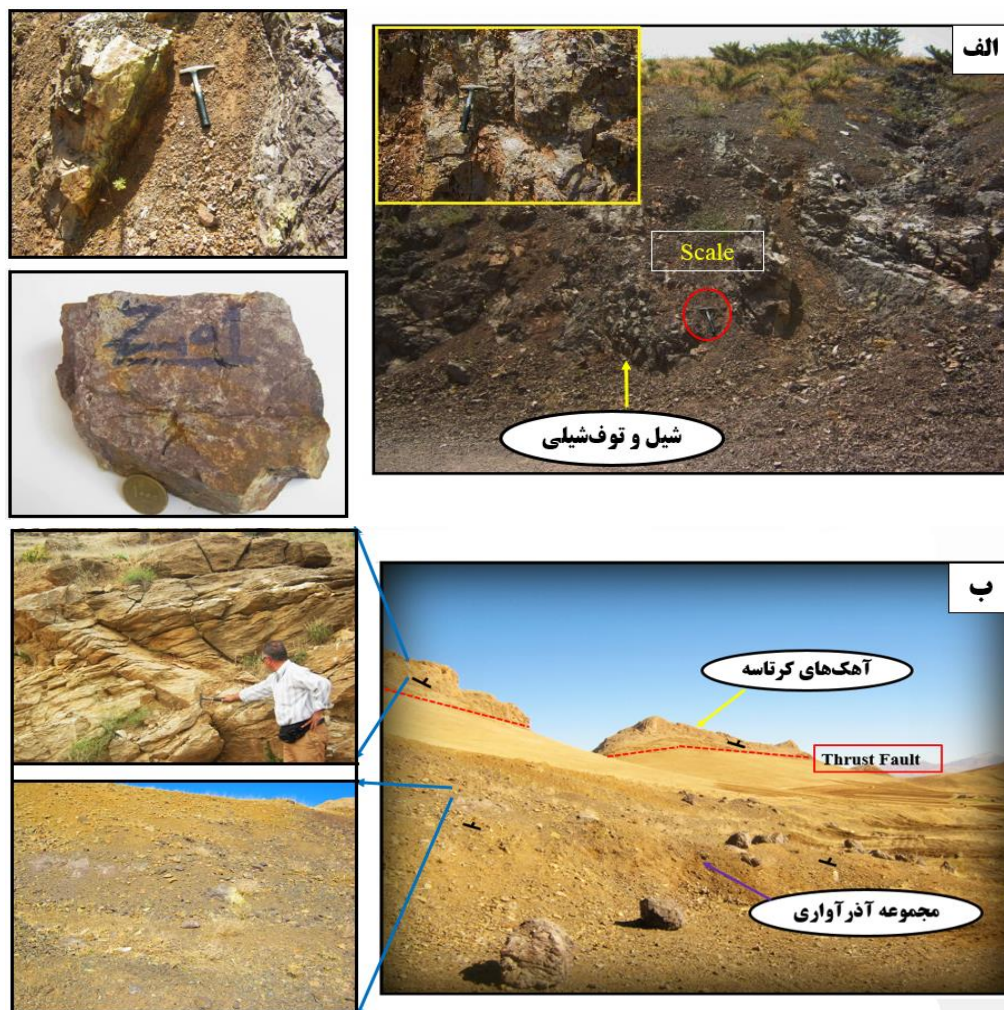
توده‌های نفوذی: توده‌های نفوذی شامل سه توده اصلی و بزرگ: الف) توده نفوذی شمال ازنا، ب) توده نفوذی دره‌باغ و پ) توده نفوذی گل زرد وجود دارد (شکل ۲-۴). گرانیتوئیدهای الیگودرز، آن‌ها را در زمره گرانیت‌های نوع S قرار داده و میانگین سنی ۱۶۵ تا ۱۸۰ میلیون سال را برای آن در نظر گرفته است (اعثی‌عشری، ۱۳۸۹). توده گرانیتوئیدی منطقه ازنا از لحاظ ژئوشیمیایی و پترولوژی از نوع گرانیت نوع A زمان نفوذ آن تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین در نظر گرفته شده است (شبانیان، ۱۳۸۸). ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها را گرانودیودیت، گرانیت و لوکوگرانیت با ماهیت کالک‌آلکالن می‌باشد. گرانیت‌های نوع S وجود انکلاوهای سورمیکاسه، انکلاوهای متاپلیتی آندالوزیت‌دار، زینوکریست‌های آندالوزیت و گارنت و رگه‌های سیلیسی کاملاً مشهود است (باغبانی، ۱۳۹۰).

۲-۷-۴ سنوزوئیک

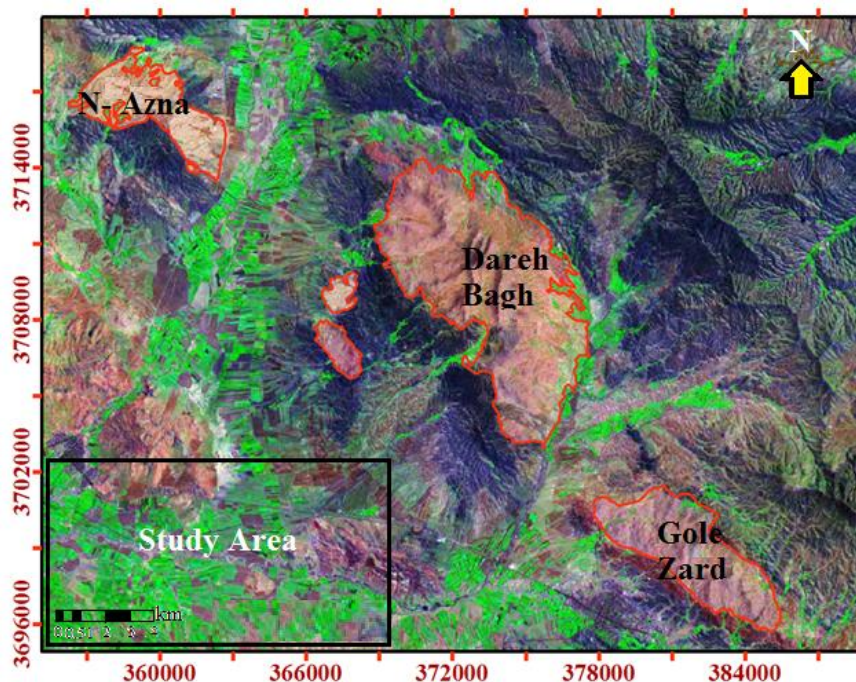
کنگلومرای هموزن کواترنری: این واحد به‌طور دگرشیب در روی واحدهای دیگر دیده می‌شود و کنگلومرای منفصلی است که قطعات آن گردشگی بسیار خوبی دارند و اندازه آن‌ها اغلب در حد دسی‌متر است.

رسوبات یخچالی کواترنری: این نهشته‌ها از ذرات و قطعات با اندازه سیلت تا تخته سنگ‌های با وزن بالای ۵ تن به صورت مخلوط درهم در منطقه تشکیل شده است. ضخامت این واحد که به صورت پوششی دیگر واحدها را گرفته است، در محدوده به ۲ الی ۳ متر و گاهی بیشتر می‌رسد.

رسوبات آبرفتی کواترنری: این نهشته‌ها در قسمت شمال و شمال‌غربی محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند و شامل؛ آبرفت‌های کهنه، مخروطه افکنه‌ها، آبرفت‌ها و انباشت‌های آواری عهد حاضر می‌باشد.



شکل ۳-۲- الف) تصویر صحرایی که شیل و توف‌شیلی به رنگ ارغوانی و سبز همراه با سیلیس و رگه‌های کلسیتی (دید به سمت شمال‌شرق) و ب) تصویر صحرایی از مجموعه آذرآواری و آهک‌ها همراه با گسل معکوس در مرز بین دو مجموعه (دید به سمت شمال‌شرق).



شکل ۲-۴- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای Landsat. و نمایش توده‌های نفوذی در منطقه، به ترتیب از غرب به شرق عبارتند از: شمال ازنا، دره باغ و گل زرد (باغبانی و همکاران، ۱۳۹۰).

در منطقه الیگودرز نیز که نزدیکی و ارتباط مکانی و ژنتیکی بسیار با رخداد مس نصرت آباد داشته و احتمالاً در رابطه با مس‌زایی، کل منطقه نقش بسزایی را ایفاء می‌نماید، سه توده سنگی نفوذی قابل ردیابی است که به شرح زیر آمده‌اند:

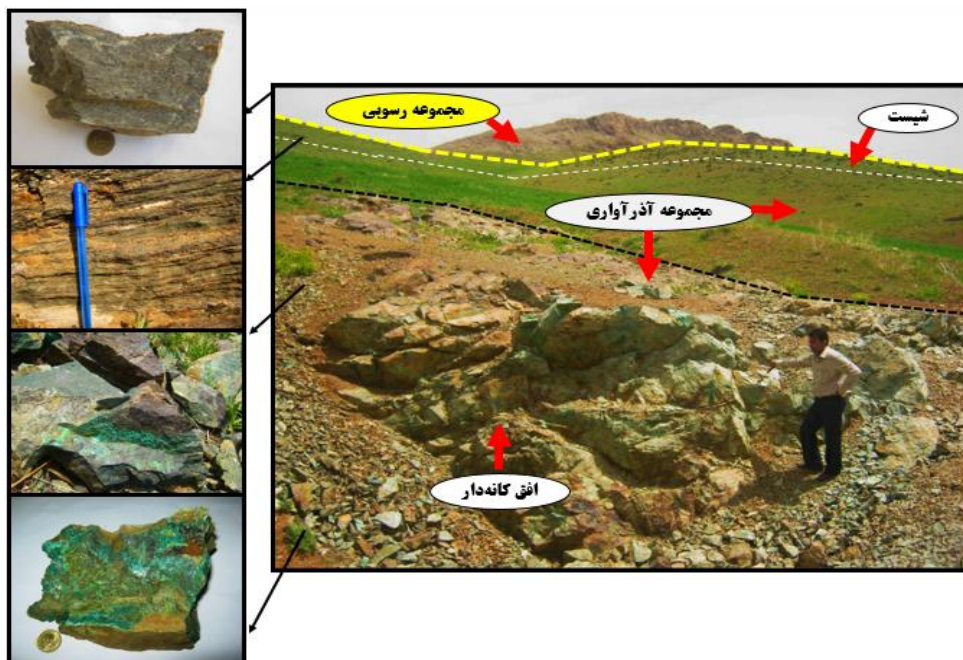
استوک اسیدی کان سرخ: در جنوب و در نزدیکی رخداد مس، یک استوک به ابعاد حدود 30×100 متر در آندزیت‌های پورفیری رخنمون دارد که به رنگ کرم متمایل به صورتی تا زرد دیده می‌شود. بافت سنگ میکروکریستالین پورفیریک تا آفانتیک بوده مشخصات توده‌های ساب ولکانیک را داراست. نتایج پتروگرافی این واحد آن را یک آلکالی ریولیت نشان می‌دهد. همچنین در این واحد آثاری از کربنات‌های مس دیده می‌شود.

استوک‌های با ترکیب بازیک تا متوسط: در شمال شرق روستای کان سرخ و شمال روستای ده درویشان دو توده نفوذی با ترکیب بازیک تا متوسط در میان رسوبات جای گرفته‌اند.

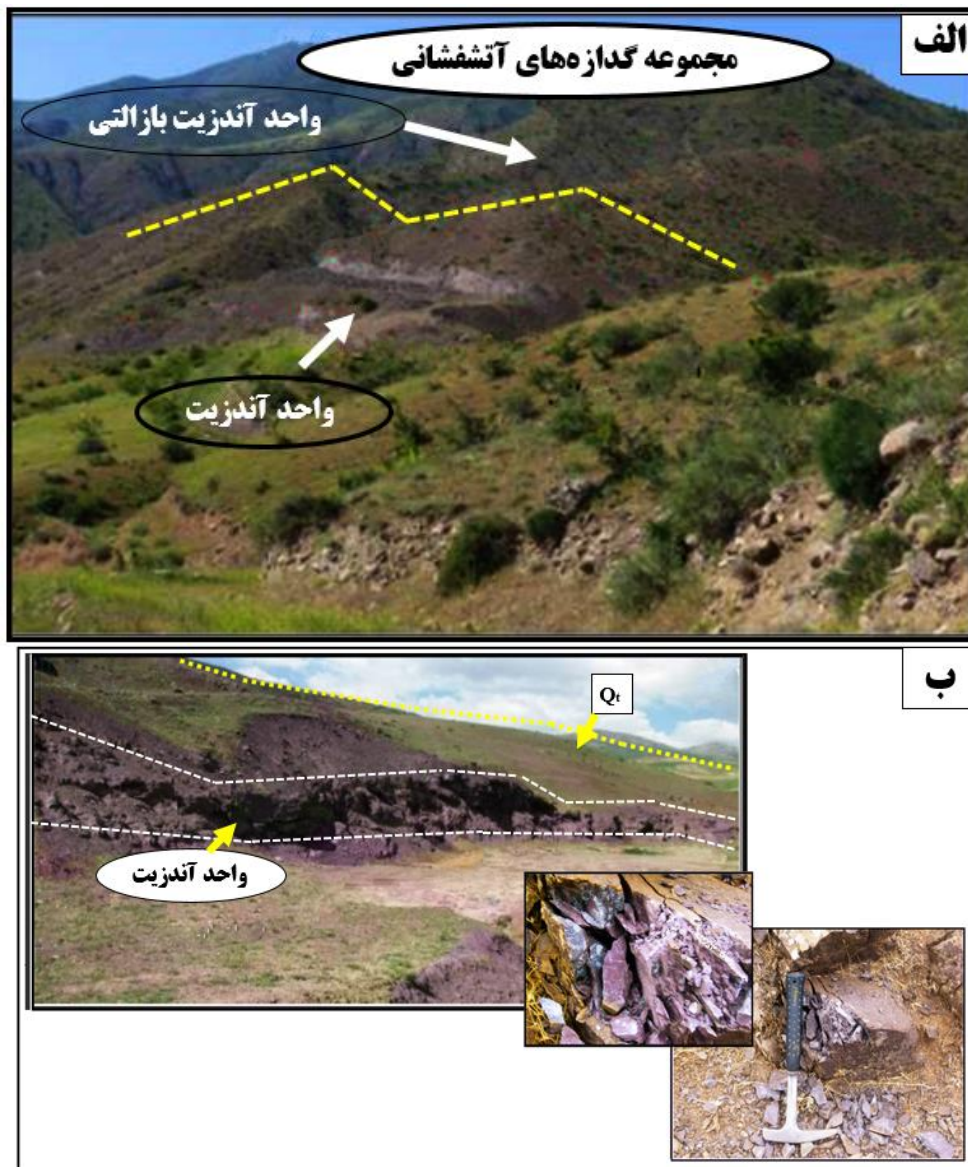
میکروگابرو- آندزیت در شمال شرق روستای کان سرخ: این توده رخنمون بسیار محدودی دارد و در اطراف آن اثری از دگرگونی مجاورتی دیده نمی‌شود. بافت سنگ گرانولار بوده و کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز با تبدیل‌شدگی به سربیسیت و پیروکسن اوزیت با تبدیل‌شدگی نسبتاً متوسط به کلریت می‌باشد. کانی‌های ثانویه شامل؛ کلریت، زئولیت، سربیسیت و لوکوکسن و احتمالاً مقداری کوارتز ثانویه است. نام سنگ میکروگابرو (دولریت) تشخیص داده شده است.

۲-۸ چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی معدنی منطقه مورد مطالعه

براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی و آزمایشگاهی انجام گرفته، واحدهای سنگی محدوده کانسار به سه مجموعه متفاوت تفکیک شدند که عبارتند از: (۱) مجموعه رسوبی شامل؛ آهک و آهک‌دولومیتی و شیست ۲- گدازه‌های آتشفشانی شامل؛ آندزیت و آندزیت‌بازالتی و (۳) مجموعه واحدهای آذرآواری شامل؛ کریستال‌توف و لیتیک‌توف. روند تمامی واحدها شمال‌غربی- جنوب‌شرقی (N 65° W) به موازات پهنه سنندج- سیرجان می‌باشد (شکل ۲-۵) و (۲-۶).

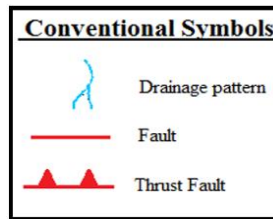
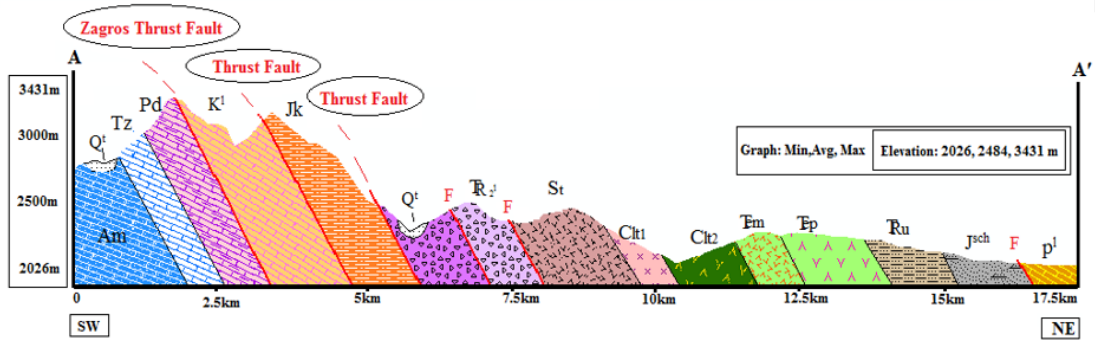
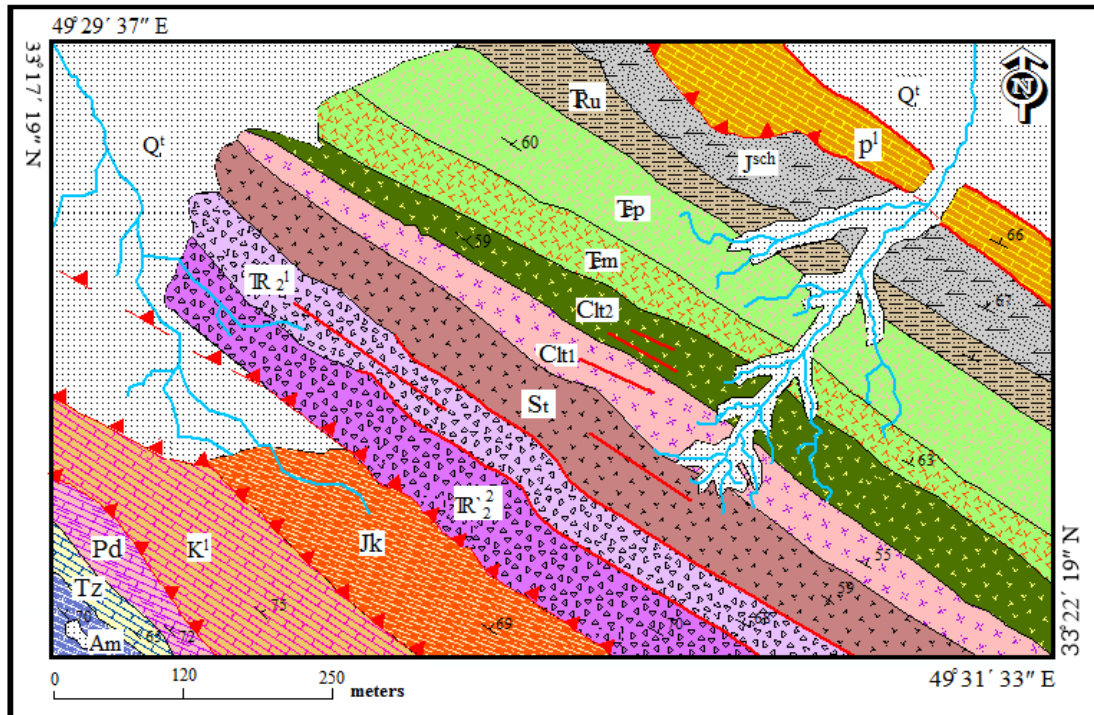


شکل ۲-۵- نمایی کلی از واحدهای سنگی رسوبی (آهک و آهک‌دولومیتی، شیست) و آذرآواری (توف) منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال‌شرق).

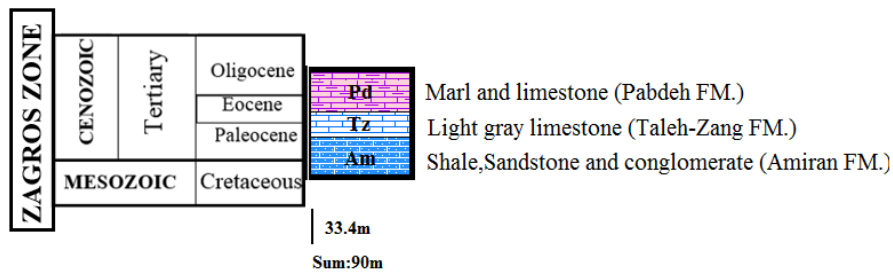


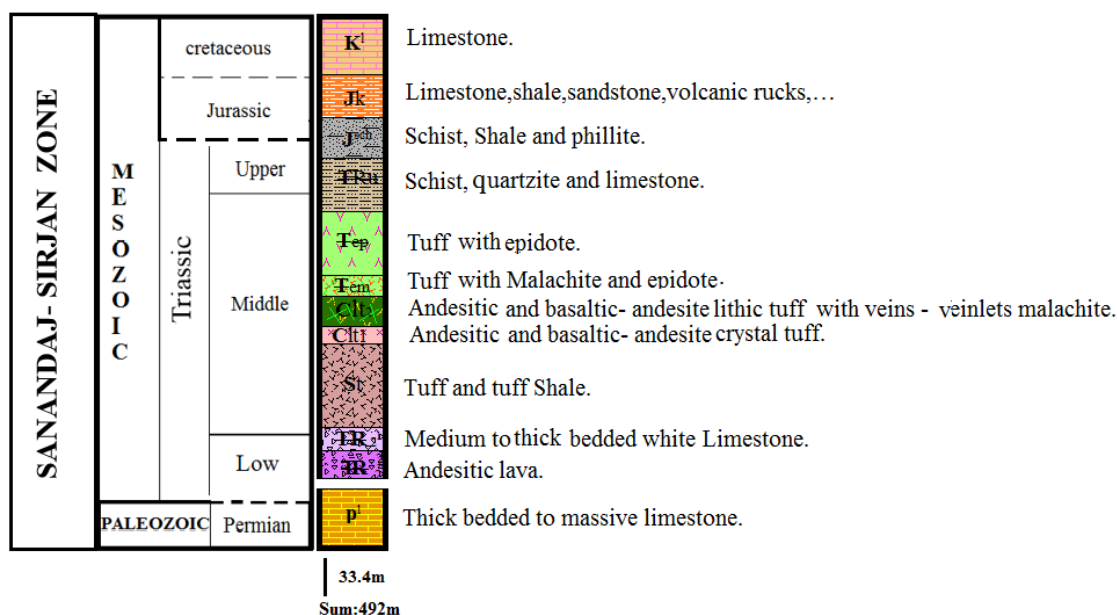
شکل ۲-۶- الف) تصویر صحرایی از واحد سنگی آتشفشانی منطقه شامل؛ واحد آندزیت و واحد آندزیت بازالتی (دید به سمت شمال شرق) و ب) تصویر صحرایی از واحد آندزیت (دید به سمت شمال شرق).

به منظور تفکیک این واحدها و ارتباط آن‌ها با کانی‌سازی و شناسایی رگه معدنی نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس منطقه دره تخت تهیه شد (شکل ۲-۷). با استفاده از اطلاعات موجود در نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه معدنی دره تخت شرح داده شده و با تکیه بر اطلاعات صحرایی، بررسی‌های سنگ‌شناختی، مطالعات میکروسکوپی و نیز نتایج تجزیه ژئوشیمیایی به بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی واحدهای آتشفشانی- رسوبی می‌پردازیم.



Geological Legend





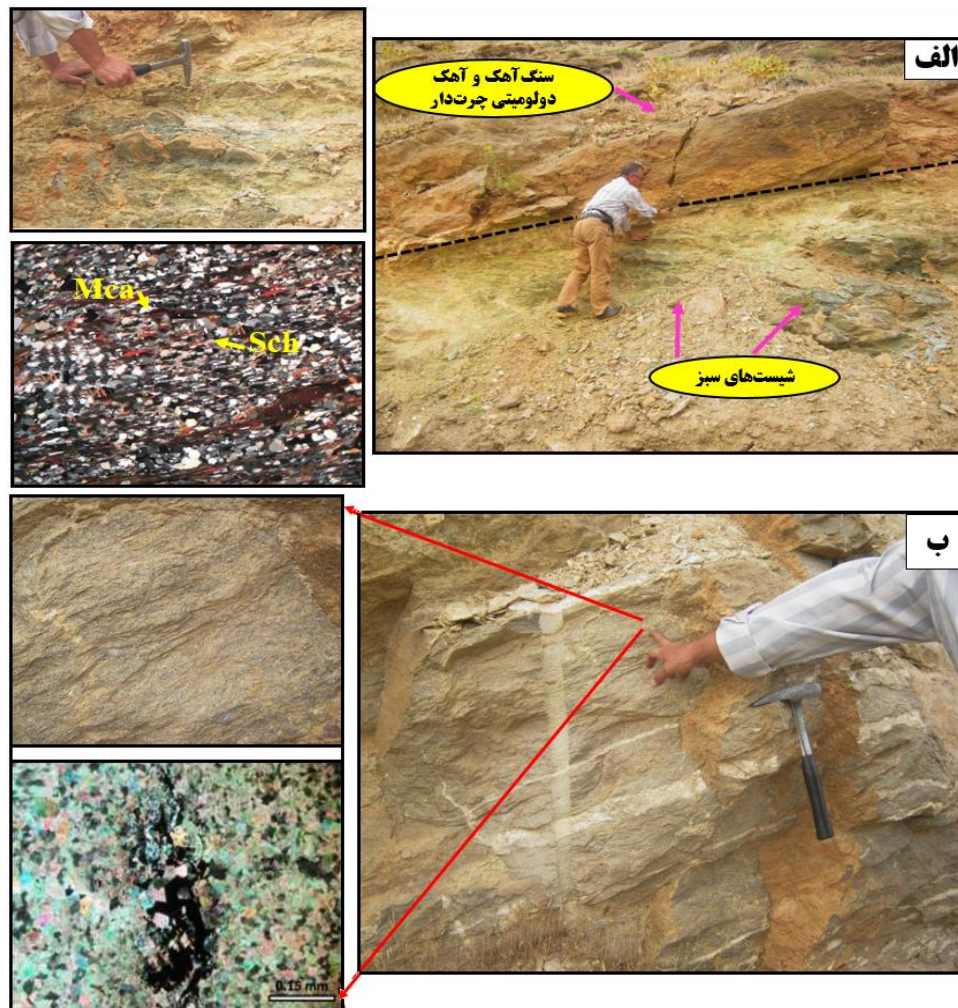
شکل ۷-۲- نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس از محدوده معدنی دره تخت.

۲-۸-۱ مجموعه رسوبی

شیست‌های سبز: شایسته‌ها از فراوان‌ترین سنگ‌های دگرگونی به شمار می‌روند و بر اساس فراوانی نوع کانی‌های برتر محتوی آن‌ها نامگذاری می‌شوند. از شایسته‌هایی که در این منطقه شناسایی شده‌اند، می‌توان به کلریت شایسته، کلریت سیرسیت شایسته، سیرسیت شایسته، سیرسیت بیوتیت شایسته، بیوتیت مسکویت شایسته، کوردیریت مسکویت شایسته و مسکویت شایسته، اشاره کرد. بافت اصلی این میکاشیست‌ها لپیدوبلاستی و لپیدوپورفیروبلاستی است و کانی‌های آن‌ها دارای جهت یافتگی ترجیحی ضعیف تا متوسطی هستند (شکل ۲-۸، الف). این واحد دارای توف‌های اپیدوتی فاقد کانه زایی نیز می‌باشد.

آهک‌های دولومیتی چرت‌دار و آهک‌های مارنی: برونزد این واحد با سن تریاس زیرین عمدتاً در حاشیه شمالی ناحیه دیده می‌شود. این واحد از چند باند آهکی با خصوصیات سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی مختلف و ضخامت متغیر تشکیل شده است. این واحد هم‌مرز با شایسته‌های سبز می‌باشد و به صورت رورانده بر روی واحد آذرآواری و گدازه دگرگون‌شده قرار گرفته و هیچ‌گونه شاهدهی دال بر نقش آن در

کانی‌سازی مس مشاهده نمی‌شود (شکل ۲-۸، ب). دولومیتی‌شدن یک سنگ آهک شامل هسته‌زایی و رشد دولومیت در آن سنگ است. این فرایند کینتیکی است که از بافت سنگ انعکاس یافته است (سیبلی و گرگ^۱، ۱۹۸۷).



شکل ۲-۸-الف) تصویر صحرایی از سنگ آهک و آهک دولومیتی چرت‌دار و مرز آن با شیست‌های سبز، مقطع میکروسکوپی از شیست‌های سبز و ب) تصویر صحرایی از سنگ آهک و آهک دولومیتی چرت‌دار همراه با رگه‌هایی که توسط کلسیت و دولومیت پر شده است، مقطع میکروسکوپی از سنگ آهک میکروسپارایتی.

۲-۸-۲ مجموعه گدازه‌های آتشفشانی

در بسیاری از مقاطع میکروسکوپی کانی‌های تشکیل‌دهنده آندزیت‌ها شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده که با توجه به نظر (گیل^۲، ۱۹۸۱)، ماگمای آندزیتی در فشارهای نزدیک به سطح زمین از

^۱ Sibley & Gregg

^۲ Gill

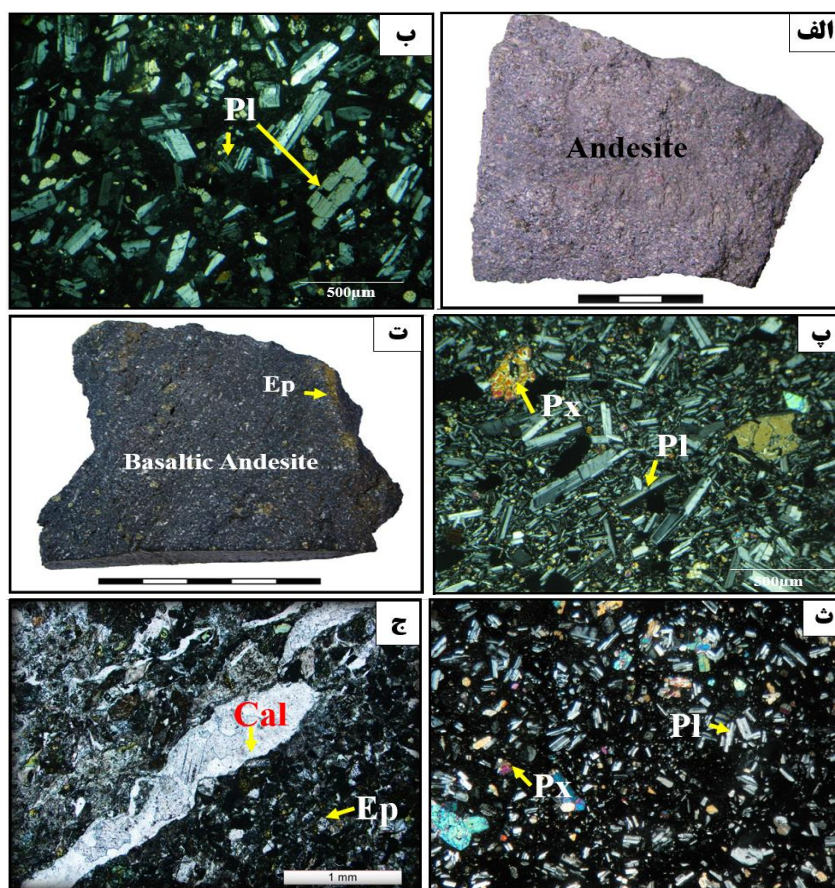
بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن غنی است و احتمالاً دارای ۲ درصد آب بوده و دمای تشکیل آن در مخزن ماگمایی بین ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی گراد است. پلاژیوکلاز بعضاً بافت غربالی نشان می‌دهد که عامل آن می‌تواند بر اثر اختلاط ماگمایی، کاهش فشار و تغییر در میزان مواد فرار (استفان و همکاران^۱، ۱۹۹۲) یا متأثر از فرآیندهای ماگمایی باشد (خلیلی‌مهرن و احمدی‌پور، ۱۳۸۹). در این قسمت به شرح هریک از واحدهای سنگی پرداخته می‌شود.

آندزیت پورفیری: این مجموعه در محل رخنمون با رنگ ارغوانی تا بنفش حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه میکرولیتی و بافت پورفیری که نشان‌دهنده تبلور دو مرحله‌ای آن‌ها می‌باشد (فورست^۲، ۲۰۱۴). در این واحد به ندرت مس با تشکیل مالاکیت در درزه‌ها و شکاف‌ها مشاهده می‌شود. واحد آندزیت پورفیری در بعضی قسمت‌ها فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار و نیمه-شکل‌دار به ابعاد ۴-۲ میلی‌متر در متن سنگ دیده می‌شود (شکل ۲-۹، الف، ب و پ).

واحد آندزیت‌بازالتی پورفیری: علاوه بر بافت پورفیری حاوی حفرات فراوان با پرشدگی کلسیت و سیلیس بوده که بافت آمیگدالوئیدال را نشان می‌دهد (شکل ۲-۹، ت، ث و ج). رگه‌های فراوان اپیدوت و سیلیس و همچنین دندریت‌های منگنز در امتداد شکستگی‌ها تشکیل شده است.

^۱ Stephen et al.,

^۲ Forst



شکل ۲-۹- الف) تصویر نمونه‌دستی از آندزیت پورفیری، ب) تصویر میکروسکوپی از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) با بافت پورفیری و غربالی و بافت خلیجی، پ) تصویر میکروسکوپی از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) و پیروکسن (Px) با بافت پورفیری در زمینه میکروولیتی و دانه‌ریز، ت) تصویر نمونه‌دستی از آندزیت‌بازالتی، ث) تصویر میکروسکوپی بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) و پیروکسن (Px) دارای بافت پورفیری و ج) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلاز (Pl) و پرشدگی حفرات توسط کلسیت (Cal) و کوارتز و نیز کلریتی (Chl) و اپیدوتی‌شدن (Ep).

۲-۸-۳ مجموعه آذرآواری

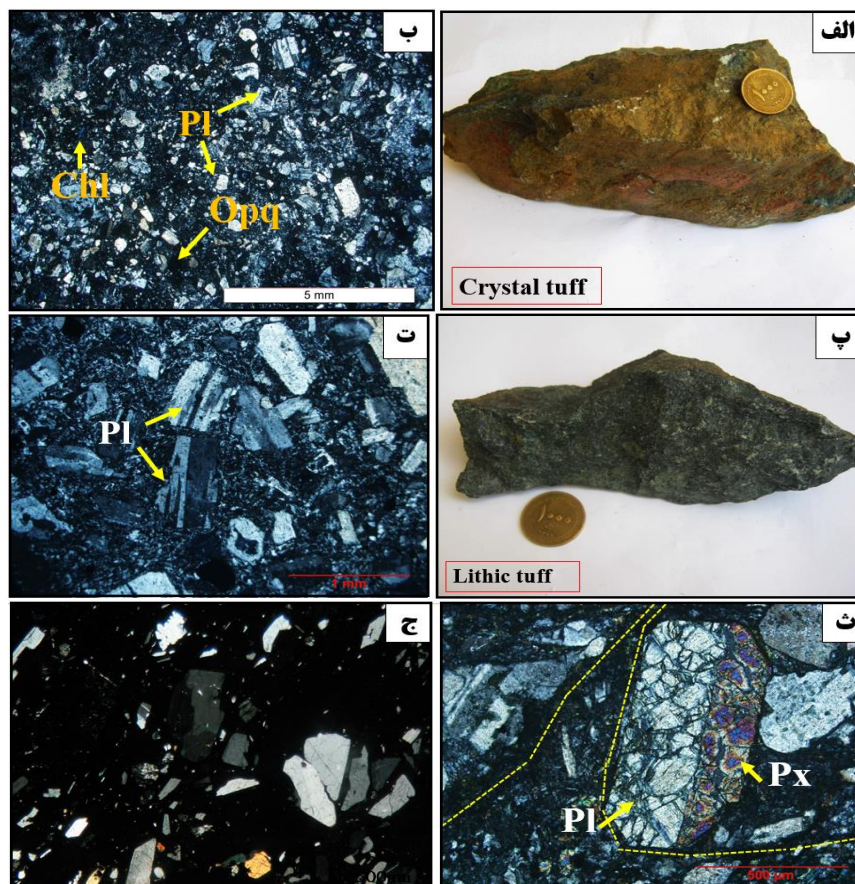
عمده‌ترین سنگ‌های آذرآواری منطقه مورد مطالعه کریستال توف و لیتیک توف با ترکیب عمده آندزیت و آندزیت‌بازالتی به سن تریاس میانی هستند. پلاژیوکلازها این مجموعه دارای منطقه‌بندی، ماکل پلی-سنتتیک، ماکل آلبیت-کارلسباد است؛ همچنین پلاژیوکلازهای به شکل غربالی ظریف^۱ دیده شده، که این بافت ناشی از واکنش بلور با مذاب‌های غنی از کلسیم است (رنجیت^۲، ۲۰۱۴).

^۱ Fine-sieve

^۲ Renjith

کریستال توف: متشکل از توف بلورین با ترکیب آندزیت و آندزیت بازالتی به رنگ قرمز تیره تا ارغوانی است؛ که به صورت محدود و پراکنده، در شکستگی‌های آن مالاکیت و رگه‌های اپیدوتی و کلریتی دیده می‌شود. رخنمون این واحد از تغییرات ضخامتی زیادی برخوردار است به طوری که به سمت شمال غرب ضخامت آن افزایش می‌یابد (شکل ۲-۱۰، الف و ب).

لیتیک توف: این واحد با رنگ هوازده قهوه‌ای تا سبزه سنگ درونگیر اصلی کانی‌سازی در محل رخداد مس دره تخت است. قطعات سنگی موجود نیز عمدتاً از نظر ترکیب مشابه خود توف بوده و ترکیب آندزیت و آندزیت بازالتی را دارا هستند. عمده بلورها پلاژیوکلاز بوده که در متن سنگ پراکنده هستند (شکل ۲-۱۰، پ، ت، ث و ج). شیب و امتداد آن با دیگر واحدها هم‌خوانی دارد.



شکل ۲-۱۰- الف) تصویر نمونه‌دستی از کریستال توف، ب) تصویر میکروسکوپی از کریستال توف، بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) و کوارتز و کلریت (Chl)، پ) تصویر نمونه‌دستی از لیتیک توف، ت) تصویر میکروسکوپی از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار با بافت غربالی و خلیجی، ماکل کارلسباد و پلی‌سنتیک، ث) تصویر میکروسکوپی از لیتیک توف و پلاژیوکلاز (Pl) و پیروکسن (Px) که دچار خوردشدگی شده‌اند و ج) تصویر میکروسکوپی از لیتیک توف در زمینه دانه‌ریز.

۹-۲ وضعیت زمین ساخت منطقه

به عقیده زراسوندی و همکاران (۱۳۸۹)، گسل‌های منطقه عموماً بر سه دسته‌اند:

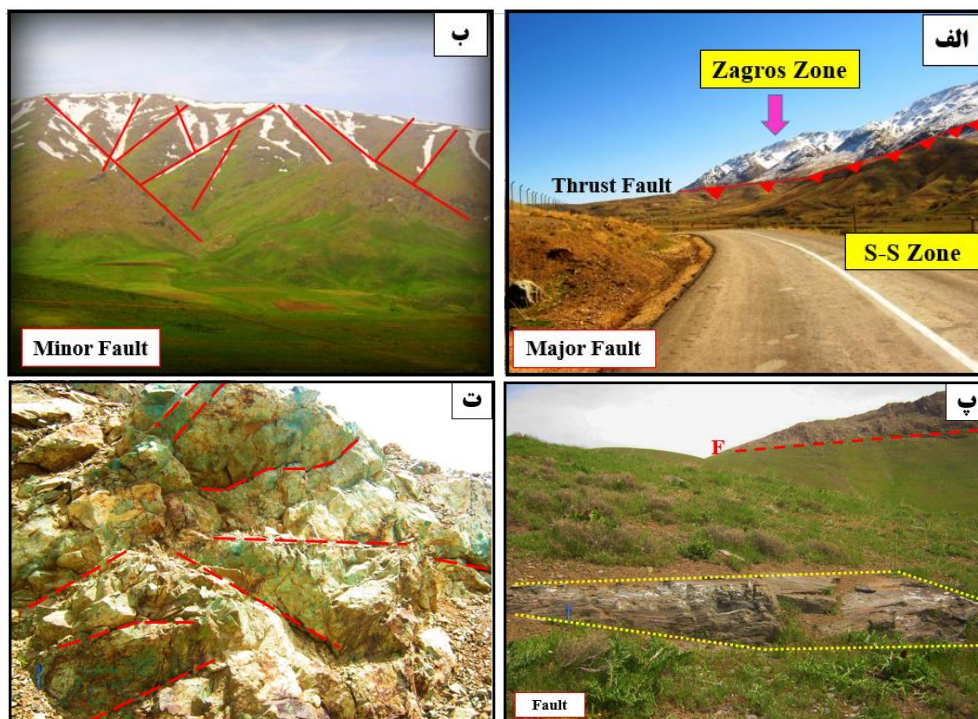
گسل‌های بزرگ: با امتداد عمومی شمال غربی - جنوب شرقی که عمدتاً از نوع گسل رورانده بوده می‌باشند و عملکرد آن‌ها موجب پیدایش ساختار فلسی گشته است (شکل ۲-۱۱، الف).

گسل‌های فرعی وابسته: این دسته گسل‌ها که دقیقاً امتداد سایر ساختارها اعم از گسل‌های معکوس و روراندگی‌ها، محور چین‌ها و عمومی لایه‌ها را قطع می‌کنند و به احتمال قوی از نوع گسل‌های مزدوج هستند که در سیستم کلی فشاری منطقه به هنگام تشکیل روراندگی‌ها و چین‌ها به وجود آمده‌اند (شکل ۲-۱۱، ب).

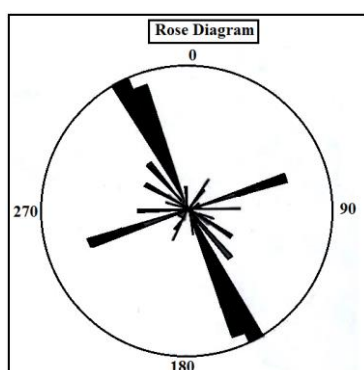
گسل‌های نرمال یا گرابن‌ساز: جهت عمومی آن‌ها بر روندهای ساختاری منطقه عمود بوده و به‌طور یقین این دسته از گسل‌ها در اثر عملکرد نیروهای کششی که عمود بر جهت تنش اصلی افقی بر منطقه وارد شده، به وجود آمده‌اند و عملکرد آن‌ها باعث ایجاد زون‌های گسیختگی کششی گشته که خود موجب نفوذ ماگما در این راستاها شده است (شکل ۲-۱۱، پ).

درزه‌ها: جهت بررسی آماری از موقعیت شکستگی‌ها، درزه‌ها و ارتباط آن‌ها با ساختار تکتونیکی منطقه به‌ویژه گسل‌های عمده منطقه اندازه‌گیری‌های مختلف از سیستم درزه‌ها و شکستگی‌ها در سنگ‌های منطقه صورت گرفته است (شکل ۲-۱۱، ت)، و نتایج حاصل از این اندازه‌گیری‌ها در رزیدیاگرام براساس اندازه‌گیری‌های امتداد و شیب درزه‌ها و شکستگی‌های منطقه تهیه شده نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود از لحاظ آماری ماکزیمم شکستگی‌ها و درزه‌ها در سنگ‌های منطقه دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشند و ساختارهایی که دارای این روند باشند احتمالاً در ارتباط با برخورد صفحه عربی با خرده قاره ایران، در جهت عمود بر عملکرد ماکزیمم استرس وارد در منطقه شکل گرفته‌اند که احتمالاً در ارتباط با سازوکار گسل‌ها راندگی می‌باشند. از زمان برخورد به بعد حرکات فشارشی - برشی راست بر در منطقه حکم‌فرما شده است و درزه‌ها و شکستگی‌هایی که از روند کلی گسل‌های

راستگرد SW-NE برخورداری هستند، احتمالاً در اثر عملکرد این گسل‌ها به وجود آمده باشند. شکستگی‌هایی که از لحاظ شیب و امتداد دارای پراکندگی می‌باشند ناشی از حرکتهای جانبی و یا حاصل هوازدگی سنگ‌های دگرگونی منطقه می‌باشند (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۱- الف) گسل‌های بزرگ (رورانده) با روند شمال غرب- جنوب شرق، ب) گسل‌های فرعی که قطع‌کننده گسل‌های بزرگ هستند، پ) گسل‌های عادی و تبعیت واحدهای سنگی منطقه از آن و ت) درز و شکاف و شکستگی‌های موجود در سنگ درونگیر ماده معدنی.



شکل ۲-۱۲- رزداگرام مربوط به گسل‌ها، درز و شکاف و شکستگی‌های موجود در منطقه که گسل‌ها دارای روند شمال غربی- جنوب شرقی، و درز و شکاف‌ها دارای جهات مختلف هستند.

فصل سوم: کانه‌زایی و دگرسانی

محدوده معدنی دره تخت در بخش شمال غربی پهنه ساختاری سنندج- سیرجان قرار دارد. شناسایی عوامل ساختاری مانند؛ گسل ها و شکستگی ها و ارتباط آن ها با کانه زایی، در مناطق متأثر از فعالیت های ماگمایی کمک شایانی جهت شناسایی و اکتشاف معدنی می کند. در واقع نقش پدیده های ساختمانی از قبیل؛ گسلش، سیستم درز و شکاف و شکستگی ها در جای گیری ماگما و گسترش مناطق دگرسانی گرمایی و کانه زایی بسیار مهم است. سیستم کانه زایی در منطقه دره تخت رگه ای و رگه و رگچه ای است. سنگ های درونگیر این رگه عمدتاً لیتیک توف با ترکیب آندزیت و آندزیت بازالتی و کمتر گدازه های آتشفشانی می باشند. در فصل پیشرو علاوه بر تحلیل کانه زایی، به بررسی انواع دگرسانی های موجود در منطقه دره تخت پرداخته خواهد شد. علائم اختصاری به کار رفته برای کانی های مورد بررسی مطابق با استانداردهای وینتنی و ایوانز (۲۰۱۰)، به صورت جدول در (پیوست ۱)، ارائه شده است.

۳-۲ کانه زایی مس در محدوده معدنی دره تخت

کانه زایی مس در این محدوده در واحدهای آذرآواری با روند شمال غربی- جنوب شرقی رخ داده است. در کانسار مورد مطالعه سه عامل اصلی کانه زایی، حضور سنگ های آذرآواری نفوذپذیر، عملکرد شدید نیروهای تکتونیکی و توده های نفوذی عمیق تا نیمه عمیق (اسیدی- حدواسط و مافیک)؛ شرایط را برای برقراری چرخه سیالات گرمایی فراهم آورده است. بخش عمده و اصلی کانه زایی در منطقه از نوع چینه کران و اپی ژنتیک است. کانی های مس به صورت رگه ای و رگه و رگچه ای در امتداد درز و شکاف و شکستگی های سنگ درونگیر شکل گرفته است (شکل ۳-۳). محدود بودن کانه زایی به واحد آذرآواری و گدازه ای با ترکیب آندزیت و آندزیت بازالتی نشانگر وضعیت چینه کران بودن این کانسار است. اصطلاح چینه کران در رابطه با کانسارهایی مطرح می شود که به واحد یا افق چینه شناسی خاصی محدود هستند، و به صورت هم شیب یا متقاطع نسبت به طبقات دربرگیرنده خود قرار می گیرند. تهنشست کانه معمولاً در طول ساختارهای مناسب مانند برش ها، چین خوردگی ها و گسل ها صورت می پذیرد زیرا این ساختارها

امکان مهاجرت و فرار سیال را از سفره‌های آبی فراهم می‌کنند (سورجنسکی^۱، ۱۹۸۶). عوامل مؤثر کانه‌زایی مس در منطقه مورد مطالعه عبارتند از: الف) ویژگی‌های واحدهای سنگی دربرگیرنده کانسار، ب) کنترل‌کننده‌های ساختاری (گسل، درز و شکاف و شکستگی)، پ) محلول‌های گرمابی که در سنگ‌هایی با لیتولوژی مناسب جریان یافته و باعث شست و شو و تمرکز مس گردیده‌اند و ت) حضور توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در منطقه به عنوان عامل حرارتی. این کنترل‌کننده‌های کانی‌سازی به عنوان فاکتور اساسی در قابلیت نقل و انتقال محلول‌های گرمابی چه در مقیاس ناحیه‌ای و چه در مقیاس معدنی عمل می‌نمایند و باعث تمرکز و تجمع سیالات کانه‌دار شده تا فرصتی برای رخداد و ته‌نشست ایجاد نمایند (لیچ و همکاران^۲، ۲۰۰۵). به عقیده بیرلین و همکاران^۳ (۱۹۹۹)، سیالات گرمابی عامل کانی‌سازی و دگرسانی در محیط‌های دگرگونی می‌توانند حاصل بخارزدایی و آب‌زدایی سنگ‌های دگرگونی، منشأ جوی یا مخلوطی از آن دو باشند. با پیشرفت دگرگونی در چنین سیالاتی، قدرت جابه‌جایی عناصر بیش‌تر می‌شود و در درجات پایین دگرگونی، عناصر اصلی و عناصر گروه LILE به راحتی جابه‌جا و در مراحل پیشرفته‌تر عناصر واسطه و عناصر گروه HFSE را جابه‌جا می‌کنند (فان و همکاران^۴، ۲۰۰۰؛ زیوئی و همکاران^۵، ۲۰۰۴). در منطقه مورد مطالعه نیز با توجه به ظهور دگرگونی تا مرحله رخساره شیب‌سبز، عناصر اصلی، عناصر گروه LILE و بخشی از عناصر گروه REE به راحتی جابه‌جا شده‌اند. این شرایط نشان می‌دهد که دگرگونی چندان پیشرفت نکرده است تا بتواند عناصر گروه HFSE را از محیط خارج نماید. محدوده دره‌تخت به لحاظ زمین‌ساختی فعال و دارای گسل‌ها، درز و شکاف و شکستگی‌های فراوان می‌باشد که زمین ریخت‌شناسی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. ارتباط تنگاتنگ تمرکزهای اقتصادی ماده معدنی با گسل‌ها و شکستگی‌ها، فرضیه ایجاد فضای خالی توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها را تقویت می‌کند. در منطقه دره‌تخت سنگ‌های دربرگیرنده کانسار مجموعه آذرآواری با ترکیب آندزیت تا آندزیت‌بازالتی و کمتر گدازه‌های آتشفشانی بوده و در کمر بالای کانی‌سازی

^۱ Sverjenski

^۲ Leach et al.,

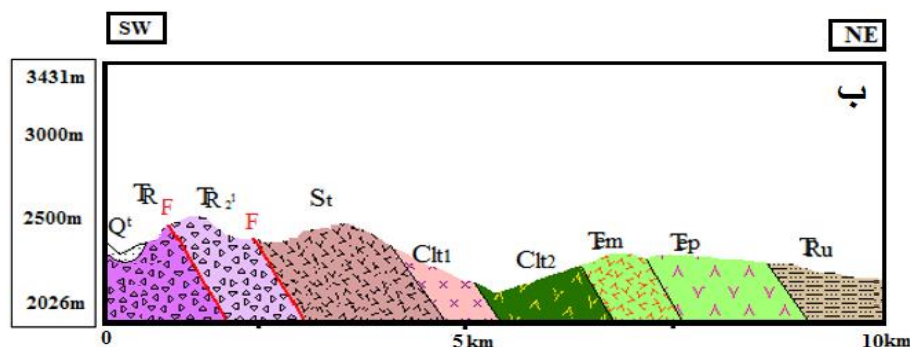
^۳ Bierlein et al.,

^۴ Fan et al.,

^۵ Zhiwei

مجموعه سنگ‌های رسوبی (آهک‌دولومیتی چرت‌دار، آهک‌مارنی و شیست‌های سبز) به صورت رورانده بر روی این واحد قرار گرفته است. مجموعه گدازه با ترکیب آندزیت تا آندزیت‌بازالتی، در زیر مجموعه آذرآواری (کریستال‌توف، لیتیک‌توف) تشکیل شده است (شکل ۳-۱، الف و ب). کلیه واحدهای سنگی با توجه به ستون چینه‌شناسی در حد رخساره شیست‌سبز متحمل دگرگونی شده‌اند.

Era	Epoch		Lithological	
M E S O Z O I C	Triassic	Middle	Ep	Tuff With epidotic.
			Em	Malachite and epidote have been tuff.
			Clit	Andesite and basaltic-andesite lithic tuff with veine-veinlets malachite.
			Clit	Andesite and basaltic-andesite crystal tuff.
		Lower	R ₂	Medium to thick bedded white lst.
			R ₂	Andesite lava.

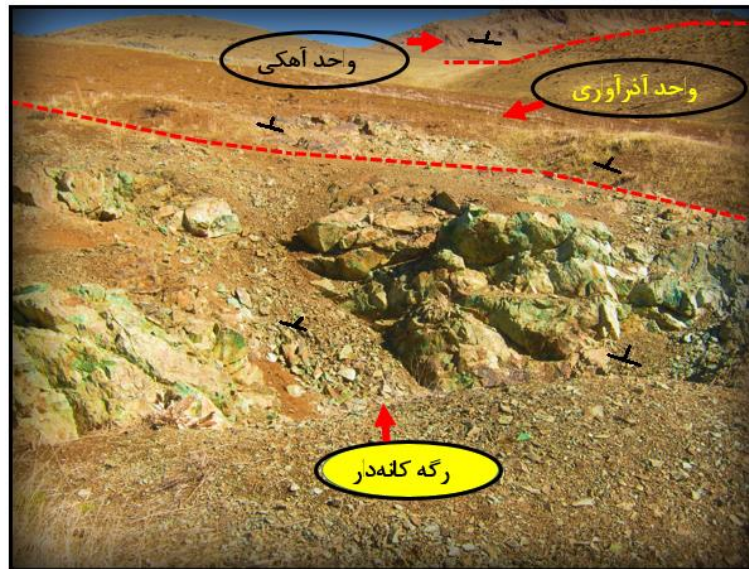


شکل ۳-۱- الف) ستون چینه‌شناسی منطقه معدنی دره‌تخت و ب) نیم‌رخ زمین‌شناسی منطقه معدنی دره‌تخت (براساس نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس دره‌تخت در فصل دوم).

۳-۳ ویژگی‌های کان‌زایی کانسار مس دره‌تخت

کان‌زایی در منطقه دره‌تخت بعد از انسجام سنگ‌های دربرگیرنده، به صورت یک باند موازی با روند طبقات دربرگیرنده و توسط سنگ‌های آهکی در بالا و گدازه‌های آتشفشانی در پایین محصور شده است. همان‌طور که قبلاً نیز اشاره شد کان‌سازی در واحد آذرآواری با روند NW-SE و همراه با درز و شکاف و شکستگی‌های فراوان رخ داده است، که نشانگر وضعیت چینه‌کران و اپی‌ژنتیک کان‌زایی در این منطقه است (شکل ۳-۲). شکل ماده معدنی به طور عمده رگه و رگچه‌ای و گاهی پرکننده فضاهای خالی و بین

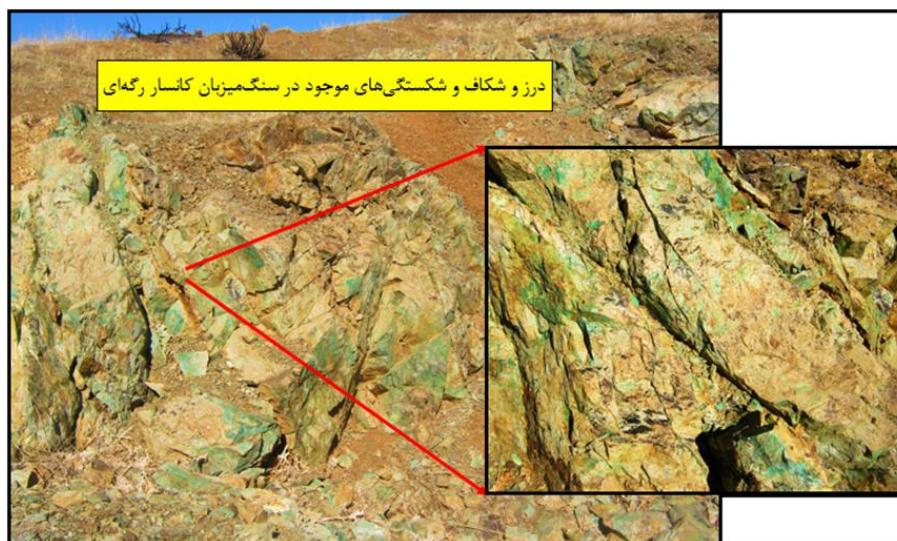
دانه‌ای و دانه پراکنده است. خلل و فرج سنگ‌ها، گسل‌ها، درز و شکاف‌هایی که در جهات مختلف سنگ میزبان را قطع کرده‌اند به صورت شبکه‌ای نامنظم ولی متراکم، فضای مناسب برای ورود محلول‌های کانی‌ساز را فراهم کرده است.



شکل ۳-۲- تصویر صحرایی از افق کنه‌دار. ماده معدنی به صورت پرکننده شکستگی‌ها و فضاهای خالی و غیرهم‌شیب با سنگ‌میزبان تشکیل شده است. در بالای تصویر مرز آهک با واحدهای آذرآواری نشان داده شده است.

۳-۳-۱ کانی‌سازی رگه‌ای و رگه و رگچه‌ای

این نوع کانی‌سازی مختص پهنه‌های گسلی، درزه و شکستگی‌ها می‌باشد. گسل‌های نرمال که جهت عمومی آن‌ها بر روندهای ساختاری منطقه عمود بوده و به طور یقین این دسته از گسل‌ها در اثر عملکرد نیروهای کششی که عمود بر جهت تنش اصلی افقی بر منطقه وارد شده، به وجود آمده‌اند و پستی و بلندی‌های منطقه را موجب شده‌اند و چنان که گفته شد، این گسل‌ها و شکستگی‌ها در ادامه بر ساختارهای مورفولوژیک و توپوگرافی کلی ناحیه اثر خود را باقی گذاشتند (شکل ۳-۳). سنگ درونگیر رگه و رگچه‌ها سنگ‌های آذرآواری با ترکیب عمده آندزیت تا آندزیت‌بازالتی می‌باشد.



شکل ۳-۳- گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در واحد آذرآواری میزبان کانسار مس دره تخت (دید به سمت جنوب غرب).

۳-۳-۲ کانی‌سازی به صورت پرکننده فضاهای خالی

طبق مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی این نوع کانه‌زایی در سنگ‌های آذرآواری گسترش کمی دارد. واحد آذرآواری به دلیل حفره و خلل و فرج، تخلخل و نفوذپذیری فراوان فضای مناسب را جهت نفوذ محلول‌های گرمایی فراهم آورده است و در نتیجه فرآیند کانه‌زایی و دگرسانی در این واحد تشدید یافته است. بنابراین کانه‌زایی به وسیله محلول کانه‌دار با پرکردن فضاها و حفره‌های خالی بین دانه‌های داخل سنگ‌ها به صورت اپی‌ژنتیک صورت گرفته است (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴- تصویر صحرایی از مالاکیت به صورت پرکننده فضاهای خالی و بین دانه‌ای.

۳-۴ دگرسانی^۱

در تعریف کلی هرگونه تغییر در ترکیب کانی‌شناسی، شیمیایی و فیزیکی که توسط فرآیندهای شیمیایی و یا فیزیکی، در سنگ ایجاد می‌شود، تحت عنوان دگرسانی بیان می‌شود (لمب^۲، ۱۹۸۳؛ ارال و تگرال^۳، ۲۰۰۱؛ بگونه‌ها و باراگا^۴، ۲۰۰۲؛ ارکان و همکاران^۵، ۲۰۰۷). در سنگ‌های آتشفشانی دو نوع دگرسانی وجود دارد؛ گرمایی و هوازدگی (سریوان و همکاران^۶، ۲۰۰۸؛ یلدیز و همکاران^۷، ۲۰۱۰؛ پولو و همکاران^۸، ۲۰۱۲). هوازدگی توسط آب‌های جوی در سنگ ایجاد می‌شود، و دگرسانی گرمایی توسط سیالات داغ غنی از یون، با حل کردن کانی‌های اولیه سنگ منشأ و ایجاد کانی‌های ثانویه رخ می‌دهد (فرانک^۹، ۱۹۹۵؛ فینیزولا و همکاران^{۱۰}، ۲۰۰۲؛ هرویتز و همکاران^{۱۱}، ۲۰۰۲؛ هس و همکاران^{۱۲}، ۲۰۰۵؛ پولو و همکاران^{۱۳}، ۲۰۱۲ و ۲۰۱۴). دگرسانی می‌تواند در طی فرآیند سنگ‌شدگی (دیاژنز) رسوبات، در فرآیندهای ناحیه‌ای نظیر دگرگونی و نیز فعالیت‌های بعد از ماگماتیسم یا ولکانیسم و همچنین به عنوان فراورده‌های حاصل از کانی‌سازی ظاهر شود (گیلبرت و پارک^{۱۴}، ۱۹۹۷). مجموعه-کانی‌های ایجاد شده در طی دگرسانی می‌تواند اطلاعاتی درمورد ترکیب شیمیایی سیال ارائه نماید (هدنکوئیست^{۱۵}، ۲۰۰۰). در زمین‌شناسی اقتصادی، به نوع خاصی از دگرسانی به نام دگرسانی گرمایی تأکید می‌شود که در آن، سیالات داغ عامل دگرسانی شناخته می‌شوند. سیالات گرمایی از طریق تخلخل اولیه (فضاهای خالی بین ذرات) و یا تخلخل ثانویه (شکستگی‌ها) ایجاد شده در سنگ‌ها تا مسافت‌های زیاد جابه‌جا شده و سبب ایجاد دگرسانی در سنگ‌های دیواره می‌گردند (تایلور^{۱۶}، ۲۰۰۹). با توجه به این‌که سیالات مسئول دگرسانی سنگ دیواره، همان سیالات کانسارساز می‌باشند، لذا مطالعات دگرسانی سنگ دیواره می‌تواند اطلاعات مهمی را در خصوص نوع کانی‌سازی، عمق کانی‌سازی، خصوصیات

^۱ Alteration

^۲ Lumb

^۳ Arel & Tugrul

^۴ Begonha & Sequeira Braga

^۵ Arikan et al.,

^۶ Ceryan et al.,

^۷ Yildiz et al.,

^۸ Pola et al.,

^۹ Frank

^{۱۰} Finizola et al.,

^{۱۱} Hurwitz et al. ,

^{۱۲} Hase et al.,

^{۱۳} Pola et al.,

^{۱۴} Guibert & Park

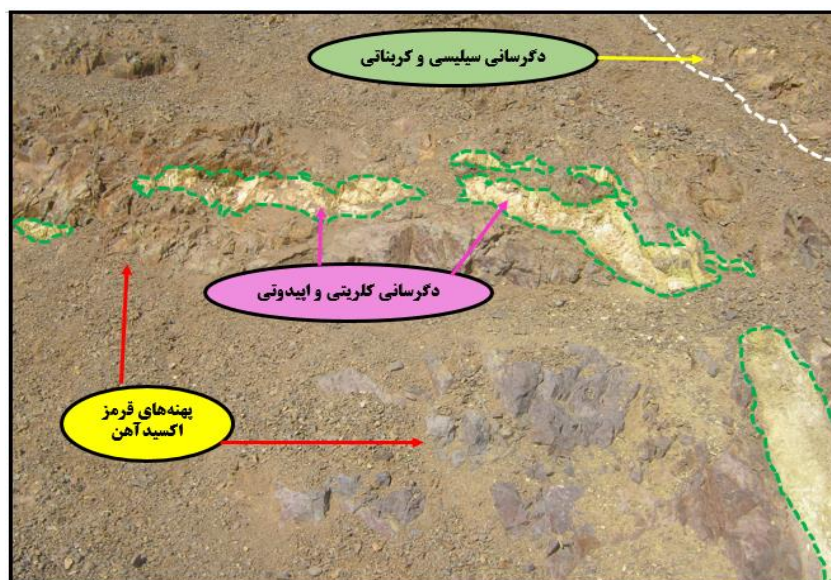
^{۱۵} Hedenquist

^{۱۶} Taylor

محلول‌های کانی‌ساز و شرایط فیزیکی و شیمیایی نهشته‌شدن مواد معدنی در اختیار ما قرار دهد. شناسایی منطقه‌های دگرسانی که از نظر ژنتیکی به ذخایر معدنی وابسته باشند گام مهمی در پی‌جویی ذخایر معدنی است (گیف‌کاین و همکاران^۱، ۲۰۰۵).

۳-۵ دگرسانی‌های موجود در منطقه مورد مطالعه

براساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی و نتایج کانی‌شناسی حاصل از XRD، مهم‌ترین دگرسانی‌های موجود در منطقه عبارتند از: کلریتی، اپیدوتی، سرسیتی، سیلیسی، کربناتی و پهنه‌های اکسیدهای و هیدروکسیدی آهن (شکل ۳-۵). در ادامه به شرح مختصر هر یک از آن‌ها پرداخته می‌شود.



شکل ۳-۵- تصویر صحرایی کلی از دگرسانی‌های موجود در منطقه (دید به سمت شمال شرق).

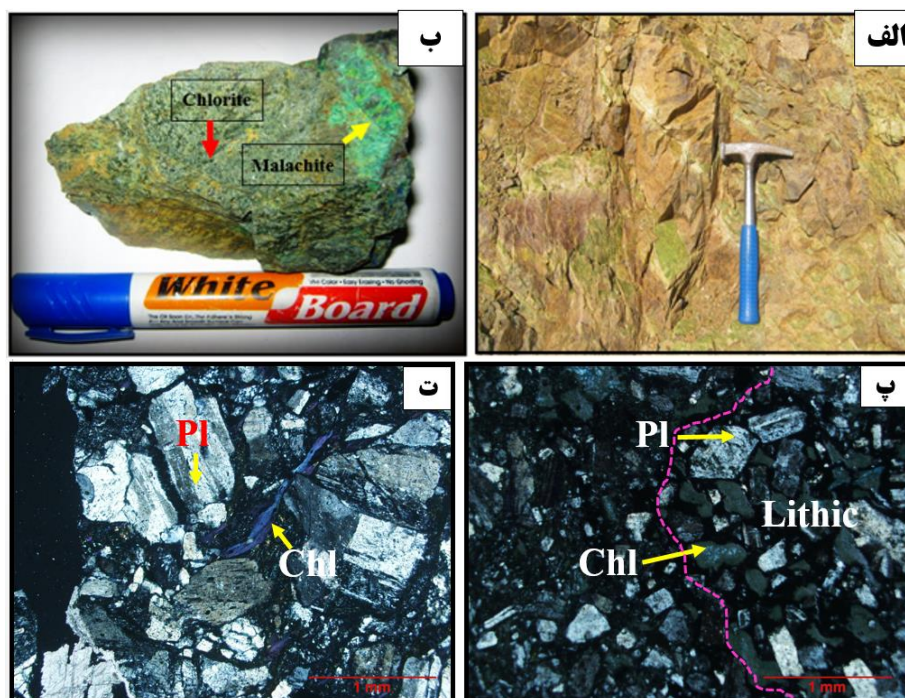
۳-۵-۱ دگرسانی کلریتی

این نوع دگرسانی حالت خاصی از دگرسانی پروپیلیتیک است که به علت درصد بالای کلریت، آن را با نام دگرسانی کلریتی می‌شناسند. در این دگرسانی نسبت سیال به سنگ کم است و تمایل به ایزوشیمیایی بودن دارد و در پاسخ به متاسوماتیسم H تشکیل می‌شود (ایریچ و هریچ^۲، ۲۰۰۲). کلریتی

^۱ Gifkins et al.

^۲ Ulrich & Herrich

شدن یکی از مهم‌ترین پدیده‌هایی است که در نتیجه تأثیر محلول‌های گرمابی غنی از آهن و منیزیم بر روی سنگ‌های میزبان صورت می‌گیرد (گالی^۱، ۲۰۰۷). طی این فرآیند کانی‌های فرومنیزین (آهن و منیزیم‌دار) به کانی ثانویه کلریت تبدیل شده و رنگ سبز به آن می‌دهد. این دگرسانی در منطقه، از گسترش وسیعی برخوردار است (شکل ۳-۶، الف). دلیل گسترش چشم‌گیر این دگرسانی در منطقه ترکیب شیمیایی بازیک سنگ‌های درونگیر است. سنگ‌های آندزیت، آندزیت‌بازالتی و همچنین توف‌های آندزیتی و آندزیت‌بازالتی (سنگ‌های درونگیر کانی‌سازی)، غنی از کانی‌های فرومنیزین بوده (پیروکسن و هورنبلند) که در نتیجه دگرسانی به کلریت تبدیل شده‌اند. براساس مطالعات میکروسکوپی کلریت‌های تشکیل‌دهنده در منطقه به دو نوع غنی از آهن (کلریت‌های آهن‌دار) و نوع غنی از منیزیم (کلریت‌های منیزیم‌دار) قابل تفکیک می‌باشند (شکل ۳-۶).

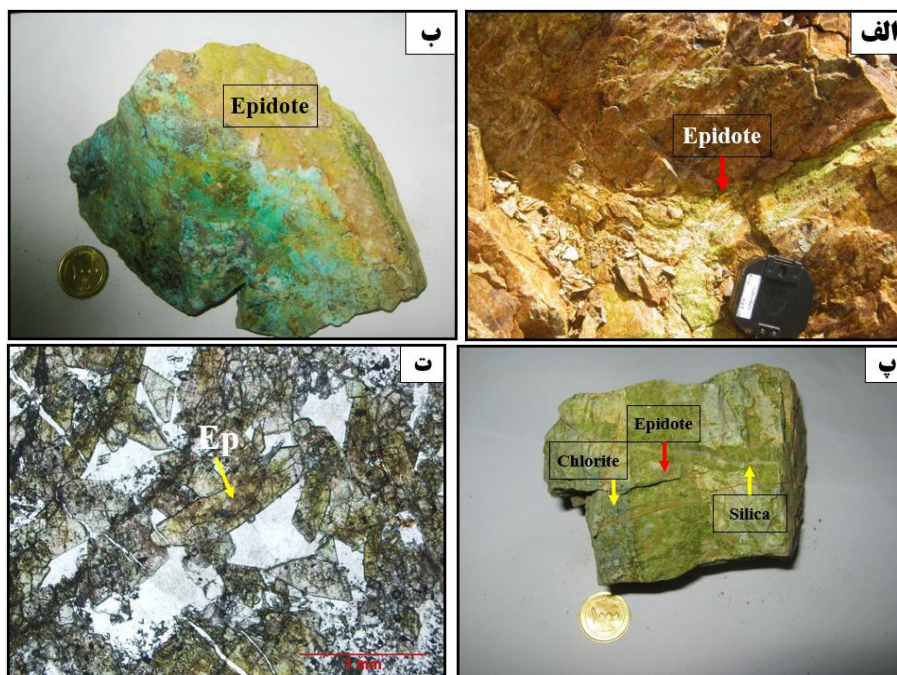


شکل ۳-۶- الف) تصویر صحرایی از دگرسانی کلریتی و درهم آمیختگی آن با دگرسانی‌های اپیدوتی، سیلیسی و پهنه‌های اکسیدی آهن، ب) تصویر نمونه‌دستی از لیتیک‌توف همراه با دگرسانی کلریتی و اپیدوتی و مالاکیت، پ) تصویر میکروسکوپی از لیتیک‌توف و پلاژیوکلازهای (Pl) خودشکل و نیمه‌شکل‌دار همراه با کلریت‌های منیزیم‌دار (Chl) و ت) تصویر میکروسکوپی از لیتیک‌توف و پلاژیوکلازها (Pl) و کلریت‌های آهن‌دار (Chl).

^۱ Galley

۳-۵-۲ دگرسانی اپیدوتی

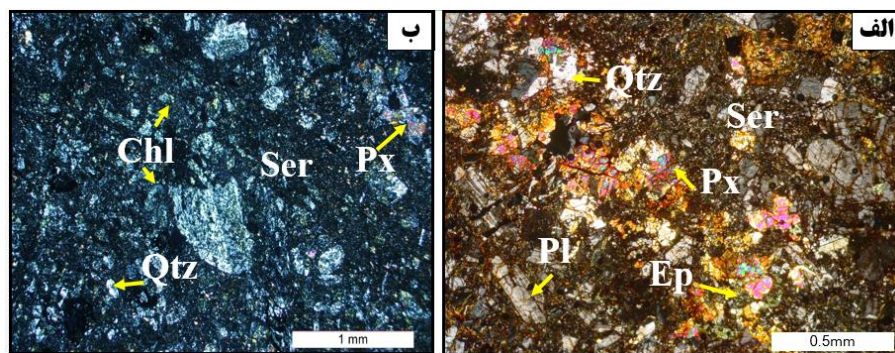
این نوع دگرسانی حالت خاصی از دگرسانی پروپیلیتیک است که به علت درصد بالای اپیدوت، آن را با نام دگرسانی اپیدوت می‌شناسند. این دگرسانی پس از دگرسانی کلریتی فراوان‌ترین دگرسانی در منطقه است. حضور محلول‌های گرمابی حاوی عناصر آهن، منیزیم و کلسیم سبب تشکیل کانی‌های مختلف گروه اپیدوت می‌شود. حضور اپیدوت به رنگ سبز پسته‌ای در مشاهدات صحرایی و نمونه دستی قابل مشاهده است (شکل ۳-۷، الف، ب و پ). بلورهای اپیدوت منطقه مورد مطالعه اغلب به صورت منشوری، کروی، تابی شکل در داخل شکستگی‌های سنگ درونگیر و حتی در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۳-۷، ت). علاوه بر کانی‌های فرومنیزین، حضور پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار نیز برای تأمین کلسیم ضروری می‌باشد.



شکل ۳-۷- الف) تصویر صحرایی از دگرسانی اپیدوتی، ب) تصویر نمونه‌دستی از اپیدوت همراه با کانه‌زایی. پ) تصویر نمونه‌دستی از دگرسانی اپیدوت همراه با دگرسانی سیلیسی و کلریتی و ت) تصویر میکروسکوپی از بلورهای اپیدوت (Ep).

۳-۵-۳ دگرسانی سرسیتی

این دگرسانی به وسیله اجتماع مسکویت، کوارتز و مقادیری از پیریت، کلریت، ژیپس و هماتیت مشخص می‌شود (دیلی و همکاران^۱، ۱۹۹۸). سرسیت‌ها غالباً به طور یک‌نواخت رشد می‌کنند (شایلی^۲، ۱۹۹۳). این نوع دگرسانی در نتیجه شست‌وشوی سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار در داخل سنگ‌های با ترکیب حدواسط تا اسیدی با حضور کانی‌های سرسیت، کوارتز و پیریت تشکیل می‌شود. این دگرسانی حاصل خروج عناصری مثل کلسیم، منیزیم و سدیم از محیط و وارد شدن متاسوماتیزم H^+ در دمای ۳۵۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود. مهم‌ترین کانی اولیه که در نتیجه دگرسانی، کانی ثانویه سرسیت را تولید می‌کند، فلدسپات‌های پتاسیم‌دار هستند که به بلورهای دانه ریز و پراکنده سرسیت در سطح خود می‌دهد. سیلیس رها شده از این تجزیه تشکیل کوارتز را می‌دهد. پیریت یکی از کانی‌های تشکیل دهنده این دگرسانی می‌باشد. این مجموعه کانی‌های ثانویه رنگی روشن به سنگ اولیه می‌دهد. در منطقه دره‌تخت این پهنه دگرسانی با کانی‌های سرسیت، کوارتز و پیریت در مقیاس میکروسکوپی قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳-۸). این دگرسانی در سطح زمین گسترش قابل توجهی نشان نمی‌دهد.



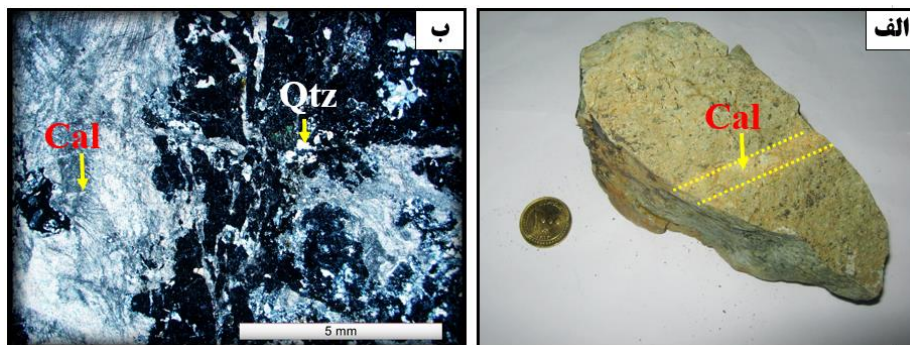
شکل ۳-۸- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl)، پیروکسن (Px)، کوارتز (Qtz) و کانی‌های اوپک که همگی سرسیتی (Ser)، اپیدوتی (Ep) و کلریتی (Chl)، شده‌اند.

^۱ Deyell

^۲ Shelley

۳-۵-۴ دگرسانی کربناته

این دگرسانی نتیجه سیالات غنی از بی کربنات با سنگ دیواره و یا سیالات جوی کربناتی است (رید^۱، ۱۹۹۷). دگرسانی کربناتی از انواع دگرسانی‌هایی است که در محدوده دمایی پایین انجام می‌گیرد (سزلیگا و مایچ لایک^۲، ۲۰۰۵). این دگرسانی با حضور کانی کلسیت، آراگونیت و دولومیت در پهنه‌های دگرسانی مشاهده می‌شود. کلسیم آزاد شده از دگرسانی سیلیکات‌های آهن و کلسیم‌دار (پلاژیوکلازها) با آنیون بی کربنات محیط ترکیب و کانی کربنات کلسیم (کلسیت و آراگونیت) و با حضور منیزیم تشکیل دولومیت را می‌دهد. در منطقه دره تخت عمده‌ترین کانی‌های سازنده این نوع دگرسانی کلسیت و دولومیت هستند، که در داخل رگه‌ها، درز و شکاف‌ها و حفرات داخل سنگ درونگیر تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۹).



شکل ۳-۹- الف) تصویر نمونه‌دستی از دولومیت همراه با رگه کلسیتی (Cal) و ب) تصویر میکروسکوپی از رگه‌های کلسیتی (Cal)، که شکستگی‌ها و حفرات را پر کرده‌اند.

۳-۵-۵ دگرسانی سیلیسی

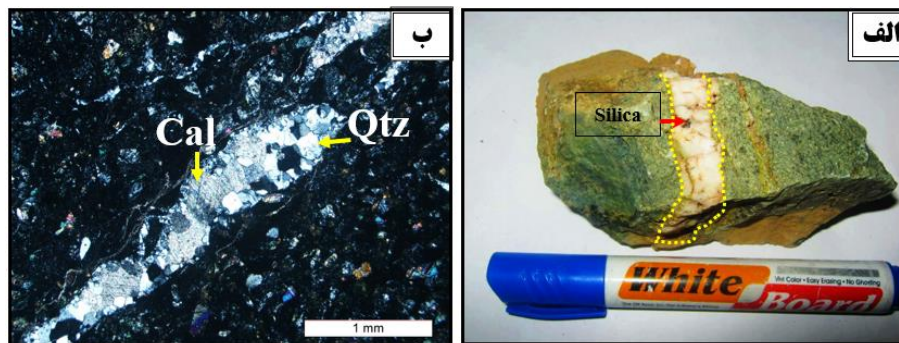
سیلیسی شدن یکی از متداول‌ترین انواع دگرسانی‌های گرمابی است که در اثر افزایش کوارتز و سایر اشکال سیلیس (چرت، اوپال و کلسدونی) در سنگ همراه می‌باشد (پیراجینو^۲، ۲۰۰۹). سیلیس آزاد شده از تجزیه کانی‌های سیلیکاته از عوامل اصلی سازنده این دگرسانی است ولی محلول‌های گرمابی غنی از سیلیس نیز در تشکیل این دگرسانی می‌تواند نقش داشته باشد. در منطقه دره تخت دگرسانی سیلیسی

^۱ Reed

^۲ Pirajno

^۲ Szeliga & Michalik

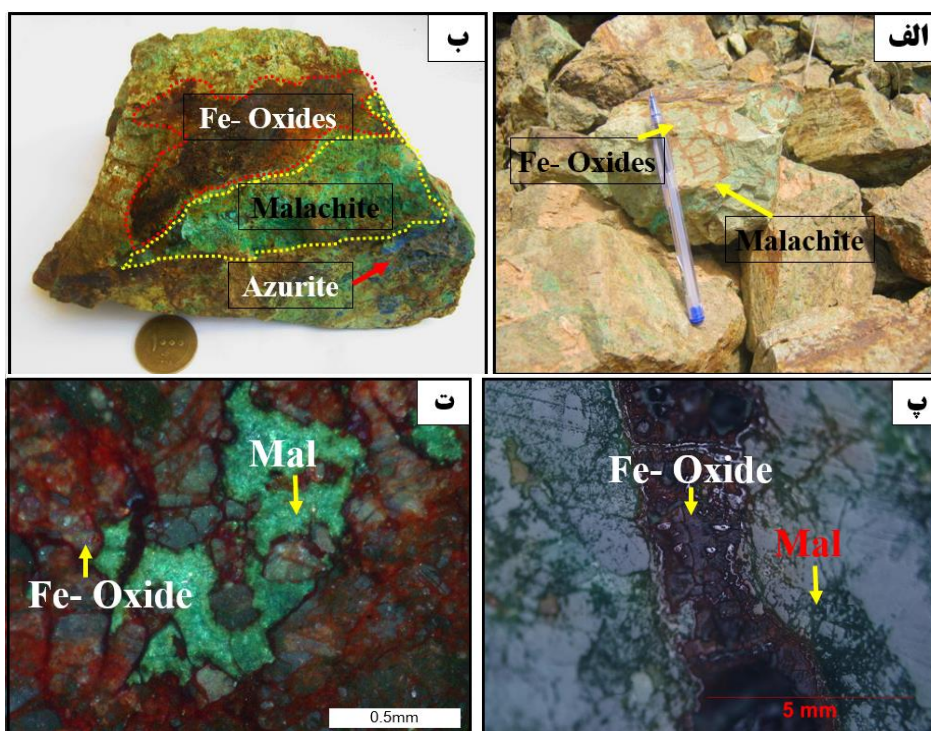
گسترش زیادی نداشته و بیشتر به صورت پرکننده رگه‌ها و یا فضاهای خالی بین درز و شکاف‌ها و حفرات موجود در سنگ درونگیر مشاهده می‌شود. حضور این دگرسانی اغلب همراه با دگرسانی کربناته است (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۱۰- الف) تصویر نمونه دستی از سنگ آذرآواری که دارای رگه‌های سیلیس و اپیدوت و آغستگی به کلریت و ب) تصویر میکروسکوپی از سیلیس (Qtz) و کلسیت (Cal) که حفرات و شکستگی‌ها را پر کرده‌اند.

۳-۵-۶ پهنه‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن

اغلب واحدهای لیتولوژیکی منطقه، از جمله سنگ درونگیر، زمینه‌ای از رنگ‌های زرد آجری تا زرد متمایل به نارنجی و قرمز متمایل به قهوه‌ای و بنفش را نشان می‌دهند که دلیل آن حضور اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن از جمله؛ مگنتیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت است. محلول‌های گرمابی بر روی کانی‌های فرومنیزین و هم‌چنین سولفورهای آهن‌دار مثل پیریت و کالکوپیریت تأثیر گذاشته و آهن موجود در آن‌ها آزاد و در یک محیط اکسیدان به صورت آهن فریک و اکسید و هیدروکسیدهای آهن، در داخل درز و شکاف‌ها و شکستگی‌ها و فضای بین دانه‌ای در توف‌ها ته‌نشست داده شده است (شکل ۳-۱۱).



شکل ۳-۱۱- الف) تصویر صحرایی از واحد آذرآواری که آغستگی به اکسید و هیدروکسیدهای آهن را نمایش می‌دهد،
 ب) تصویر نمونه‌دستی از رگه‌های اکسید آهن و ملاکیت همراه با کانی آزوریت، پ) تصویر میکروسکوپی از اکسیدهای-
 آهن (Fe- Oxide) به صورت رگه‌ای در زمینه ملاکیت (Mal) و ت) تصویر میکروسکوپی از ملاکیت (Mal) و
 اکسیدهای آهن (Fe- Oxide) که شکستگی‌ها و حفرات را پر کرده‌اند.

**فصل چهارم کانی شناسی،
ساخت و بافت و توالی
پاراژنتیکی**

یکی از اصول اولیه در مطالعه چگونگی تشکیل یک کانسار، بررسی‌های کانی‌شناختی، ساخت و بافت ماده معدنی و روابط پاراژنتیکی میان کانی‌ها می‌باشد. بررسی و تشریح دقیق ویژگی‌های کانی‌شناسی، ساختی و بافتی در تعیین توالی کانی‌شناسی، اکتشاف، نوع کانی‌سازی و الگوی کانه‌زایی، فرآیندهای اعمال‌شده بر روی کانسار در حین تکوین کانسار از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده و هم‌چنین می‌تواند در شناخت ویژگی‌های محیط تشکیل و شرایط حاکم به هنگام تشکیل یک کانسار مفید باشد، این اطلاعات در تعیین ارزش اقتصادی کانسار و تعیین روش فراوری ماده معدنی بسیار کاربردی می‌باشد. هدف از انجام این مطالعات بررسی شرایط و چگونگی تشکیل کانسار، تغییر پاراژنز در مراحل تبلور و تشخیص تعداد مراحل کانی‌سازی هر منطقه است. در این بخش از تحقیقات انجام شده به منظور تعیین کانی‌شناسی، ساخت و بافت، ۲۱ مقطع صیقلی از کانسنگ و ۳۰ مقطع نازک از سنگ درونگیر تهیه گردید، هم‌چنین ۱۲ نمونه با روش XRD مورد آنالیز قرار گرفت. در این فصل ابتدا به بحث در مورد کانی‌شناسی و پس از آن به انواع ساخت و بافت‌های ماده معدنی پرداخته و در انتها به بررسی توالی پاراژنتیک کانی‌ها می‌پردازیم. علائم اختصاری به کار رفته برای کانی‌های مورد بررسی مطابق با استانداردهای وینتنی و ایوانز (۲۰۱۰)، به صورت جدول در (پیوست ۱)، ارائه شده است.

۴-۲ کانی‌شناسی

به طور کلی کانی‌سازی در منطقه مورد مطالعه به صورت اپی‌ژنتیک و چینه‌کران دیده می‌شود. کانی‌سازی بیش‌تر به صورت رگه‌ای، رگه و رگچه‌ای و گاهی پرکننده حفرات و جانشینی مشاهده می‌شود. براساس مشاهدات صحرایی، میکروسکوپی، آنالیز XRD و EPMA کانی‌های تشکیل‌دهنده کانسار در چهار گروه: (الف) کانی‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولین، پیرارژیریت، پروستیت و تتراندیریت)، (ب) کانی‌های اکسیدی و کربنات‌های مس (مالاکیت، آزوریت، کوپریت، مس-طبیعی و بروکانتیت)، (پ) کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن (هماتیت، مگنتیت، گوتیت و

لیمونیت) و ت) کانی‌های باطله (کوارتز، کلسیت و ژیپس) رده‌بندی شدند. جدول (۴-۱)، کانی‌هایی که به روش پراش اشعه ایکس بررسی و شناسایی شده را نشان می‌دهد.

جدول ۴-۱- کانی‌های شناسایی شده توسط پراش اشعه ایکس (XRD).

ردیف	شماره نمونه	مطالعات کانی شناسی	
		میکروسکوپی	XRD
۱	T ₁ -Z-01	کوارتز، اکسیدهای آهن، کلریت، اپیدوت، پلاژیوکلاز، پیروکسن.	آلبیت کم، کلینوکلر آهن دار، کوارتز، اپیدوت، مالاکیٹ
۲	T ₂ -Z-02	پلاژیوکلاز، کوارتز، کلریت، اپیدوت، اکسیدهای آهن، کلسیت.	آلبیت کم، کلینوکلر آهن دار، دولومیت آهن دار، کوارتز، اپیدوت، بروکانتیت، مسکوویت
۳	Z ₂ -20	پلاژیوکلاز، اپیدوت، کلریت، کوارتز، کلسیت، اکسیدهای آهن.	آلبیت کم، اپیدوت، کلینوکلر آهن دار، کوارتز، بروکانتیت، دیوپسید
۴	ZA-02	پلاژیوکلاز، اپیدوت، کلریت، کوارتز، پیروکسن، سرسیت، کانی‌های رسی، اکسیدهای آهن.	آلبیت کم، اپیدوت، کلینوکلر آهن دار، کوارتز، بروکانتیت، دیوپسید.
۵	Z ₄ A-03	پلاژیوکلاز، اپیدوت، کلریت، کوارتز، پیروکسن، سرسیت، اکسیدهای آهن.	آلبیت کم، کلینوکلر آهن دار، اپیدوت، مالاکیٹ، بروکانتیت، هماتیت، کوارتز
۶	Z ₄ -06	پلاژیوکلاز، کوارتز، کلسیت، کلریت، اپیدوت، پیروکسن، اکسیدهای آهن.	هماتیت، آلبیت کم، کلینوکلر آهن دار، دولومیت، بروکانتیت، مالاکیٹ.
۷	Z ₄ -07	پلاژیوکلاز، کوارتز، کلسیت، کلریت، اپیدوت، پیروکسن، اکسیدهای آهن.	آلبیت کم، کلینوکلر آهن دار، دولومیت، کوارتز، اپیدوت، دیوپسید، مالاکیٹ.
۸	ZK _A -01	کلریت، کوارتز، اپیدوت، پلاژیوکلاز، آمفیبول، اکسیدهای آهن.	آلبیت، کلریت، کوارتز، اپیدوت.
۹	ZK _A -02	کلریت، کوارتز، اپیدوت، پلاژیوکلاز، آمفیبول، اکسیدهای آهن.	آلبیت، کلریت، کوارتز، اپیدوت، کلینوزوئیزیت.
۱۰	ZK _A -03	کلریت، کوارتز، اپیدوت، پلاژیوکلاز، آمفیبول، هورنبلند، اکسیدهای آهن.	آلبیت، اپیدوت، کائولینیت، کوارتز، کلینوزوئیزیت، مالاکیٹ.
۱۱	ZK _A -04	کلریت، اپیدوت، پلاژیوکلاز.	آلبیت، کلریت، مالاکیٹ
۱۲	ZK _A -05	کلریت، کوارتز، هورنبلند کم، پلاژیوکلاز.	آلبیت، کلریت، کوارتز.

۴-۲-۱ کانی‌های سولفیدی منطقه مورد مطالعه

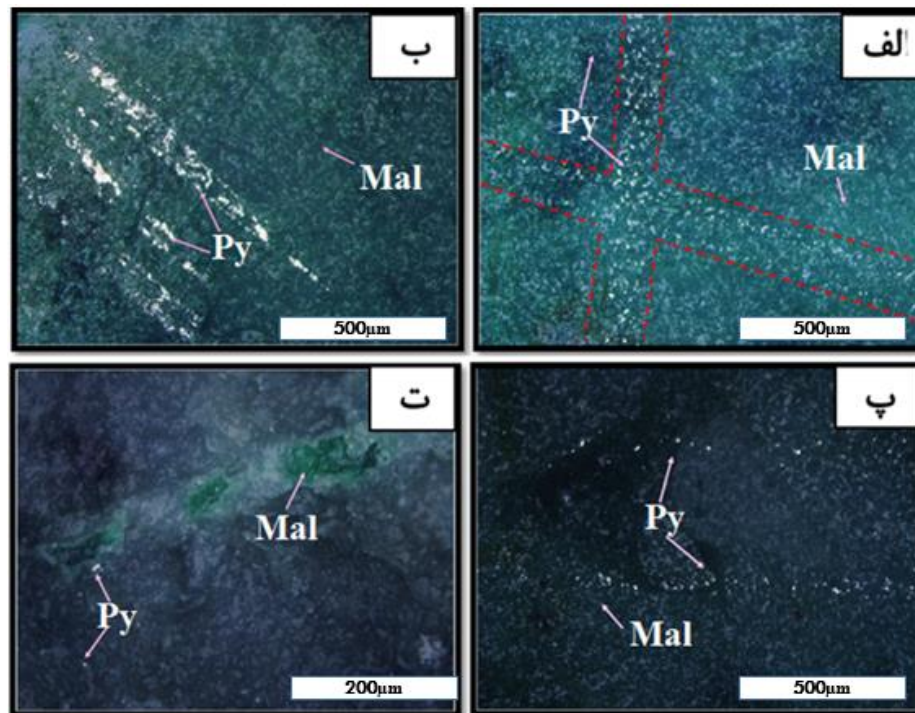
کانی‌های سولفیدی اغلب در شرایط سطحی اکسید شده و کانی‌های ثانویه مس و اکسید و هیدروکسیدهای آهن را به وجود آورده است.

پیریت (FeS): پیریت گسترده‌ترین و فراوان‌ترین و یکی از معمول‌ترین کانی‌های سولفیدی است که در بخش عمده نهشته‌های معدنی تشکیل می‌شود (یلماز و اویمان^۱، ۲۰۱۰). در بررسی‌های صحرایی وجود پیریت بسیار ناچیز و محدود است. این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده کمبود سولفید و پایین بودن دمای سیستم کانه‌زایی در محیط تشکیل باشد. در نمونه‌دستی این کانی به رنگ کرم قابل شناسایی است. پیریت در مقاطع میکروسکوپی به رنگ زرد تا زردطلایی دیده می‌شود. حضور پیریت تقریباً در تمامی مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است. در مقاطع صیقلی این بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار پیریت به صورت باند و در دو جهت عمود برهم و صلیب‌مانند، باندهای موازی و به صورت دانه‌ریز و دانه‌پراکنده در متن سنگ دیده می‌شود که نشان‌دهنده جهت یافتگی و پیروی از روند خاصی است (شکل ۴-۱). این کانی در اثر هوازدگی و اکسیداسیون به اکسیدهای آهن از جمله هماتیت، گوتیت و لیمونیت تبدیل شده است.

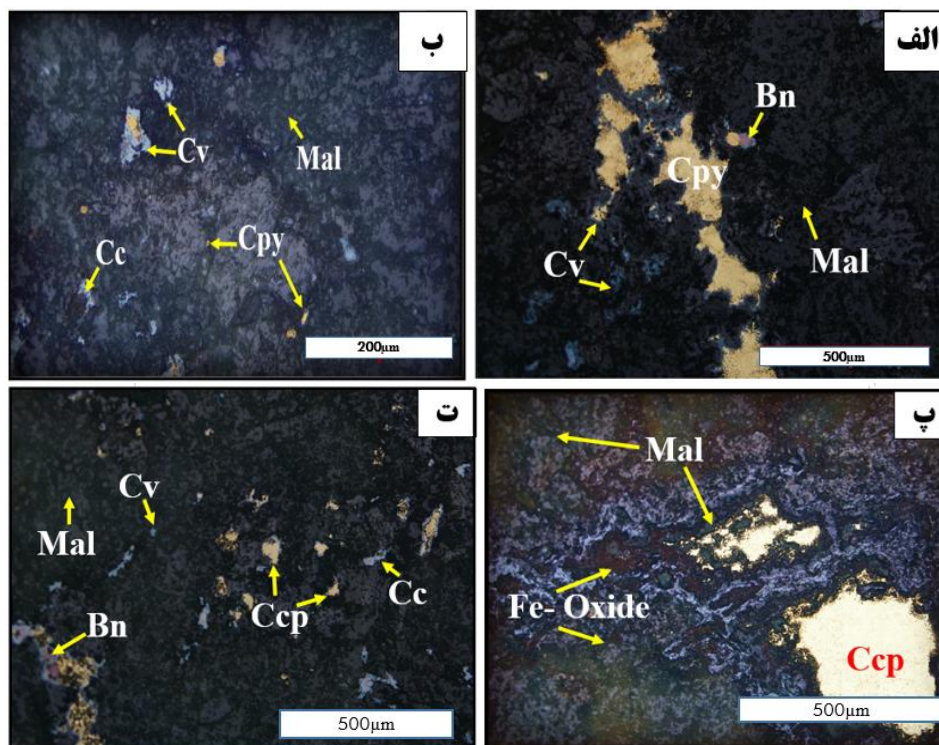
کالکوپیریت (CuFeS₂): این کانی در نمونه دستی به رنگ زرد برنجی متمایل به سبز دیده می‌شود. در کانسار مورد مطالعه این کانی در اثر هوازدگی و فرآیند سوپرژن و هم‌چنین دگرسانی به کانی‌های ثانویه مانند: کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است. بافت غالب کالکوپیریت، دانه‌پراکنده، توده‌ای، پرکننده فضاهای خالی می‌باشد؛ هم‌چنین وجود کالکوپیریت-هایی که اغلب در امتداد شکستگی‌ها به کانی‌های ثانویه کالکوسیت و کوولیت تبدیل شده‌اند که معرف تغییر شرایط از احیایی به اکسیدان است (شکل ۴-۲). کالکوپیریت مهم‌ترین کانی اولیه کانسنگ مس محسوب می‌شود که در حضور اکسیژن و آب و در محیط‌های پوسته‌ای کم عمق و محیط اکسیدان

^۱ Yilmaz & Q yman

ناپایدار است. کالکوپیریت به هنگام قرارگیری در این چنین محیطی همانند پیریت اکسید می‌شود و محتوای مس آن توسط محلول‌های اسیدی از محیط خارج شده و در نهایت به مجموعه‌ای از اکسید و هیدروکسیدهای آهن تبدیل می‌شود، اما در شرایطی که اکسیژن کافی موجود نباشد، می‌تواند به مجموعه‌ای از سولفیدهای ثانویه مس (کالکوسیت و کوولیت) تبدیل شود.



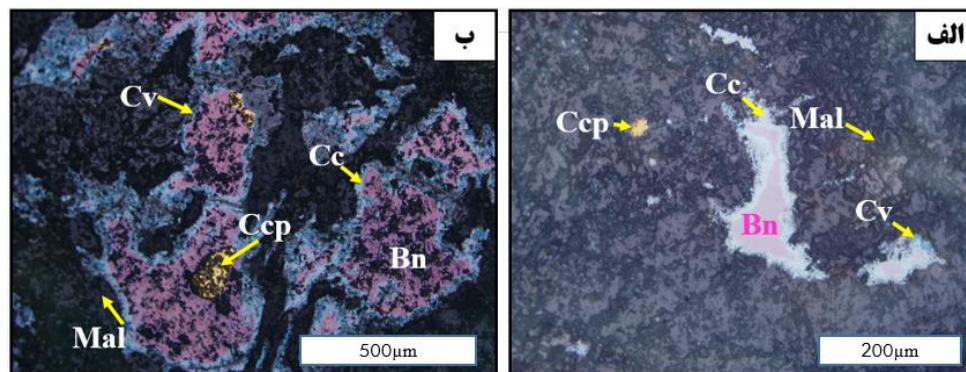
شکل ۴-۱- الف) تصویر میکروسکوپی از حضور پیریت (Py) به صورت صلیب در متن سنگ، ب) تصویر میکروسکوپی از پیریت به صورت جهت‌یافته، پ) تصویر میکروسکوپی از پیریت به صورت باندهای موازی و ت) تصویر میکروسکوپی از پیریت به صورت دانه‌پراکنده.



شکل ۴-۲- الف) تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت (Ccp) و بورنیت (Bn) که توسط کانی‌های ثانویه، کوولیت (Cv) و کالکوسیت (Cc) جانشین می‌شوند، ب) تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت با بافت دانه‌پراکنده و بافت جانشینی توسط کانی ثانویه مس (کوولیت)، پ) تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت که به صورت توده‌ای و پرکننده فضاهای خالی است و ت) تصویر میکروسکوپی بافت جانشینی کالکوپیریت توسط کوولیت و بافت دانه پراکنده کالکوپیریت نیز مشاهده می‌شود.

بورنیت (Cu_5FeS_4): بورنیت در نمونه دستی به رنگ برنزی و یا قرمز مایل به قهوه‌ای قابل شناسایی است. در مقاطع میکروسکوپی این کانی به رنگ صورتی دیده می‌شود و هم‌رشدی خوبی را با کالکوپیریت نشان می‌دهد. با توجه به مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه این کانی از فراوانی نسبتاً بالایی در منطقه برخوردار است؛ و نیز این کانی سولفیدی از اطراف در امتداد شکستگی‌ها به کانی کالکوسیت و کوولیت تبدیل شده است. بورنیت در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت توده‌ای، جانشینی (توسط کانی‌های ثانویه مس) و دانه پراکنده نامنظم در فضای بین‌دانه‌ای لیتیک‌توف‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۴-۳). این کانی قبل از کالکوسیت شکل می‌گیرد و مقادیر بالای مس باعث پایداری بورنیت می‌شود. از لحاظ دمای تشکیل همراهی این سه کانی قابل توجیه است. این کانی به همراه کالکوپیریت در زون اکسیدان بسیار

ناپایدار است و در چنین شرایطی به سرعت تبدیل به کانی‌های ثانویه مس می‌شوند. بورنیت را بیشتر یک کانی درون‌زاد می‌دانند و در موارد بسیار نادر به صورت برون‌زاد نیز تشکیل می‌شود (رمدور^۱، ۱۹۸۰).

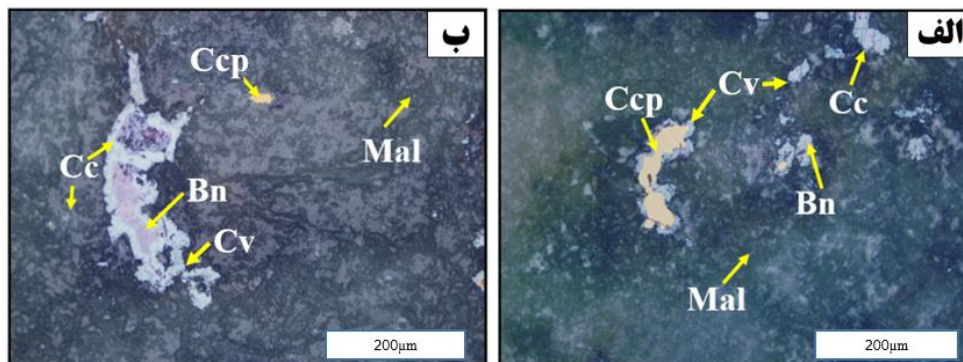


شکل ۳-۴ الف) تصویر میکروسکوپی از بورنیت (Bn) با بافت دانه‌پراکنده و بافت حاصل از جانشینی کالکوسیت (Cc) به جای بورنیت و ب) تصویر میکروسکوپی از هم‌رشدی بورنیت و کالکوپیریت (Ccp) و با بافت توده‌ای و جانشینی بورنیت توسط کالکوسیت و کوولیت (Cv).

کالکوسیت (Cu_2S): کالکوسیت یکی از مهم‌ترین کانه‌های سولفید مس بوده که در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری سربی که سریعاً تیره شده و دارای ته رنگ آبی یا سبز می‌باشد و نیز همراه با مالاکیت دیده می‌شود. این کانی در زیر میکروسکوپ به رنگ سفید خاکستری با ته رنگ آبی مشاهده می‌شود که به راحتی از کوولیت قابل تشخیص می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی این کانی همراه با مالاکیت، بورنیت، کوولین، پیریت و کالکوپیریت یافت می‌شود. بافت غالب این کانی در محدوده مورد نظر پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده و نیز جانشینی در مقاطع قابل مشاهده است. کالکوسیت یکی از کانی‌های سولفیدی فراوان در مقاطع مورد مطالعه بوده که اغلب در امتداد شکستگی‌ها توسط کوولیت جانشین شده است (شکل ۴-۴). در کانسار مس دره‌تخت کالکوسیت بیشتر به شکل ثانویه و کمتر به صورت اولیه تشکیل شده است. کالکوسیت‌های ثانویه در نتیجه دگرسانی سوپرژن کالکوپیریت و بورنیت ایجاد شده‌اند. در تمامی انواع کالکوسیت، عنصر مس ممکن است با مقداری نقره، آهن و منگنز حداقل در فرم‌های

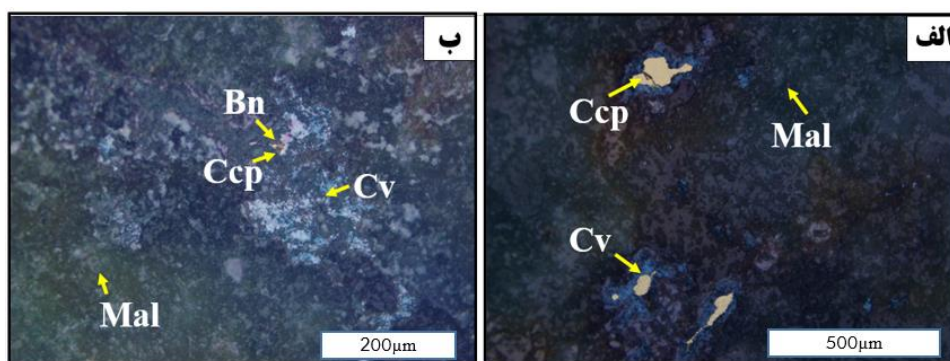
^۱ Ramdohr

حرارت بالا جانشین شود (پیراجینو، ۲۰۰۹). این کانی عمدتاً به صورت سوپرژن در نواحی غنی از سولفید یافت می شود.



شکل ۴-الف) تصویر میکروسکوپی از کالکوسیت (Cc) با بافت دانه پراکنده و بافت حاصل از جانشینی کالکوسیت به جای کالکوپیریت (Ccp) می شود، و هم چنین خود کالکوسیت نیز در حاشیه توسط کوولین (Cv) جانشین شده است و ب) تصویر میکروسکوپی از کالکوسیت که از حاشیه جانشین کانی بورنیت (Bn) می شود.

کوولیت (CuS): کوولیت از دیگر کانه های مهم سولفیدی مس است که در گذر از محیط اکسیدان به احیایی با افزایش تدریجی گوگرد شکل می گیرد. این کانی در نمونه دستی به رنگ آبی متمایل به بنفش و همراه با مالاکیت مشاهده می شود. کوولیت را می توان کانی ثانویه حاصل از دگرسانی کانی های سولفیدی مس در نظر گرفت. در مقاطع میکروسکوپی این کانی همراه با مالاکیت، بورنیت، کوولیت، پیریت و کالکوپیریت یافت می شود. بخشی از کوولیت های موجود در منطقه مورد مطالعه از تبدیل کالکوسیت به کوولیت و بخشی دیگر از دگرسانی کالکوپیریت ایجاد شده اند. این کانی در مقاطع میکروسکوپی به رنگ آبی تیره تا آبی نفتی مشاهده می شود و دارای چند رنگی قوی و آنیزوتروپی بالا می باشد. بافت های مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه شامل؛ پرکننده فضای خالی، جانشینی و بافت دانه پراکنده می باشد (شکل ۴-۵). این کانی در مقایسه با کالکوسیت از فراوانی کمتری برخوردار است؛ و غالباً پس از تشکیل کالکوسیت و در شرایط سوپرژن به صورت جانشینی ایجاد می شود. حضور کوولیت در منطقه می تواند نشانه ای از تاثیر آبگون های اکسیدی و آب شوئی مس در منطقه باشد (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۳).



شکل ۴-۵- الف) تصویر میکروسکوپی از کوولیت (Cv) به صورت دانه پراکنده و از حاشیه جانشین کانی کالکوپیریت (Ccp) شده است و ب) تصویر میکروسکوپی از کانی کوولیت که جانشین بورنیت (Bn) و کالکوپیریت شده است.

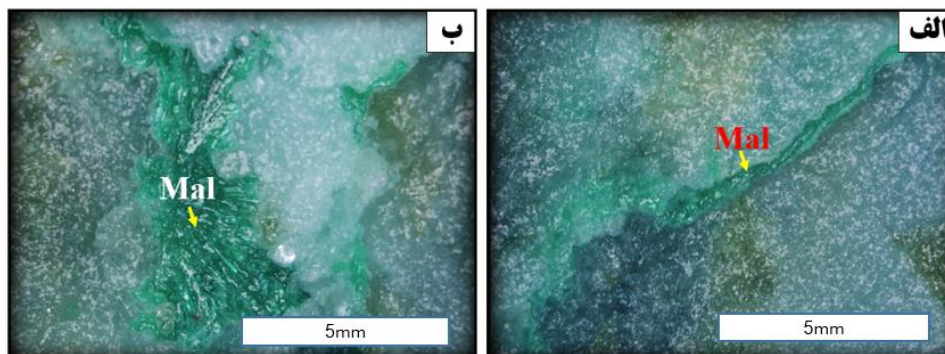
پروستیت (Ag_3AsS_3)، پیرارژیریت (Ag_3SbS_3) و تترائدریت ($3Cu_2S, Sb_2S_3$):

این کانی‌های نقره دار برای اولین بار در منطقه شناسایی شده‌اند. پروستیت دارای سختی ۲/۵، وزن مخصوص ۵/۶ و مقدار نقره ۶۵ درصد است. پیرارژیریت دارای سختی ۲/۵ تا ۲، وزن مخصوص ۵/۸ و مقدار نقره ۶۰ درصد است. تترائدریت وزن مخصوص ۵/۴ - ۴/۹۷ رنگ خاکستری فلزی دارد. تترائدریت از نظر داشتن نقره بسیار با ارزش است. این کانی‌ها در آنالیز نقطه‌ای الکترومیکروپروپ قابل شناسایی هستند (شکل ۵-۹)، (جدول ۵-۲).

۲-۲-۴ کانی‌های پهنه اکسیدی و کربنات‌های مس

مالاکیت ($Cu_2CO_3(OH)_2$): این کانی در نمونه دستی به رنگ سبز روشن تا سبز متمایل به سیاه، دیده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی مالاکیت دارای بافت رگه و رگچه‌ای و شعاعی می‌باشد (شکل ۴-۶). در منطقه مورد مطالعه، مالاکیت به عنوان مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی منطقه اکسیدان می‌باشد. مالاکیت یک کانی کربناته مس آبدار است که در اثر عوامل ثانویه از قبیل فرآیندهای جوی در مناطق سطحی تشکیل می‌شود. خنثی شدن محلول‌های اسیدی مس‌دار حاصل از دگرسانی کالکوپیریت، توسط کانی‌های کربناته سنگ‌درونگیر، مهم‌ترین عامل تشکیل کربنات‌های آبدار مس می‌باشد. کانی مالاکیت،

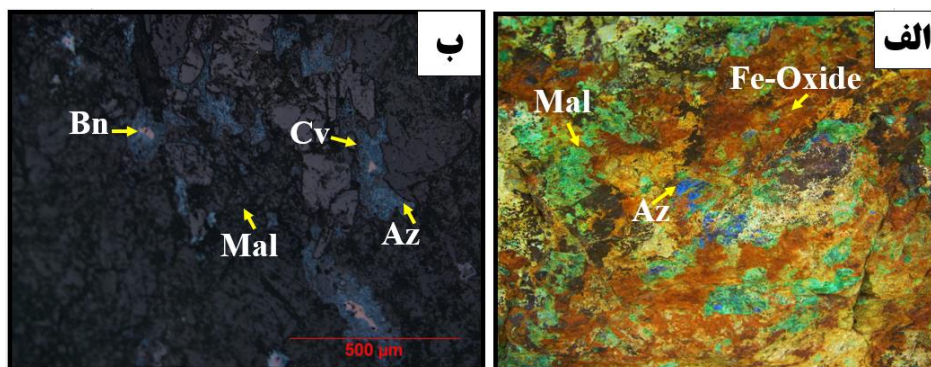
به طور معمول در پهنه اکسیدان کانسارهای مس رگه‌ای یافت می‌شود و حاوی هیدروکسید و در رده کربنات‌های مس قرار می‌گیرد (پیراجینو، ۲۰۰۹).



شکل ۴-۶- الف) تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیت (Mal) به صورت رگه و رگچه‌ای و ب) تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیت به صورت شعاعی.

آزوریت $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$: این کانی در نمونه دستی به رنگ آبی روشن تا آبی لاجوردی می‌باشد. (شکل ۴-۷، الف). آزوریت یک کانی ثانویه مس است که از اکسیداسیون و کربناتی‌شدن اکسیدها و سولفیدهای مس تشکیل می‌شود و به صورت پراکنده در واحد لیتیک‌توف که میزبان کانی‌سازی است یافت می‌شود. آزوریت در منطقه کمیاب‌تر از مالاکیت است. به نظر می‌رسد که مالاکیت از محلول‌های رقیق‌تر از مس و تحت شرایط فشار دی‌اکسیدکربن پایین‌تر و آزوریت نسبت به آن از محلول‌های غلیظ‌تر از مس و در شرایط فشار دی‌اکسید بالاتر شکل گرفته است (بین^۱، ۱۹۸۲). آزوریت به همراه مالاکیت از جمله کانی‌های حاصل از تغییر ترکیبات اولیه مس در منطقه اکسیداسیون است (شکل ۴-۷). مهم‌ترین عامل در تشکیل کانی‌های کربنات مس، فشار جزئی دی‌اکسیدکربن و مقدار مس در آب‌های طبیعی است و در شرایط اکسیداسیون شدید و فشار جزئی بالای CO_2 تشکیل می‌شوند، بدین معنا که کربنات‌ها در زون اکسیدان شدید و در شرایط دی‌اکسیدکربن بالا پدیدارند.

^۱ Beans

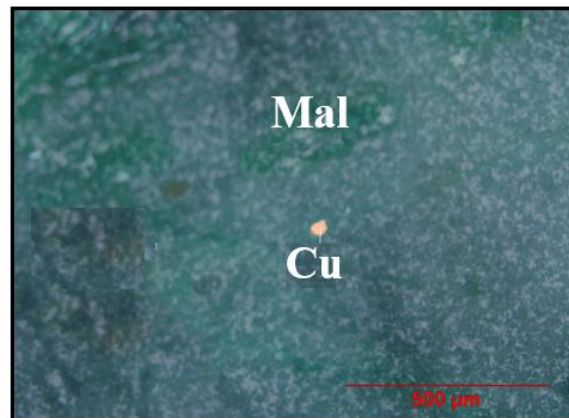


شکل ۴-۷- الف) تصویر نمونه دستی از همراهی کانی آزوریت (Az) به رنگ آبی لاجوردی با مالاکیت (Mal) و اکسیدهای آهن و ب) تصویر میکروسکوپی از آزوریت با بافت دانه پراکنده و جانشینی بورنیت توسط آزوریت.

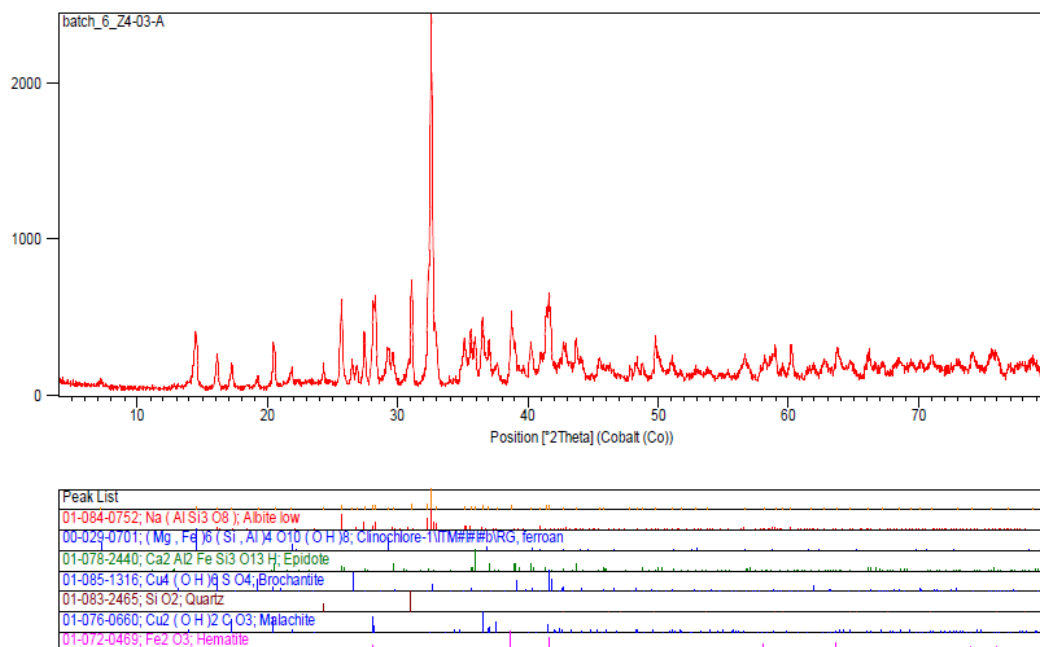
کوپریت Cu_2O : کوپریت یا اکسید مس یکی از کانی های پهنه اکسیدان است که معرف شرایط اکسیدان محیط تشکیل است. این کانه در کانسار دره تخت به ندرت مشاهده می شود. به دلیل فراوانی ناچیز در نمونه دستی و حتی زیر میکروسکوپ مشاهده نشده ولی در یک نمونه آنالیز (EPMA) در نقطه (11/1) شناسایی گردید (شکل ۵-۹)، (شکل ۵-۱۰).

مس طبیعی (Cu): مس طبیعی در زیر میکروسکوپ به رنگ قرمز متمایل به مسی مشاهده می شود. در بعضی از مقاطع همراه با مالاکیت، مس طبیعی نیز مشاهده می شود. فراوانی مس طبیعی در منطقه بسیار پایین بوده و به صورت دانه پراکنده (انتشاری) دیده شده است (شکل ۴-۸). این کانه در نتایج آنالیز ژئوشیمیایی الکترون مایکرو پروپ نیز در چند نقطه مشاهده شده است (شکل ۵-۹).

بروکانتیت $(\text{CuSO}_4, 3\text{Cu}(\text{OH})_2)$: این کانی سولفات مس بیش تر در اثر عمل فرسایش و هوازدگی ایجاد می شود. این کانی معرف شرایط اکسیدان بوده و در نمونه دستی و میکروسکوپی به سبب فراوانی ناچیز مشاهده نشده ولی در چند نمونه آنالیز (XRD) شناسایی شد (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۸- تصویر میکروسکوپی از مس طبیعی (Cu) درون مالاکیت (Mal) به صورت دانه پراکنده.



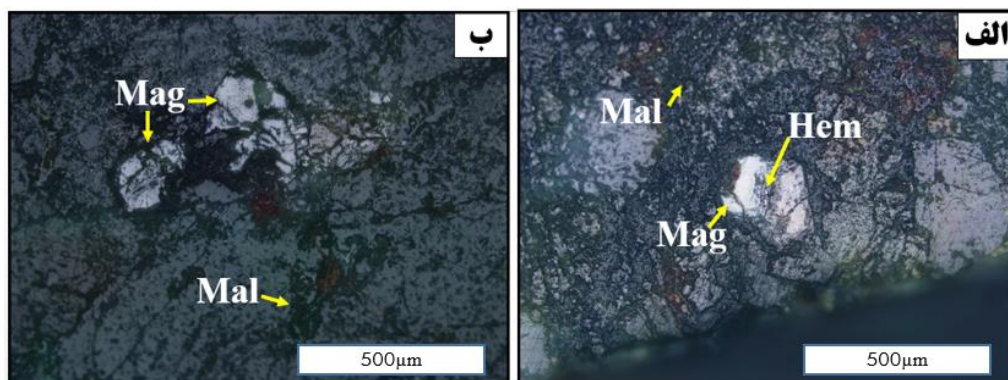
شکل ۴-۹- نتایج حاصل از پراش اشعه ایکس (XRD) که نشان دهنده حضور کانی‌های بروکانتیت، مالاکیت، هماتیت و اپیدوت می‌باشد.

۴-۲-۳- کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن

تأثیر آب‌های جوی اکسیدان بر روی کانی‌های سولفیدی اولیه نزدیک سطح موجب شسته شدن مس و انحلال آن از کانی‌ها می‌گردد. این سیالات در طی مسیر خود، کانی‌های سوپرژن نظیر مالاکیت، آزوریت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن را ایجاد می‌نمایند. اکسید و هیدروکسیدهای آهن شامل: مگنتیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت می‌باشند. عملکرد آب‌های جوی از خلال درزه‌ها و شکستگی‌ها

موجب اکسید شدن و سولفیدی شده و تشکیل اکسید و هیدروکسیدهای ثانویه آهن را داده است. در واقع در اثر پدیده انحلال و اکسیداسیون سطحی، کانی‌های سولفیدی در قسمت سطحی دچار انحلال می‌شوند و در نتیجه یون گوگرد آن‌ها از محیط خارج و هیدروکسیدهای آهن برجای مانده‌اند (رمدور، ۲۰۱۳). این کانی‌ها گاهی همراه با مالاکیت در رگه و رگچه‌های کانه‌دار و به صورت سطحی در طی فرآیندهای ثانویه تشکیل شده‌اند.

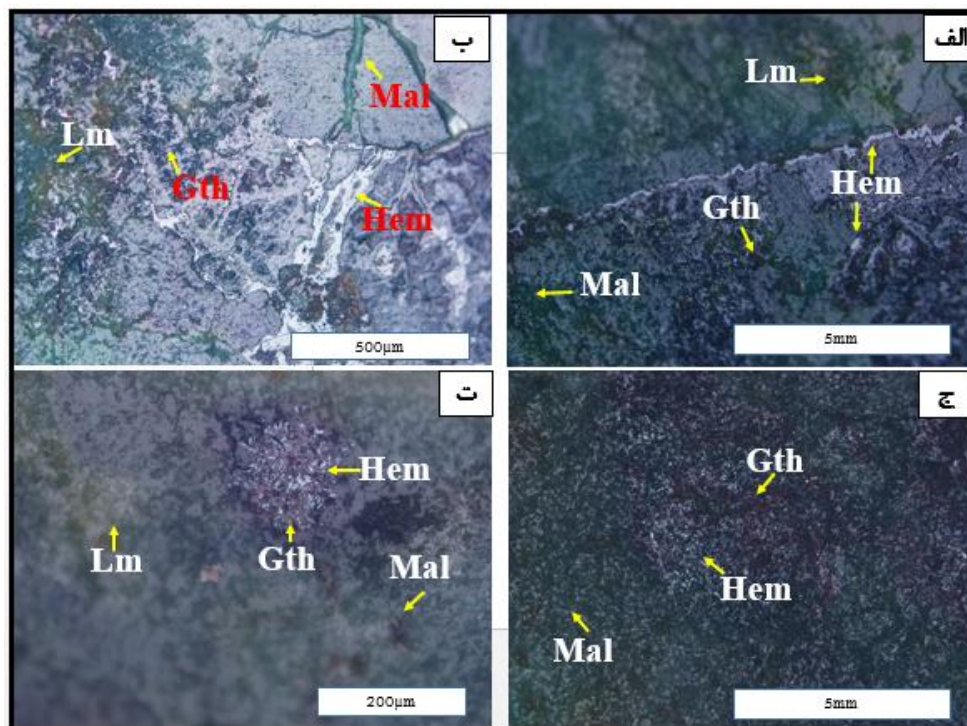
مگنتیت (Fe_3O_4): مگنتیت کانی رایجی که به صورت افشان در بیشتر سنگ‌های آذرین موجود است. کانی مگنتیت به عنوان فاز اولیه و به صورت پراکنده و منفرد در مقاطع مشاهده گردید؛ همچنین در برخی مقاطع میکروسکوپی پدیده مارتیتی‌شدن و تبدیل مگنتیت به هماتیت مشاهده شده است (شکل ۴-۱۰). مارتیتی‌شدن نوع خاصی از جانشینی است که در طی آن مگنتیت توسط هماتیت جانشین می‌شود (شهاب‌پور، ۱۳۸۰). این کانی تحت تأثیر هوازدگی به آسانی به هماتیت، گوتیت و هیدروکسیدهای آهن دگرسان می‌شود.



شکل ۴-۱۰ الف) تصویر میکروسکوپی از مگنتیت (Mag) به صورت منفرد و مارتیتی‌شده توسط هماتیت (Hem) و ب) تصویر میکروسکوپی از مگنتیت با بافت دانه پراکنده.

هماتیت (Fe_2O_3): اولین کانی که تحت شرایط اکسیدان تشکیل شده کانی هماتیت است و در مرحله بعد گوتیت وجود دارد. هماتیت منعکس‌کننده شرایط اکسیدان در محیط ته‌نشست است (محبوبی و همکاران، ۱۳۹۳). برای تشکیل هماتیت در بخش‌های فوقانی کانسار، حضور اکسیژن با فوگاسیته بالا

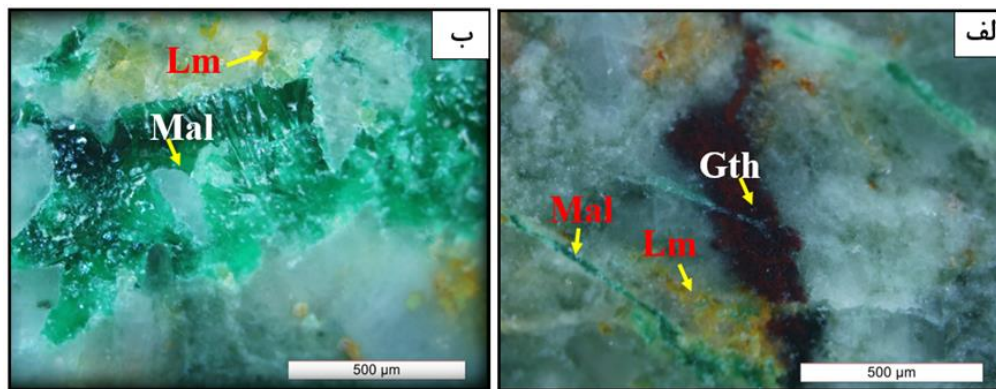
نیاز است (هاینس و همکاران^۱، ۱۹۹۵). این امر مستلزم وجود یک منبع خارجی است تا این میزان اکسیژن را فراهم آورد و محتمل‌ترین منبع اکسیژن، آب‌های جوی است که در اثر چرخش در قسمت‌های بالایی کانسار باعث اکسیده شدن قسمت‌های فوقانی کانسار می‌شود. شایان ذکر است که هماتیت در محیط‌های هوازده پایدار بوده و خود حاصل دگرسانی مگنتیت می‌باشد. هماتیت در بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه به صورت پرکننده فضاهای خالی درون دانه‌ها و بین آن‌ها مشاهده شده است و نسبت به سایر کانی‌های آهن‌دار، از فراوانی بیشتری برخوردار است (شکل ۴-۱۱، الف). کانی هماتیت، در مقاطع صیقلی به شکل اسکلتی، سوزنی‌ریز (اسپیکولاریتی) و اثرانگشتی؛ هم‌چنین به صورت بلورهای درشت همراه با گوتیت در متن مقاطع مطالعه شده مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۱، ب، پ و ت). اشکال بزرگ‌تر اسپیکولار هماتیت احتمالاً در اثر فعالیت‌های گرمابی یا دگرگونی رخ داده است (رم‌دور، ۲۰۱۳).



شکل ۴-۱۱- الف) تصویر میکروسکوپی از هماتیت (Hem) به صورت پرکننده فضای خالی، ب) تصویر میکروسکوپی از هماتیت به صورت اسکلتی، پ) تصویر میکروسکوپی از هماتیت به صورت سوزنی (اسپیکولاریتی) و ت) تصویر میکروسکوپی از هماتیت به صورت اثرانگشتی.

^۱ Haynes et al.,

لیمونیت ($nH_2O, HFeO_2$) و گوتیت ($FeO(OH)$): گوتیت حاصل دگرسانی کانی‌های سولفیدی اولیه مانند: پیریت و کالکوپیریت می‌باشد. گوتیت به صورت پراکنده و پرکننده فضای خالی در سنگ درونگیر یافت می‌شود (شکل ۴-۱۲، الف). در مرحله سوپرژن تبدیل مگنتیت به هماتیت و تبدیل هر دو آن‌ها به گوتیت واضح است. گوتیت معمولاً محصول هوازدگی کانی‌های آهن‌دار مانند مگنتیت و پیریت است که در اثر عمل‌کرد آب‌های جوی، اکسیدهای آهن هم‌چون هماتیت و مگنتیت به گوتیت تبدیل شده‌اند. تبدیل هماتیت، گوتیت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن به یکدیگر وابسته به دما، PH، رطوبت و ناخالصی‌های موجود است (بارتون و جانسون^۱، ۲۰۰۰). کانی‌های بسیاری در طبیعت وجود دارند که ترکیبی از گوتیت و هماتیت آبدار هستند و به عنوان کانی‌های لیمونیتی مورد استفاده قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۲، ب). تجمعات لیمونیت و گوتیت اغلب از اکسایش کانی‌های آهن‌دار مانند سولفورها، کربنات‌ها، سیلیکات‌ها و هیدرولیز بعدی، محصولات اکسیده شده به وجود آمده‌اند (سعیدی و ستوده، ۱۳۸۹).



شکل ۴-۱۲- الف) تصویر میکروسکوپی از گوتیت (Gth)، پرکننده شکستگی‌ها و لیمونیت (Lm) به صورت پراکنده و ب) مقطع میکروسکوپی از لیمونیت که در حاشیه مالاکیت (Mal) به صورت بافت جانشینی تشکیل شده است.

۴-۲-۴ کانی‌های باطله

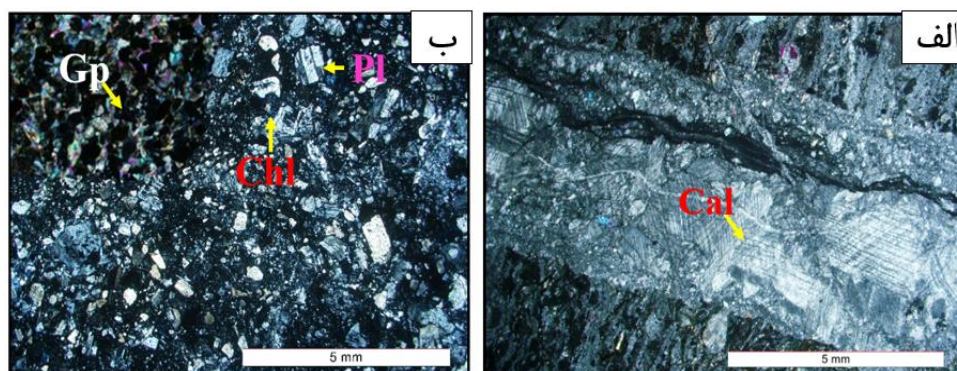
مهم‌ترین کانی‌های باطله در کانسار مس دره‌تخت شامل؛ کوارتز، کلسیت و ژیپس می‌باشد.

^۱ Barton & Johnson

کوارتز SiO_2 : یکی از مهم‌ترین کانی‌های باطله کانسار می‌باشد که هم در مقاطع میکروسکوپی و هم در نمونه دستی به صورت رگه و رگچه و پرکننده فضاهای خالی، شکستگی‌ها و حفرات مشاهده می‌شود. (شکل ۳-۱۰). عبور محلول‌های گرمایی در امتداد شکستگی‌ها باعث تشکیل رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی می‌شود (سیاه‌چشم و همکاران، ۱۳۹۳).

کلسیت CaCO_3 : یکی دیگر از کانی‌های مهم باطله و به وفور به صورت رگه‌ای و پرکننده فضاهای خالی در مقاطع و نمونه دستی قابل مشاهده است. از ویژگی‌های بسیار مهم آن وجود رخ‌های بسیار واضح می‌باشد و به صورت بی‌شکل داخل رگه‌ها و رگچه‌ها را پر کرده است (شکل ۴-۱۳، الف). در نتیجه دگرسانی پلاژیوکلازها و کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار حاصل می‌شوند.

ژپس $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$: ژپس یک کانی سولفات در کانسار مس دره‌تخت می‌باشد. ژپس از جمله کانی‌های سولفات آب‌دار مشاهده شده در منطقه می‌باشد که در شرایط اکسیدان، اسیدی و یا احتمالاً هوازگی به وجود می‌آید فراوانی این کانی در منطقه زیاد نبوده و به صورت ثانویه تشکیل شده است (شکل ۴-۱۳، ب).



شکل ۴-۱۳- الف) تصویر میکروسکوپی از کلسیت (Cal) به صورت رگه و رگچه‌ای و ب) تصویر میکروسکوپی از ژپس با بافت ثانویه.

۳-۴ ساخت و بافت

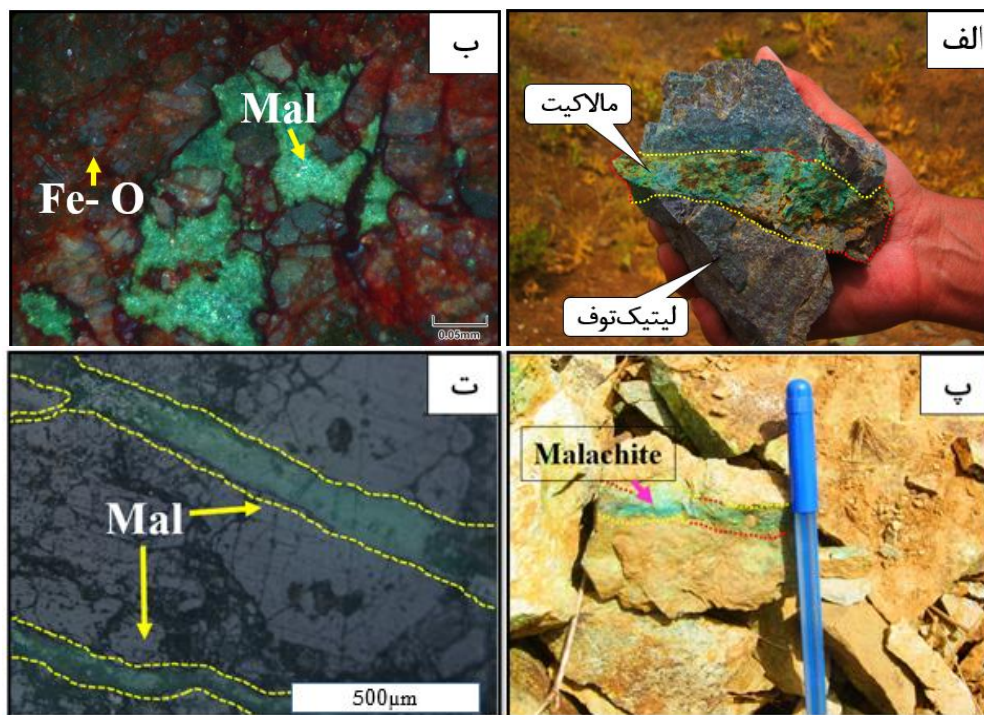
مطالعه ساخت و بافت در کانسارها، اطلاعات مهمی را در خصوص منشأ و مراحل تشکیل کانه‌زایی را در اختیار ما قرار می‌دهد (نجف‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰). بافت در کانسارهای گوناگون متفاوت هستند و

این به ماهیت سیال‌های کانه‌زایی، مشخصات فیزیکی و شیمیایی سنگ‌های درونگیر و شیوه‌ی جایگزینی کانسنگ بستگی دارد. تغییر بافت، در تعیین رابطه‌ی زمانی مجموعه‌های متوالی کانی در یک کانسار، محیط کلی تشکیل و شیوه‌ی نهشت اهمیت زیادی دارد. و در شناخت، ارزیابی و اکتشاف و توسعه یک کانسار قابل توجه می‌باشد. با توجه به انواع طبقه‌بندی‌های بافتی ارائه شده توسط (گریگ و همکاران^۱، ۱۹۹۴). عمده‌ترین بافت کانی‌ها در کانسار مس دره‌تخت بافت رگه و رگچه‌ای است و از بافت‌های دیگر می‌توان به بافت پرکننده فضاهای خالی، جانشینی و دانه پراکنده اشاره کرد. ساخت‌های مشاهده شده در منطقه شامل ساخت رگه‌ای و رگچه‌ای و به ندرت پرکننده فضاهای خالی است.

۴-۳-۱ ساخت و بافت رگه‌ای، رگه و رگچه‌ای (شکافه پرکن)

اصلی‌ترین و مهم‌ترین ساخت مشاهده شده در منطقه ساخت رگه‌ای، رگه و رگچه‌ای (شکافه پرکن) می‌باشد. رگه‌هایی از مالاکیت و اکسیدهای آهن سنگ درونگیر (لیتیک‌توف با ترکیب آندزیت و آندزیت-بازالتی) را هم به صورت منظم و هم در برخی موارد نامنظم در جهات مختلف قطع نموده است (شکل ۴-۱۴، الف و پ). رگه‌ها از نظر ریخت‌شناسی، ظاهراً مسطح تا انحنادار هستند. در اینجا راستای عمده رگه‌ها و پهنه‌های کانه‌دار به پیروی از ساختارهای اصلی (گسل‌ها) است. در برخی موارد کانه‌زایی در رگه‌ها و در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها به طور بسیار ضعیف از واحد آتشفشانی کانه‌دار به سوی کمر بالا (واحد آهکی) ادامه یافته ولی به شدت کاهش می‌یابد. بافت رگه- رگچه‌ای اصلی‌ترین، مهم‌ترین و فراوان‌ترین بافت موجود در کانسار مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۴-۱۴، ب و ت). این بافت با حرکت سیال، در امتداد شکستگی‌ها و درزها شکل گرفته است. از ویژگی مهم آن این است که کانی‌سازی از حاشیه به سمت مرکز، جوان‌تر می‌شود (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۹).

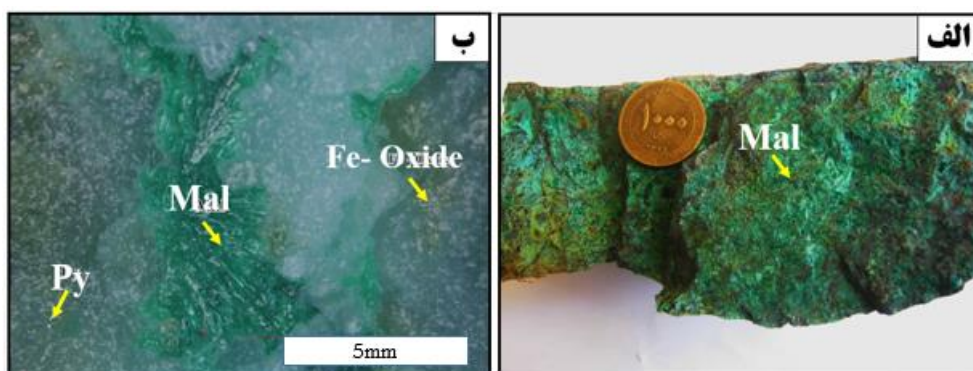
^۱ Craig et al.,



شکل ۴-۱۴- الف) تصویر نمونه دستی از مالاکیت با ساخت رگه و رگچه‌ای (شکافه پرکن)، ب) تصویر میکروسکوپی از مالاکیت (Mal) و اکسیدهای آهن (Fe-O) که در داخل شکستگی‌ها و حفرات نفوذ کرده‌اند (پرکننده فضای خالی)، پ) نمایی دیگر از مالاکیت به صورت رگه‌ای و ت) تصویر میکروسکوپی دیگر از مالاکیت به صورت رگه و رگچه‌ای.

۴-۳-۲ بافت شعاعی

این نوع بافت هم در نمونه دستی و هم در مقطع میکروسکوپی قابل مشاهده است. بلورهای مالاکیت به صورت شعاعی در کنار هم رشد کرده‌اند (شکل ۴-۱۵). این نوع بافت نسبت به بافت رگه و رگچه‌ای از فراوانی کمتری برخوردار است.



شکل ۴-۱۵- الف و ب) تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از بلورهای مالاکیت با بافت شعاعی.

۳-۳-۴ بافت پرکننده فضاهای خالی

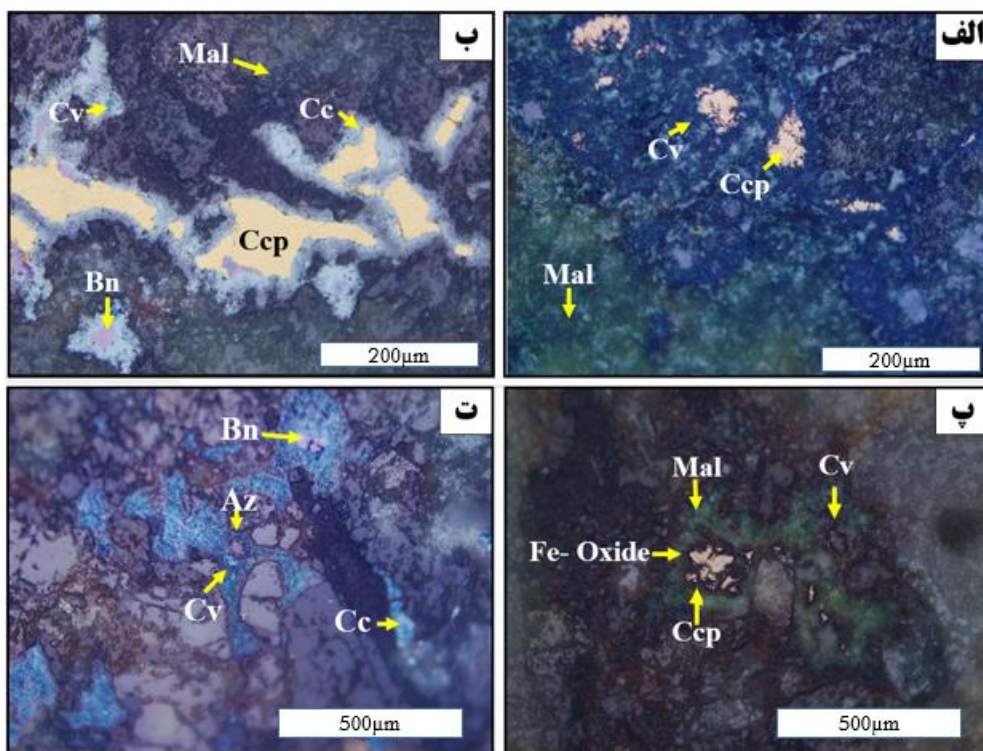
در منطقه مورد مطالعه واحد آذرآواری به دلیل تخلخل و نفوذپذیری بالا (به صورت بین دانه‌ای) و واحد گدازه‌ای در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌های خود، فضای مناسب را جهت تشکیل این بافت بوجود آورده‌اند. ماده معدنی عمده در این بافت کانی کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های باطله می‌باشند (شکل ۴-۱۶).

۴-۳-۴ بافت جانشینی

در کانسارهای مورد مطالعه می‌توان به جانشینی سولفیدهای فلزی (نظیر پیریت) توسط اکسیدها (نظیر هماتیت، گوئتیت و لیمونیت)، جانشینی (کالکوپیریت و بورنیت توسط کالکوسیت و کوولین جانشین شده، جانشینی کالکوسیت توسط کوولیت و نیز جانشینی کالکوسیت توسط مالاکیت) اشاره نمود (شکل ۴-۱۶). این بافت در اغلب مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود.

۵-۳-۴ بافت دانه پراکنده

این بافت، از جمله بافت‌های مهمی است که شواهد زایشی بسیار ارزشمندی در اختیار می‌گذارد. اولین نتیجه حضور مواد معدنی در این شکل، نهشت اولیه ماده معدنی در حین دیاژنز همراه با دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ است. این بافت تنها در متن سنگ‌های درونگیر دیده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه کانی‌های سولفیدی مس از جمله کوولیت، کالکوسیت، پیریت، کالکوپیریت این بافت را به خوبی نشان می‌دهند که به صورت افشان در متن سنگ مشاهده می‌شود. این بافت اغلب در مقیاس میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۶، ت).



شکل ۴-۱۶ الف) نمای میکروسکوپی از بافت پرکننده فضای خالی و هم‌چنین بافت جانشینی که طی آن کالکوپیریت (Ccp) توسط کوولین (Cv) جانشین شده است، ب) بافت پرکننده فضای خالی و بافت جانشینی که کالکوسیت به کوولین در حال تبدیل شدن است، پ) نمایی از بافت پرکننده فضاهای خالی و جانشینی و ت) نمایی از بافت پرکننده فضاهای خالی، حفرات و شکستگی‌ها و جانشینی بورنیت توسط کالکوسیت.

۴-۴ توالی پاراژنتیکی

توالی پاراژنزی به ترتیب زمانی و مکانی تشکیل کانی‌ها در یک سنگ یا کانسنگ در شرایط یکسان و از یک منشأ اطلاق می‌گردد. مطالعه کانی‌شناسی و پاراژنز کانی‌ها اطلاعات مفیدی در رابطه با ویژگی‌های محیط تشکیل کانسار و هم‌چنین توالی پاراژنتیکی معرف تقدم و تأخر نهشته شدن کانی‌ها به صورت فازهای جدا یا مجموعه کانی‌ها در یک کانسار است (واگان^۱، ۱۹۷۶؛ باتز و جکسون^۲، ۱۹۸۰). به منظور تعیین توالی پاراژنزی می‌توان از شواهد ساختی و بافتی استفاده نمود. برطبق مطالعات و مشاهدات بافتی و کانی‌شناسی در منطقه مورد مطالعه می‌توان توالی پاراژنزی زیر را برای کانه‌زایی تعیین نمود (جدول ۴-۲).

^۱ Vaughan

^۲ Bates & Jakson

جدول ۴-۲- توالی پاراژنزی کانی‌ها در کانسار مس دره تخت.

Mineral/Texture			Hypogene	Supergene/Weathering		
			Stage I	Reduction		Oxidation
				Stage II	Stage III	Stage IV
Minerals	Sulfide	Pyrite				
		Chalcopyrite				
		Bornite				
		Chalcocite				
		Coveline				
		Pyrargyrite				
		Proustite				
		Tetrahedrite				
	Copper oxide zone	Malachite				
		Azurite				
		Native Copper				
		Cuprite				
		Brochantite				
	Oxide and Hydroxide	Magnetite				
		Hematite				
		Goethite				
		Limonite				
	Gangue	Quartz				
		Calcite				
		Gypsum				
Texture	Disseminated					
	Replacement					
	Vein- Veinlets					
	Open space filling					

فصل پنجم: ژئوشیمی

۵-۱ مقدمه

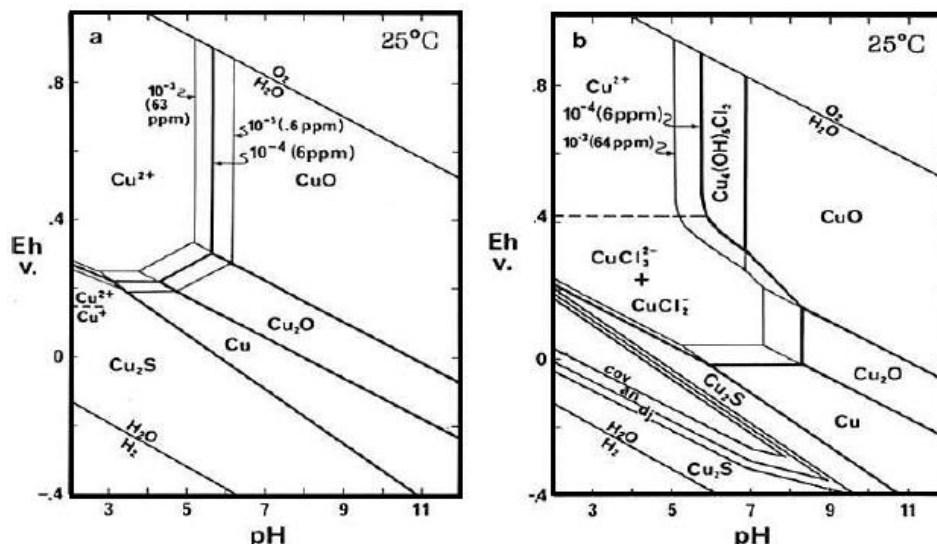
با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی، بررسی سیر تحول عناصر اصلی و فرعی موجود در سنگ، روندهای مهاجرت این عناصر در جهت تفریق و تبلور ماگما امکان‌پذیر است. با به کارگیری نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی، عوامل مؤثر در تغییر شیمی ماگما، منشأ و خاستگاه واحدهای سنگی، به دست می‌آید. چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در محیط‌های سنگی هر منطقه و تشخیص ارتباط و وابستگی عناصر با یکدیگر در مطالعات ژئوشیمیایی مورد بررسی قرار می‌گیرند و اهمیت به سزایی در جهت تعیین ویژگی‌های محیط تشکیل و فرآیندهای مؤثر در تشکیل ذخایر معدنی دارند (پیرسی^۱، ۲۰۱۱). در مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی، داده‌های ژئوشیمیایی جهت تعیین نام سنگ‌های دربرگیرنده و سنگ منشأ و همچنین رابطه ژئوشیمی عناصر سازنده کانسار با یکدیگر و با سنگ منشأ مورد استفاده قرار می‌گیرند. در این فصل داده‌های ژئوشیمیایی حاصل از آنالیزهای XRF و ICP-MS در بررسی ژئوشیمیایی سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی و کانسنگ مس مورد استفاده قرار گرفته است.

۵-۲ ژئوشیمی مس

مس بیست و چهارمین عنصر فراوان در پوسته زمین با فراوانی کمتر از ۰/۱ درصد در دسته عناصر پایه قرار دارد. نماد این عنصر، Cu و عدد اتمی آن ۲۹ می‌باشد. مس یک عنصر فلزی با قابلیت انعطاف‌پذیری (چکش‌خواری)، شکل‌پذیر، به رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز، دارای جلالی فلزی، وزن اتمی ۶۳/۵۴، دمای ذوب آن ۲۵۹۵ درجه سانتی‌گراد، مقاوم در برابر خوردگی و دیامغناطیس است. مس یکی از فلزات غیرآهنی است که بیش‌ترین کاربرد را بعد از آلومینیوم در گروه فلزات پایه غیرآهنی دارا است. مس تنها فلزی است که به صورت خالص، به مقدار زیاد در توده‌های بزرگ یافت می‌شود و رسانای الکتریکی

^۱ Piercey

و حرارتی خوبی می‌باشد (مورتیمر^۱، ۱۹۸۶؛ میترا^۲، ۲۰۱۰). از لحاظ ژئوشیمیایی مس خاصیت سیدروفیل و کالکوفیل دارد. تغییرات pH و Eh و کمپلکس‌های کلریدی، رفتار مس را در دماهای پایین کنترل می‌کنند (مینارد^۳، ۱۹۸۳)، (شکل ۵-۱). مس تحت شرایط اکسیداسیون و pH متوسط تا پایین، دارای محدوده قابلیت انحلال وسیعی می‌باشد. همچنین، از آنجایی که مس تحت شرایط احیایی، بایستی به صورت سولفید یا مس طبیعی ته‌نشین شود، از این رو مس تمایل دارد از نواحی اکسیداسیون مهاجرت کرده و در نواحی احیایی متمرکز شود. اکثر کانسارهای مس حاوی نقره هستند. نسبت مس به نقره این کانسنگ‌ها نزدیک به نسبت پوسته‌ای می‌باشد (رز^۴، ۱۹۷۶).



شکل ۵-۱- انحلال‌پذیری مس در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد به عنوان تابعی از pH و Eh، که نشان‌دهنده افزایش pH در حضور کلر می‌باشد. به دلیل حضور کلر، محدوده پایداری مس به شکل محلول کمپلکس افزایش می‌یابد. (a) بدون کلر و (b) در حضور کلر (رز، ۱۹۷۶).

۵-۳ ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار

به منظور بررسی ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی و کانسار مس منطقه دره‌تخت، تعداد ۱۳ نمونه از سنگ درونگیر به روش XRF و تعداد ۱۰ نمونه به روش ICP-MS (۴ نمونه کانسنگ

^۱Mortimer

^۲ Mathur

^۳ Maynard

^۴ Rose

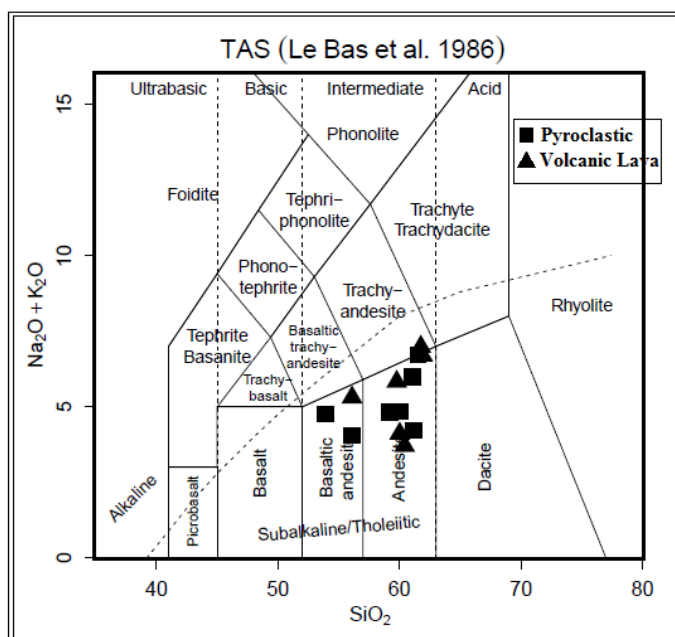
و ۶ نمونه سنگ‌های درونگیر)، مورد آنالیز قرار گرفت که نتایج آن به صورت جدول در (پیوست‌های ۳ و ۴) ارائه شده است. در این بخش از مطالعات انجام‌شده سعی شده است که با استفاده از تجزیه‌های شیمیایی و نمودارهای مختلف، شرایط تشکیل سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی بررسی شود.

۵-۳-۱ نامگذاری سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی

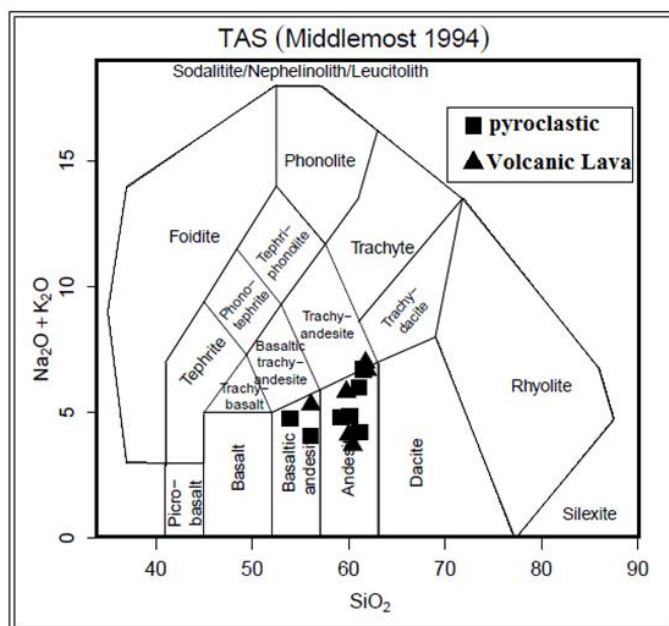
نمودارهای قلیایی کل-سیلیس، یکی از سودمندترین روش‌های رده‌بندی موجود برای سنگ‌های آتشفشانی است. استفاده از سیلیس در طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین اهمیت خاصی دارد؛ زیرا سیلیس اکسید اصلی سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین به شمار می‌رود و مقدار سیلیس در هر مذاب، خواص فیزیکی و ساختمانی آن را کنترل می‌کند. همچنین استفاده از مقادیر Na_2O و K_2O در محاسبات همراه با سیلیس اهمیت دارد، به طوری که با تعیین درجه اشباع از سیلیس سنگ‌های ماگمایی می‌توان سنگ‌های ساب‌آلکالن، آلکالن یا هیپرآلکالن را از هم جدا نمود. زیرا مقادیر SiO_2 ، Na_2O و K_2O یک سنگ، معمولاً تعیین‌کننده مقدار و نوع کانی‌های فلسیک یک سنگ است (میدلموست^۱، ۱۹۹۴). داده‌های ژئوشیمیایی که از تجزیه سنگ گرفته شده‌اند، به صورت درصد وزنی اکسیدهای اصلی روی نمودار رده‌بندی پیاده می‌شود. نمودار TAS، سنگ‌ها را بر پایه مقدار سیلیس به گروه فرابازی، بازی، حدواسط و اسیدی تقسیم می‌کنند. براساس ترکیب شیمیایی، سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی در نمودار (ل باس و همکاران^۲، ۱۹۸۶)، که برمبنای درصد وزنی آلکالن ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل درصد وزنی سیلیس (SiO_2) رسم شده است، سنگ‌های دربرگیرنده کانسار دره‌تخت عمدتاً در محدوده آندزیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت‌بازالتی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲). در نمودار SiO_2 در برابر ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)، (میدلموست، ۱۹۹۴)، نشان داده شده در شکل (۵-۳)، نمونه‌ها در محدوده آندزیت، آندزیت‌بازالتی و تراکی‌آندزیت قرار می‌گیرند.

^۱ Middlemost

^۲ Le Bas et al. ,



شکل ۵-۲- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار مس دره تخت در نمودار SiO_2 در برابر $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ و (Tas (Le Bas et al, 1986). نمونه‌ها دارای ترکیبات، آندزیت، تراکی آندزیت و آندزیت بازالتی هستند.

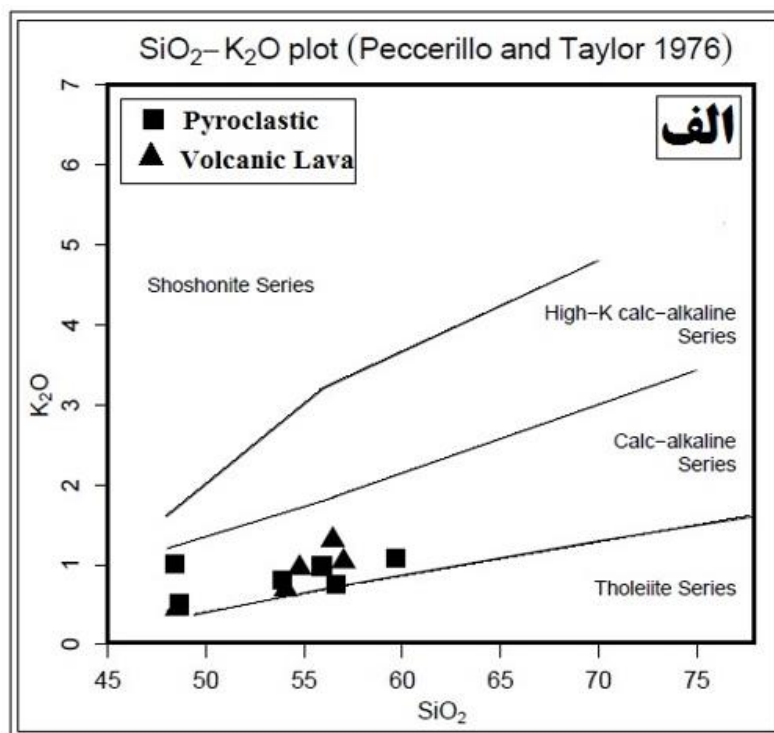


شکل ۵-۳- موقعیت سنگ‌های دربرگیرنده کانسار مس دره تخت، در نمودار SiO_2 در برابر $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ، (Middlemost, 1994). ترکیبات نمونه‌های سنگی از آندزیت تا آندزیت بازالتی متغیر است.

۵-۳-۲ تعیین سری ماگمایی

در مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی، تعیین سری ماگمایی سنگ درونگیر کانسار کمک شایانی در مقایسه کانسار با تیپ‌های دیگر و پیدا کردن تیپ و در نهایت منشأ کانی‌سازی می‌نماید. به منظور تعیین سری‌های ماگمایی سنگ‌های آذرین، نمودارهای مختلفی ارائه شده است. تفاوت این نمودارها در خطوط و یا منحنی‌هایی است که قلمرو سری‌های مختلف را از یکدیگر جدا می‌کنند.

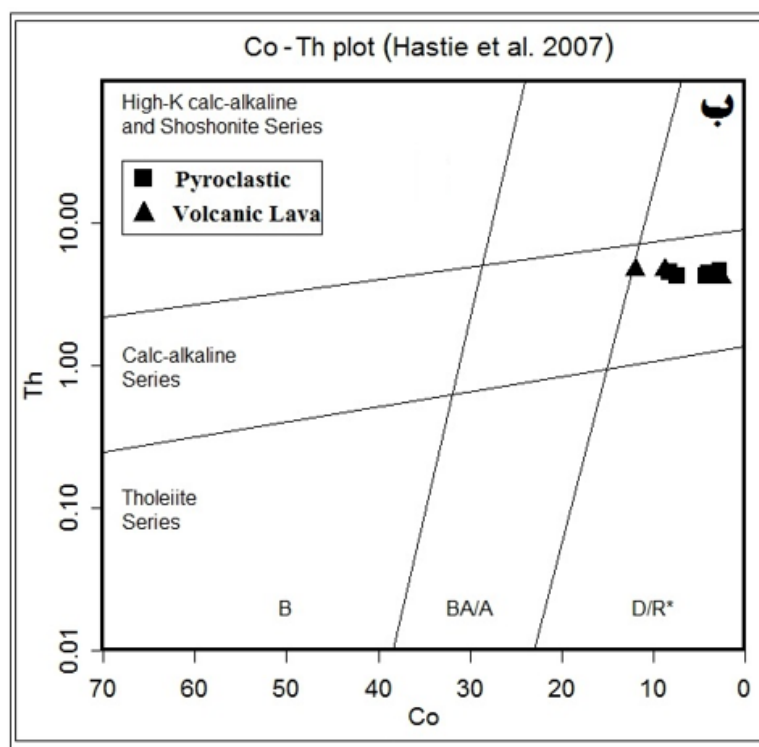
براساس نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پسریلو و تیلور^۱، ۱۹۷۶) و نمودار Th در مقابل CO (هاستی و همکاران^۲، ۲۰۰۷)، سنگ‌های مورد بررسی در قلمروهای کالک‌آلکالی با پتاسیم متوسط قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۵). ماگماهای کالک‌آلکالن حاصل اختلاط ماگماهای منشأ گرفته از گوشته و پوسته‌اند (تاتسومی و تاکاشی^۳، ۲۰۰۶). عناصر غیرمتحرک، به ویژه Th و CO به عنوان ابزاری مناسب در تفکیک سرشت ماگمایی و نوع سنگ‌های تغییر یافته (دگرگون شده و هوازده) استفاده می‌شوند (وثوقی‌عابدینی و همکاران، ۱۳۸۸).



^۱ Peccherillo & Taylor

^۳ Tatsumi & Takahashi

^۲ Hastie et al.,



شکل ۴-۵- الف) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccherillo and Taylor, 1976) و ب) نمودارهای Th در مقابل CO (Hastie et al., 2007). تمامی نمونه‌ها در سری ماگمایی کالک‌آلکالن و بعضاً سری تولیتی قرار می‌گیرند.

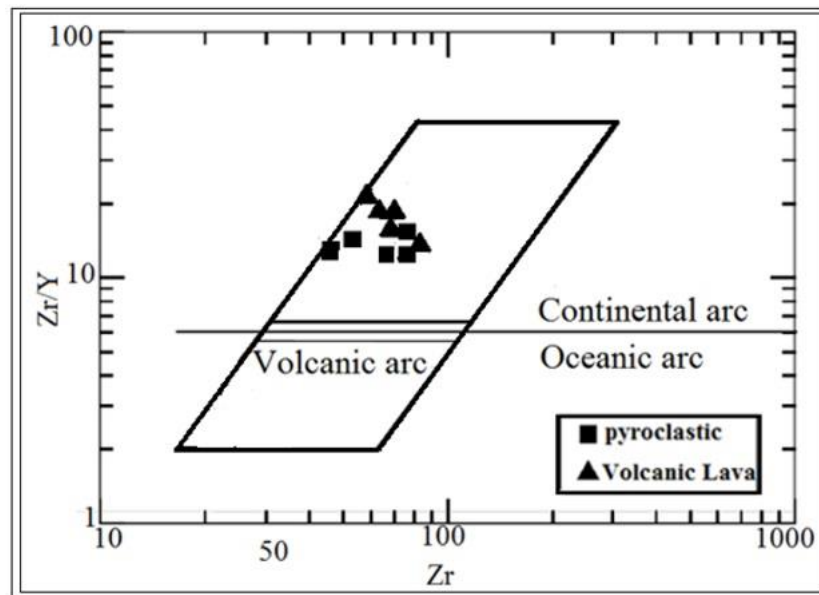
۳-۳-۵ جایگاه تکتونیکی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار

نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونوماگمایی، نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی هستند که در آن ماگماهای تولید شده و جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی می‌توانند بر اساس شیمی خود از یکدیگر متمایز شوند. در این نمودارها ماگمای تشکیل شده در جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف بر اساس تغییرات ژئوشیمیایی متفاوت عناصر اصلی، فرعی و کمیاب از یکدیگر جدا می‌شوند (ترنر و همکاران^۱، ۱۹۹۶). در این پژوهش برای تعیین محیط تکتونوماگمایی نمونه‌های سنگی برداشت شده از نمودارهای نسبت Zr/Y در مقابل Zr (پیرس و نوری^۲، ۱۹۷۶)، استفاده شده است؛ به این صورت که نسبت $Zr/Y > 3$ به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و اگر این نسبت $Zr/Y < 3$ به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارد. نمونه‌ها در گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵)، که احتمالاً در ارتباط با فرورانش

^۱ Turner and et al.

^۲ Pearce & Norry

یک ورقه اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای تشکیل شده‌اند (فرانسچلی و همکاران^۱، ۲۰۰۳). ماگماهای جزایر قوسی بیشتر ترکیب آندزیت‌بازالتی و به مقدار کمتری پتاسیم دارند (استرن^۲، ۲۰۰۲). براساس نمودارهای مثلی وود^۳ (۱۹۸۰)، کانسار مس دره‌تخت با بازالت‌های کمان قاره‌ای (CAB)، مطابقت دارد (شکل ۵-۶).

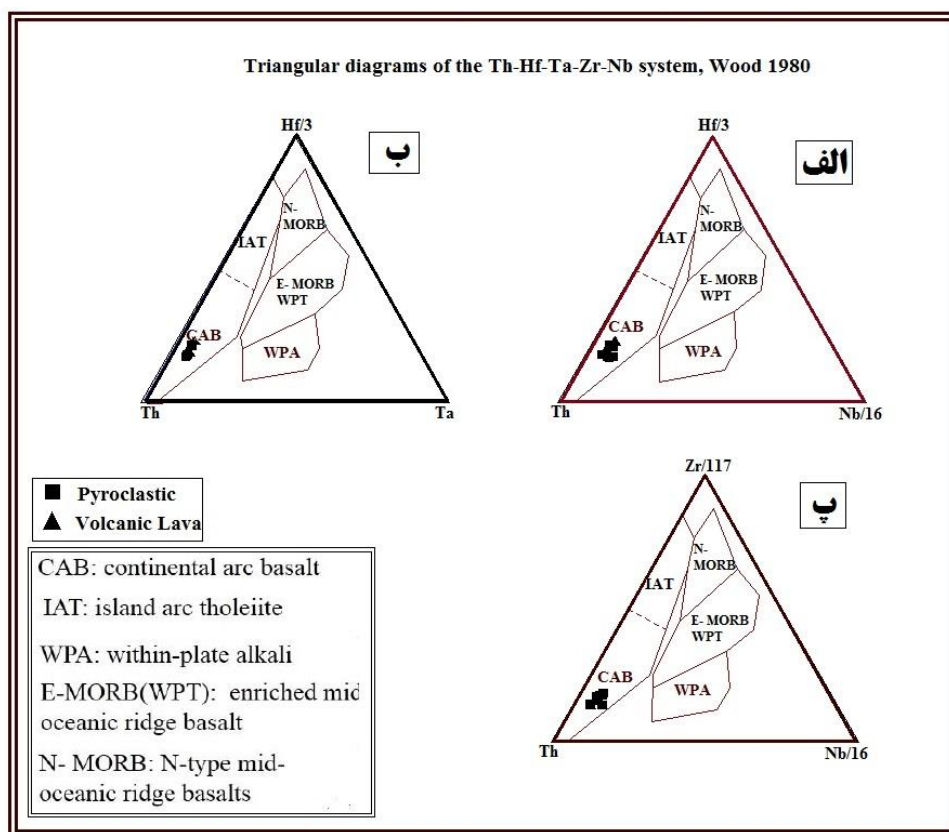


شکل ۵-۵- نمودار تغییرات Zr در برابر Zr/Y. همانطور که انتظار می‌رود، محیط تکتونیکی کانسار، مرتبط با قوس‌های (کمان) آتشفشانی قاره‌ای است.

^۱ Franceschelli et al.

^۳ Wood

^۲ Stern



شکل ۵-۶- نمایش موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مثلثی (Th-Hf-Ta-Zr-Nb)، (Wood, 1980). محیط تشکیل با بازالت‌های قاره‌ای مطابقت دارد.

۵-۳-۴ نمودارهای عنکبوتی

نمودارهای عنکبوتی جهت بررسی میزان تغییرات و تحولات ماگمای مولد نسبت به ماگمای اولیه و همچنین منشأ و روابط ژنتیکی آن‌ها از اهمیت خاصی برخوردار هستند. برطبق دیاگرام عنکبوتی در شکل (۵-۸)، K و Sr در نمونه‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی نشان می‌دهند که با حضور فراوان پلاژیوکلاز در آن‌ها مطابقت دارد. غنی‌شدگی این عناصر حاصل فقدان تفریق پلاژیوکلاز یا حضور آن‌ها در فازهای باقی‌مانده در منشأ و تجمع پلاژیوکلاز به عنوان یک فاز غالب در این نمونه‌ها می‌باشد (جهانگیری، ۲۰۰۷). در مورد آنومالی منفی Nb نظریات مختلفی وجود دارد، از جمله؛ (۱) این آنومالی نشان‌دهنده پایین بودن مقدار این عنصر در رسوبات همراه ورقه فروزانده است، (۲) بالابودن نسبت بار به شعاع در این عنصر می‌تواند باعث نامحلول شدن آن در سیالات آبدار شده و به اندازه کافی به بخش گوشته‌ای منتقل

نشود و ۳) درجه پایین ذوب‌شدگی در مناطق قوس باعث تمرکز پایین این عنصر در مذاب می‌شود (ماکادو و همکاران^۱، ۲۰۰۵). باتوجه به این که پلاژیوکلاز یکی از کانی‌های بارز در تمام نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه است، تمام نمونه‌ها دارای آنومالی مثبت در میزان Eu می‌باشند. غنی‌شدگی عناصر LREE و تهی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین HREE، آنومالی مثبت Pb و تهی‌شدگی عناصر Ta، P، Nb و Ti نیز شاخص ماگماتیسم محیط‌های فروران‌ش و از ویژگی‌های ماگماهای قوسی است. آنومالی منفی عناصر Nb، Ti، P در نمودار عنکبوتی همراه با یک غنی‌شدگی مشخص از عناصر K، Th و Sr از ویژگی‌های مهم سنگ‌های ماگمایی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی است که در اثر عملکرد سیالات ناشی از فروران‌ش به وجود می‌آیند (رولینسون^۲، ۲۰۱۴). شاخص‌های تهی‌شدگی Nb و Ti عبارتند از: الف) شاخص ماگماتیسم مرتبط با فروران‌ش (ساجونا و همکاران^۳، ۱۹۹۶؛ ویلسون^۴، ۲۰۰۷؛ کاسکو و گنلی^۵، ۲۰۰۸، ب) مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی (رولینسون، ۱۹۹۳)، و پ) فقر منبع، پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آن‌ها طی فرایند تفریق باشد (وو و همکاران^۶، ۲۰۰۳). در منطقه مورد مطالعه علت این تهی‌شدگی، فرآیندهای فروران‌ش و آلودگی پوسته‌ای می‌باشد. به طور کلی، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را می‌توان به دو عامل درجه ذوب بخش پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای غنی‌شده و آرایش ماگمایی توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (سریواستاو و سین^۷، ۲۰۰۴).

^۱Machado

^۲Rollinson

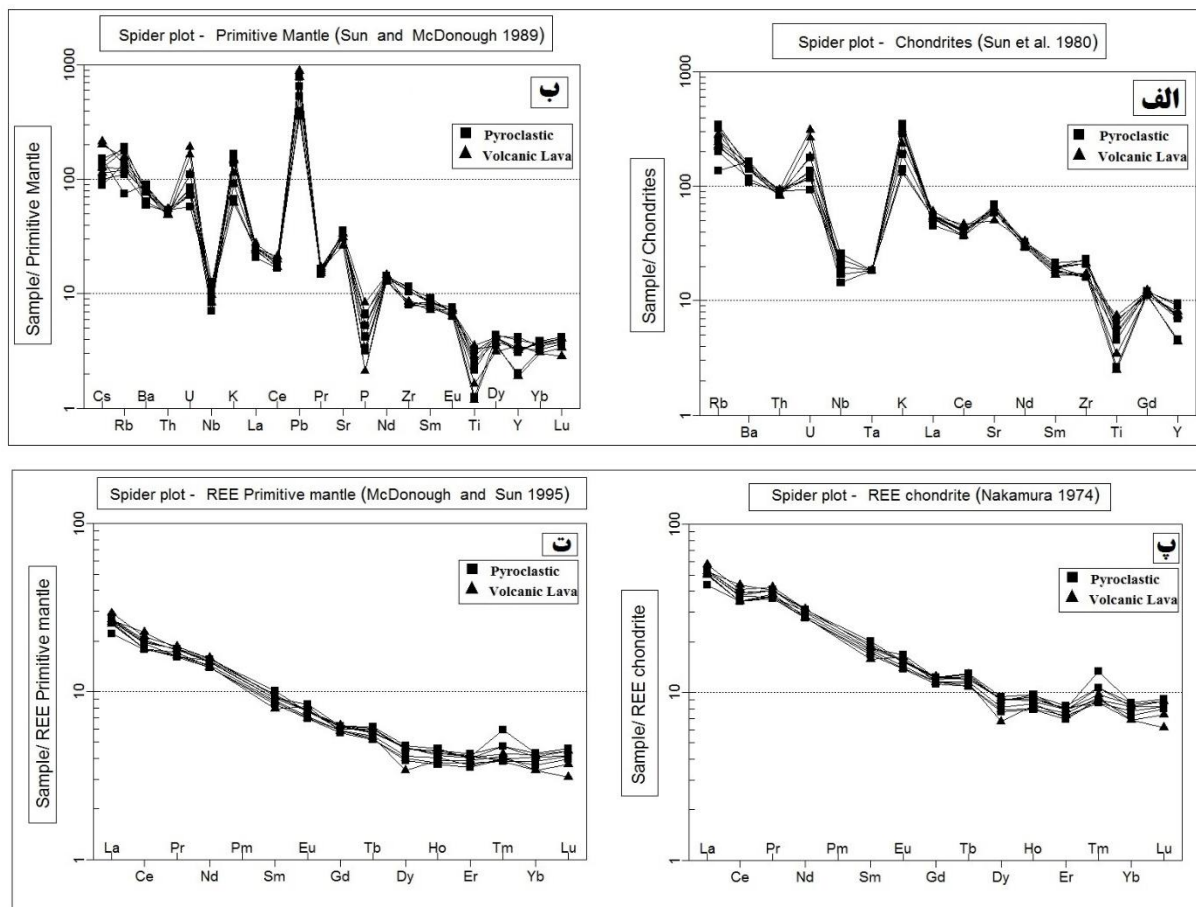
^۳Sajona et al.,

^۴Wilson

^۵Kuscu & Geneli

^۶Wu et al.,

^۷Srivastava & Singh



شکل ۵-۷- نمودارهای عنکبوتی عناصر جزئی و کمیاب به‌هنجار شده: الف نسبت به کندریت ب نسبت به گوشته اولیه (Sun et al., 1980; McDonough and Sun., 1989). نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب به‌هنجار شده: الف نسبت به کندریت و ب نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun., 1995; Nakamura, 1974).

۴-۵ ژئوشیمی کانسنگ

باتوجه به اینکه Ce^{+3} در محیط‌های اسیدی پایداری پایین‌تری از محیط‌های خنثی و قلیایی دارد و با در نظر گرفتن اینکه تقریباً در تمام نمودارها سریوم تحرک چندانی نداشته است، می‌توان pH خنثی (غیراسیدی) را برای محلول‌های کانه‌ساز در نظر گرفت (وندلندت^۱، ۱۹۹۷). نسبت بسیار پایین La/Y (کمتر از یک) شرایط اسیدی و (بیشتر از یک) شرایط قلیایی را نشان می‌دهد. در نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت در منطقه دره‌تخت ۱/۱۷ می‌باشد و شرایط قلیایی را برای سیال نشان می‌دهند. براساس نمودارهای عنکبوتی، تمام نمونه‌ها دارای آنومالی مثبت در میزان Eu می‌باشند. بنابراین وجود یک فاز احیایی در محیط قابل تأیید است که در این حالت کانه‌ها در دمای حدود ۲۰۰ درجه ته نشین می‌شوند. به اعتقاد احیا (۱۳۸۷)، آنومالی مثبت در Eu در شرایط احیایی ایجاد خواهد شد. بی‌هنجاری مثبت Eu می‌تواند در ارتباط با دگرسانی سریسیتی، افزایش سیلیس و حضور اکسیدهای آهن باشد (هندرسون^۲، ۱۹۸۴). روش‌های ژئوشیمیایی، نقش مهمی در تعریف بی‌هنجاری‌های وابسته به کانسارهای دارای بیرون‌زدگی و فاقد بیرون‌زدگی دارند (رابرت و همکاران^۳، ۲۰۰۷). از بین ۳۰ فلز واسطه، فقط Mn, CO, Fe, Cu, Zn, Mo, Au و Ag عموماً ذخایر گرمایی بزرگی را تشکیل می‌دهند. نمونه‌های مورد مطالعه دارای غنی‌شدگی قابل توجهی در عناصر مس، نقره و آهن و به طور ضعیف‌تر سرب، روی، مولیبدن، باریم و نشان می‌دهند. در این بخش، برای مطالعات ژئوشیمی کانسار مورد مطالعه به بررسی چگونگی پراکندگی عناصر و ارتباط و همبستگی عناصر پرداخته می‌شود.

۴-۵-۱ ضریب همبستگی و ارتباط ژئوشیمیایی بین عناصر

شناخت ارتباط متقابل بین عناصر می‌تواند در درک شرایط محیطی، تفسیر دقیق از محیط‌های ژئوشیمیایی، درک بهتر کانه‌زایی منطقه و حتی در معرفی مناطق نهایی کمک شایانی بنماید. وضعیت

^۱ Wendlandt

^۳ Robert et al.

^۲ Henderson

توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی یک کانسار و بررسی ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، از مهم‌ترین موارد در بررسی‌های ژئوشیمیایی جهت تشخیص فرایندهای مؤثر در تشکیل کانسار است (بارنز^۱، ۱۹۷۷). در این بخش به منظور بررسی همبستگی آماری بین متغیرهای کانه‌ساز با یکدیگر در منطقه مورد مطالعه از ماتریس همبستگی رتبه‌ای-پیرسون با استفاده از نرم افزار SPSS انجام پذیرفت. ضریب همبستگی بین دو عدد ۱- و ۱+ متغیر است. وجود همبستگی مثبت بیشتر از ۰/۵+ نشان‌دهنده خروج یا ورود دو عنصر از یک محیط و یا معرف منشأ یکسان دو عنصر است. همبستگی منفی بیشتر از ۰/۵- نشان‌دهنده ارتباط معکوس دو عنصر با یکدیگر می‌باشد. به این معنی که ورود یک عنصر به یک محیط، هم‌زمان با خروج دیگری صورت می‌پذیرد و یا دو عنصر از دو منبع جدا از یکدیگر مشتق شده‌اند. اعداد ۰/۵+ تا صفر و ۰/۵- تا صفر نشان از همبستگی ضعیف یا عدم همبستگی بین زوج عناصر دارد.

۵-۴-۲ ضریب همبستگی بین عناصر در منطقه دره‌تخت

بررسی ضرایب همبستگی بین عناصر در منطقه دره‌تخت، با توجه به جدول (۵-۱) نتایج زیر را ارائه می‌دهد:

جدول ۵-۱- ضرایب همبستگی پیرسون (Pearson) بین عناصر کمیاب در کانسار دره‌تخت.

Correlations															
Ag	1														
As	-.336	1													
Ba	-.112	.569	1												
Co	.019	-.679	-.133	1											
Cu	.973	-.368	-.091	.100	1										
Fe	-.156	-.515	.209	.720	-.049	1									
Mg	.529	-.768	-.671	.302	.556	.134	1								
Ni	-.263	-.359	-.123	.789	-.109	.633	.141	1							
Mo	.269	-.738	-.247	.256	.343	.575	.643	.100	1						
Mn	.214	-.245	-.159	.223	.319	.056	.527	.402	.167	1					
Pb	.313	.094	-.035	-.203	.374	-.464	.230	-.240	-.050	.370	1				
Rb	-.225	-.033	-.271	-.152	-.240	-.233	-.065	-.028	.053	-.093	.029	1			
Ti	-.248	.023	-.298	-.098	-.370	-.136	.106	-.002	-.213	.172	-.541	.044	1		
Zn	-.304	.057	-.426	.180	-.342	-.184	-.208	.347	-.467	-.310	-.380	.420	.295	1	
S	-.239	.481	.326	-.207	-.355	-.420	-.412	-.352	-.684	-.011	.181	-.275	.298	-.111	1
	Ag	As	Ba	Co	Cu	Fe	Mg	Ni	Mo	Mn	Pb	Rb	Ti	Zn	S

**. Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

*, Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

^۱ Barnes, 1997

در میان فلزات پایه، همبستگی بالایی میان مس و نقره ($r=0.973$) وجود دارد. این همبستگی بسیار بالا نشان‌دهنده هم منشأ بودن این دو فلز و ارتباط ژئوشیمیایی قوی بین آن‌ها بوده است؛ هم‌چنین می‌تواند به دلیل وجود این عنصر در سولفوسالت‌ها (تترائدریت، پیرارژیریت و پروستیت) و کولین باشد. همراه بودن مس با نقره نشان‌دهنده پایین بودن فشار مؤثر گوگرد است. با توجه به این نقره همبستگی خوبی با مس نشان می‌دهد و هم‌چنین با توجه به آگاهی از این مطلب که نقره به خوبی در شبکه کانی‌های مس از جمله کالکوسیت و کوولیت جایگزین می‌شود بنابراین انتظار می‌رود، نقره در شبکه کانی‌های مس قرار گرفته باشد. به طور کلی عنصر نقره به انحلال مس و سرعت استخراج مس از کانی‌هایی مانند کالکوپیریت کمک می‌کند (میلر و همکاران^۱، ۱۹۸۱). سرب و روی همبستگی بسیار ضعیفی با هم دارند. آهن با نیکل ($r=0.633$)، و کبالت ($r=0.724$) دارای همبستگی مثبت دارد. ژئوشیمی عناصر کبالت و نیکل نیز شبیه هم‌اند و مقدار این دو عنصر در تمامی نمونه‌ها پایین می‌باشد. آرسنیک با مولیبدن ($r=0.7$) همبستگی منفی را نشان می‌دهند. بین مولیبدن و منیزیم همبستگی مثبت وجود دارد. گوگرد با اکثر فلزات از جمله؛ مس، سرب، روی، نقره و به ویژه با مولیبدن همبستگی منفی نشان می‌دهند. منیزیم با آرسنیک و باریم همبستگی بسیار ضعیفی دارد.

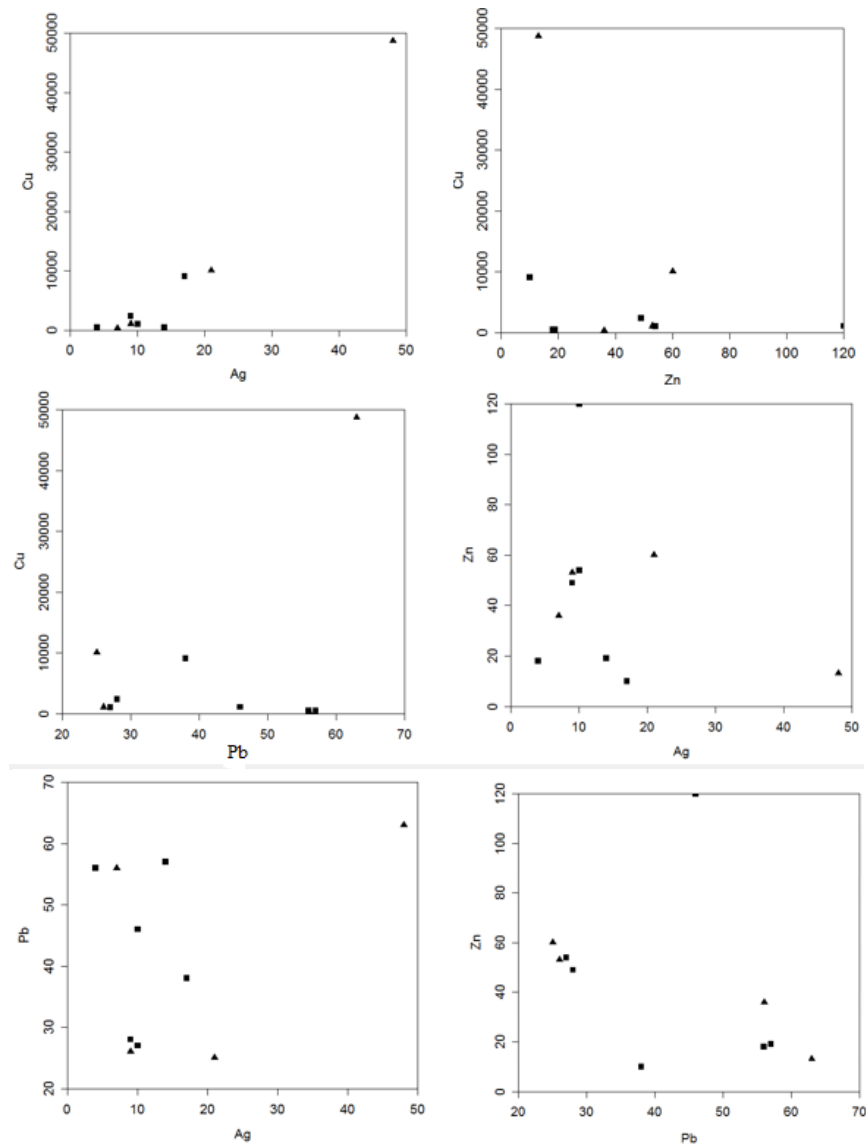
۵-۴-۳ نمودارهای پراکندگی بین عناصر و تغییرات برخی عناصر در واحدهای سنگی منطقه

نمودارهای پراکندگی بین عناصر Cu-Ag، Cu-Zn، Cu-Pb، Zn-Ag، Pb-Ag و Zn-Pb در کانسار دره-تخت رسم شده است (شکل ۵-۹). به منظور دستیابی به خصوصیات ژئوشیمیایی کانسار، نمونه برداری به روش‌های مختلف شامل نمونه برداری از رخنمون‌های سطحی و پس از آماده‌سازی نمونه‌ها، جهت تجزیه شیمیایی مورد استفاده قرار گرفت. برای این منظور نمونه برداری به صورت سیستماتیک و عمود بر روند لایه‌بندی طبقات از بخش‌های مختلف صورت گرفت. هدف از این کار بررسی تغییرات و

^۱ Miller et al.

همبستگی عناصر در افق‌های کانه‌دار و سنگ‌های درونگیر آن‌ها می‌باشد. نتایج حاصل از آن تغییرات،

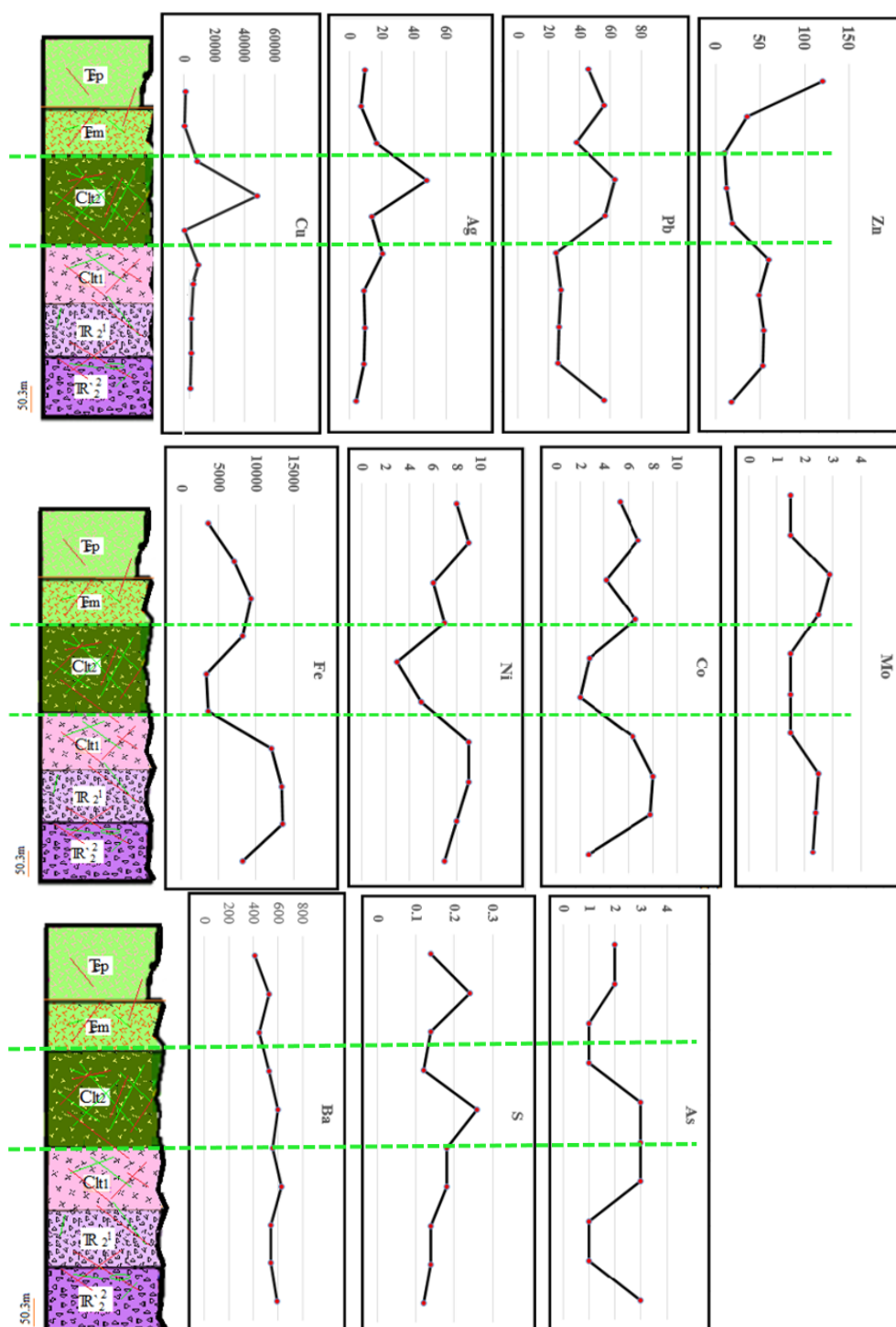
Cu, Ag, Pb, Zn, Ni, Co, Fe, Ba, As, Mo و S را نشان می‌دهد شکل (۵-۱۰).



شکل ۵-۸- نمودار ضریب همبستگی بین عناصر Cu-Ag, Cu-Zn, Cu-Pb, Zn-Ag, Pb-Ag و Zn-Pb در کانسار دره‌تخت. در این نمودارها بین مس و نقره رابطه خطی مثبتی وجود دارد. بین مس، سرب و روی رابطه ضعیفی مشاهده می‌شود. بین سرب و روی نیز ارتباط ضعیفی مشاهده می‌شود. رابطه نقره نیز با این عناصر مشابه مس می‌باشد.

در توالی سنگ‌های موجود در منطقه معدنی دره‌تخت، به طور کلی واحد کانه‌زایی محل تجمع اصلی اکثر عناصر مذکور می‌باشند. بیش‌ترین میزان مس مربوط به واحد سنگ درونگیر و افق کانه‌دار

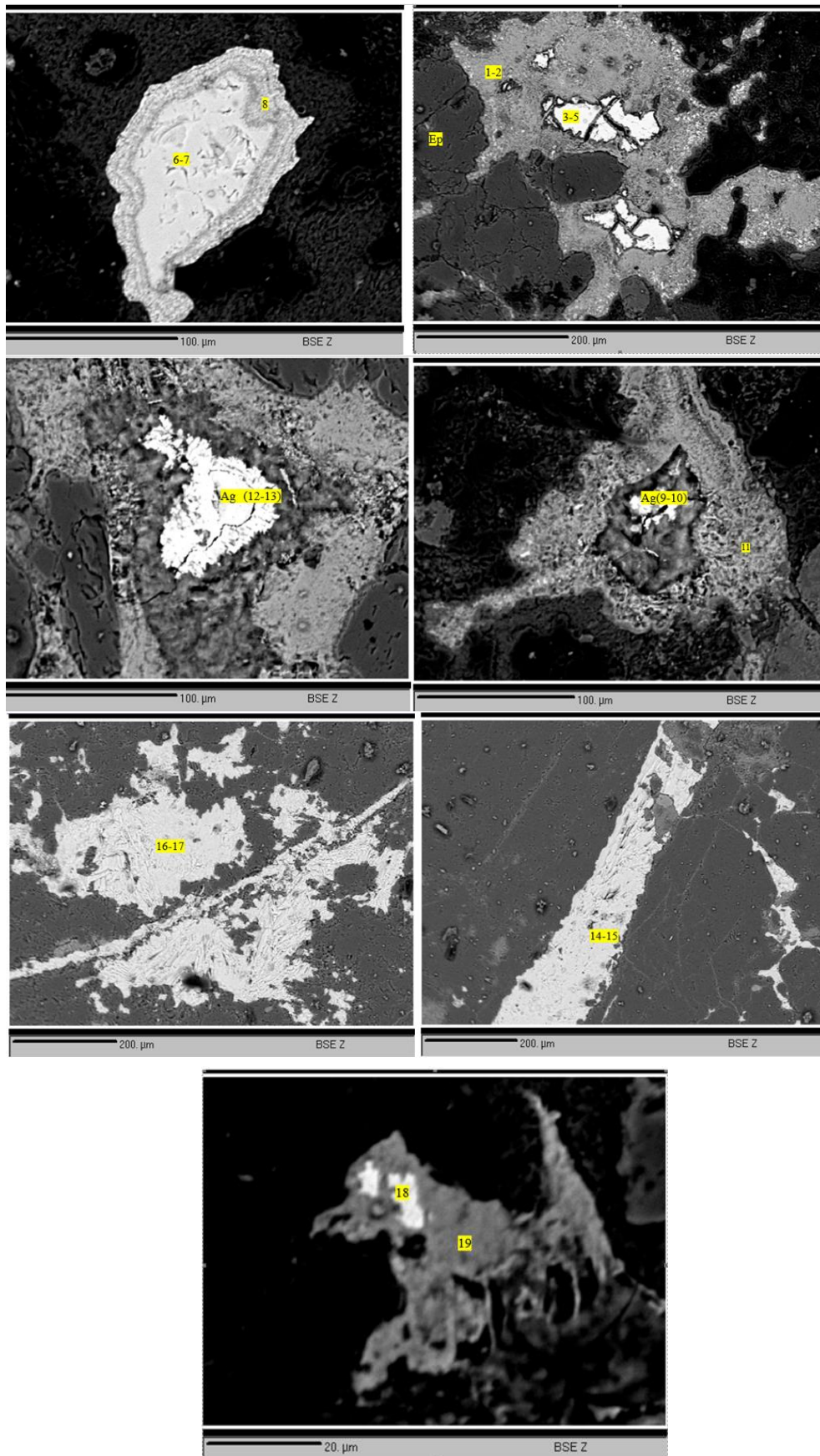
(Cl_{t1}, Cl_{t2}) صورت دانه پراکنده و رگه- رگچه‌ای و کمتر در گدازه‌های آتشفشانی مشاهده می‌شود. میزان سرب و آهن در افق کانهدار متوسط بوده و میزان نیکل و روی روند کاهشی را در پیش گرفته‌اند. بقیه عناصر تغییرات قابل ملاحظه‌ای را نشان نمی‌دهند.



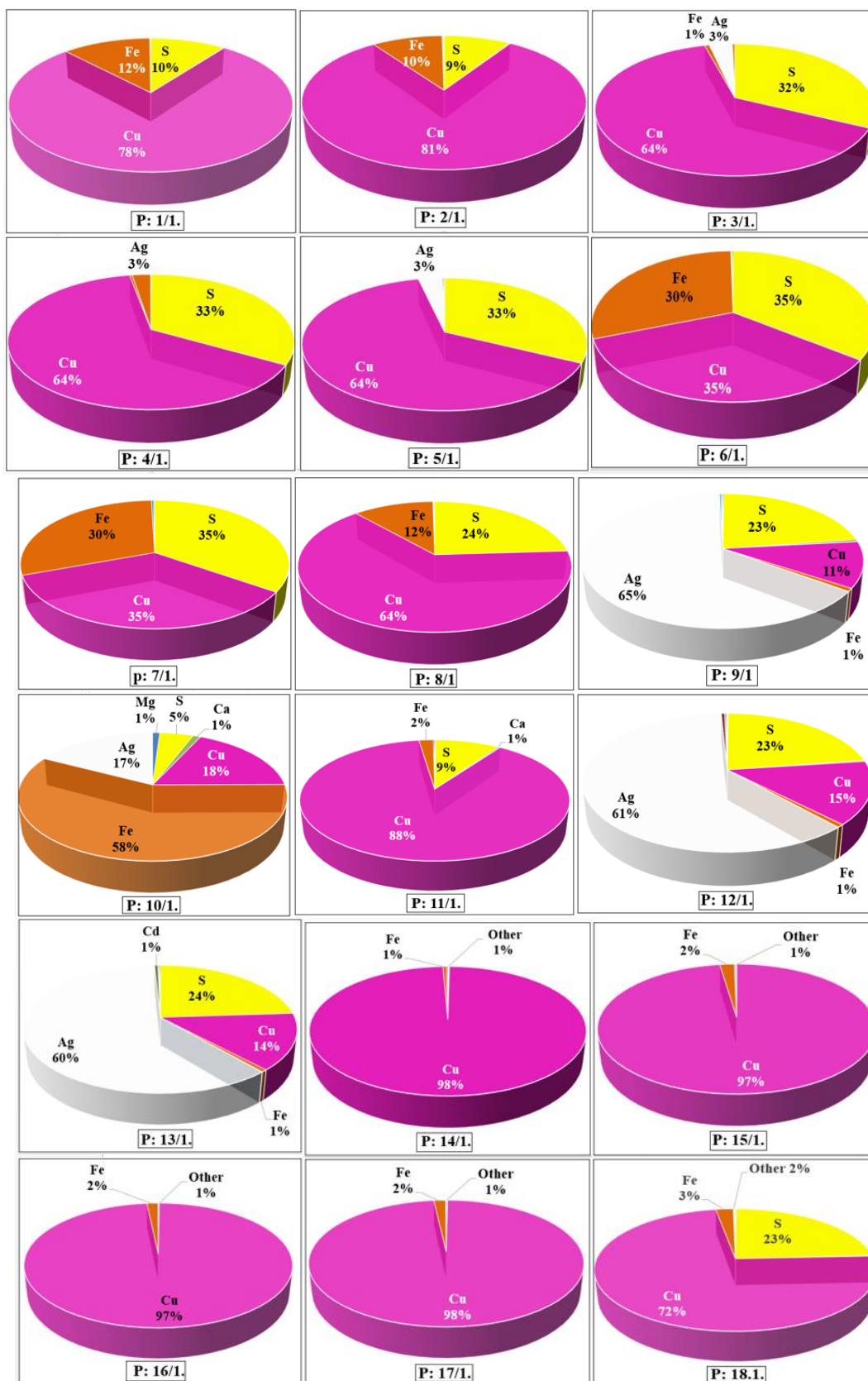
شکل ۵-۹- ستون چینه‌شناسی مربوط به افق کانهدار و مقایسه آن با برخی فلزات.

۵-۵ الکترون مایکرو پروپ (EPMA)

یکی از ابزارهای کارآمد که می‌توان فرآیند تشکیل و تحولات کانی زایی را بررسی کرد، آنالیز نقطه‌ای یک کانی می‌باشد. آنالیز الکترون مایکروپروپ از سایر روش‌هایی که در آنالیز مواد در زمین‌شناسی به کار می‌روند، متمایز بوده و در آن تحریک و آنالیز شیمی در منطقه انتخاب شده‌ای از نمونه با قطر تا حد امکان کوچک، در روی سطح نمونه صورت می‌گیرد. در این روش نمونه‌ها به صورت مقاطع نازک یا مقاطع صیقلی که در داخل رزین قرار دارند، این تکنیک توانایی تشخیص ترکیب یک کانی منفرد را در داخل یک مقطع یا تغییرات ترکیب را در یک دانه دارا است. برای انجام این کار در کانسار مس دره‌تخت تعدادی مقاطع صیقلی تهیه شد و پس از مطالعات میکروسکوپی، تعدادی از نقاط مشکوک به نقره و مس طبیعی، هم‌چنین برای تعیین درصد و نوع عناصر تشکیل‌دهنده فازهای سولفیدی مورد آنالیز الکترومیکروپروپ قرار گرفتند. نتایج حاصل شده به صورت جدول در (پیوست ۵)، ارائه شده است. در شکل (۵-۱۱)، تصاویر مربوط به پس پراکنش (BSE) است که کانی‌های موجود در نمونه و نقاط آنالیز شده را نشان می‌دهد. برای تعیین درصد کانی‌های تشکیل‌دهنده این نتایج از نمودارهای دایره‌ای استفاده شده است (شکل ۵-۱۲). نمونه آنالیز شده حاوی کانه‌های مس طبیعی، کالکوسیت، کوپریت، کالکوپریت است. برای اولین بار در منطقه کانی‌های نقره دار، پیرارژیریت، پروستیت و تتراندیریت‌ها شناسایی شدند، که در جدول (۵-۳) ارائه شده است.



شکل ۵-۱۰- تصاویر پس پراکنش (BSE)، کانی‌های موجود در نمونه اعداد روی تصاویر نشانگر نقاط آنالیز است.



شکل ۵-۱۱- نمودارهای دایره‌ای جهت تعیین درصد مشارکت عناصر در کانه‌ها.

جدول ۵-۳- نامگذاری کانی‌های شناسایی شده به روش آنالیز (EPMA).

No.	Point	Formula	Name	Unit (%)				
				Cu	S	Ag	As	Sb
1	14/1, 15/1, 16/1, 17/1, 19/1	Cu	Native Copper	95- 98	<100ppm	<100ppm	<100ppm	<100ppm
2	11/1	Cu ₂ O	Cuprite	88	9	<100ppm	<100ppm	<100ppm
3	1/1,2/1, 18/1	Cu ₂ S	Chalcocite	78- 81	9-10	<100ppm	<100ppm	<100ppm
4	3/1, 4/1, 5/1, 8/1	Cu ₅ FeS ₄	Bornite	64	24-33	<100ppm	<100ppm	<100ppm
5	6/1, 7/1	CuFeS ₂	Chalcopyrite	35	35	<100ppm	<100ppm	<100ppm
6	12/1, 13/1	Ag ₃ SbS ₃	Pyrargyrite		23-24	60-61	<100ppm	<100ppm
7	9/1	Ag ₃ AsS ₃	Proustite	11	23	65	<100ppm	<100ppm
8	10/1	(Cu, Ag) ₃ (As, Sb)S ₃ -4	Tetrahedrite	18	5	17	<100ppm	<100ppm

**فصل ششم: الگوی تشکیل، تیپ
کانی سازی، نتیجه گیری و
پیشنهادات**

ارائه یک الگوی زمین‌شناختی و پیشنهاد یک راه کار اکتشافی مبتنی بر مطالعه کانسارهای مشابه، یکی از مهم‌ترین اهداف مطالعه هر کانسار می‌باشد که در گرو شناخت دقیق عوامل کنترل‌کننده تشکیل و نحوه تمرکز ماده معدنی است. کانه‌زایی مس دره‌تخت در منطقه ازنا، درون توالی آتشفشانی تریاس در پهنه سنج-سیرجان رخ داده است. در این بخش با استفاده از مطالعات انجام شده بر روی ویژگی‌های مختلف یک کانسار از جمله مطالعات ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی، دگرسانی و نظایر آن‌ها و شناسایی پدیده‌هایی که منجر به تشکیل و تمرکز عناصر در کانسار شده است، به ارائه الگوی مناسب تشکیل آن می‌پردازیم.

۲-۶ شرح مختصری از شواهد ژنتیکی موجود در ارتباط با کانه‌زایی

زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه: منطقه دره‌تخت، در بخش شمال غربی پهنه سنج-سیرجان، قرار می‌گیرد. واحدهای سنگی مورد مطالعه به سه مجموعه مختلف با محدوده سنی تریاس تا ائوسن قابل تفکیک می‌باشند که عبارتند از: ۱) واحدهای رسوبی (آهک و آهک‌دولومیتی چرت‌دار و شیست)، ۲) گدازه‌های آتشفشانی (آندزیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت‌بازالتی) و ۳) مجموعه واحدهای آذرآواری (کریستال توف و لیتیک توف)، (شکل ۳-۲). روند تمامی واحدها شمال غربی- جنوب شرقی $N65^{\circ}W$ به موازات پهنه سنج-سیرجان می‌باشد. تمامی واحدهای سنگی فوق در حد رخساره شیست سبز متحمل دگرگونی شده‌اند. بافت این سنگ‌ها اغلب پورفیری و پورفیری با زمینه میکرولیتی، آمیگدالوئیدال و گلوپورپورفیری می‌باشد. این سنگ‌ها به سری‌های ماگمایی کالک‌آلکالن تعلق دارند و در طی یک رژیم زمین‌ساختی از نوع محیط‌های فرورانش و ماگماهای قوسی تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها ذاتاً حاوی مس و عناصر همراه آن می‌باشد. لذا منشأ مس در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به مجموعه آذرآواری و گدازه‌های آتشفشانی نسبت داد.

کانه‌زایی و دگرسانی: کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه، موازی با روند طبقات نیست، بلکه کانه‌زایی تابع لیتولوژی خاصی است که در داخل میزبان به صورت یک باند (استراتاباند)، در بین واحد آهکی در بالا و مجموعه گدازه‌ای در پایین با روند NW-SE و همراه با درزه و شکستگی‌های فراوان رخ داده است، که نشانگر وضعیت چینه‌کران و اپی‌ژنتیک بودن کانه‌زایی در این منطقه است. در منطقه دره‌تخت کانه‌زایی گرمابی به صورت رگه‌ای (شکافه پرکن) در طول صفحات گسلی و شکستگی‌ها و به صورت رگه‌ای و رگه-رگچه‌ای در سنگ‌های میزبان گدازه‌ای و آذرآواری رخ داده است. بر اساس بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی مجموعه دگرسانی‌ها در مناطق مورد مطالعه عبارتند از: کلریتی، اپیدوتی، سرسیتی، سیلیسی، کربناتی و پهنه‌های قرمز اکسیدهای آهن. به عقیده بیرلین و همکاران (۱۹۹۹)، سیالات گرمابی عامل کانی‌سازی و دگرسانی در محیط‌های دگرگونی می‌توانند حاصل بخارزدایی و آب‌زایی سنگ‌های دگرگونی، منشأ جوی یا مخلوطی از آن دو باشند. با پیشرفت دگرگونی در چنین سیالاتی، قدرت جابه‌جایی عناصر بیش‌تر می‌شود و در درجات پایین دگرگونی، عناصر اصلی و عناصر گروه LILE به راحتی جابه‌جا و در مراحل پیشرفته‌تر عناصر واسطه و عناصر گروه HFSE را جابه‌جا می‌کنند (فان و همکاران، ۲۰۰۰؛ زیوئی و همکاران، ۲۰۰۴). در منطقه مورد مطالعه نیز با توجه به ظهور دگرگونی تا مرحله رخساره شایست‌سبز، عناصر اصلی، عناصر گروه LILE و بخشی از عناصر گروه REE به راحتی جابه‌جا شده‌اند. این شرایط نشان می‌دهد که دگرگونی چندان پیشرفت نکرده است تا بتواند عناصر گروه HFSE را از محیط خارج نماید. محدوده دره‌تخت به لحاظ زمین‌ساختی فعال و دارای گسل‌ها، درز و شکاف و شکستگی‌های فراوان می‌باشد که زمین ریخت‌شناسی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. ارتباط تنگاتنگ تمرکزهای اقتصادی ماده معدنی با گسل‌ها و شکستگی‌ها، فرضیه ایجاد فضای خالی توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها را تقویت می‌کند. در منطقه دره‌تخت سنگ‌های دربرگیرنده کانسار مجموعه آذرآواری با ترکیب آندزیت تا آندزیت‌بازالتی و کمتر گدازه‌های آتشفشانی بوده و در کمر بالای کانی‌سازی مجموعه سنگ‌های رسوبی (آهک‌دولومیتی‌چرت‌دار، آهک‌مارنی و

شیست‌های سبز) به صورت رورانده بر روی این واحد قرار گرفته است. مجموعه گدازه با ترکیب آندزیت تا آندزیت‌بازالتی، در زیر مجموعه آذرآواری (کریستال‌توف، لیتیک‌توف) تشکیل شده است

کانی‌شناسی، ساخت و بافت: ساخت، بافت و نوع کانی‌های شناسایی شده در منطقه نشان از حضور و عملکرد سیالات هیدروترمالی دارند. کانی‌های تشکیل‌دهنده کانسار در چهار گروه: الف) کانی‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولین، پیرارژیریت، پروستیت و تترائدریت)، ب) کانی‌های اکسیدی مس (مالاکیت، آزوریت، کوپریت، مس طبیعی و بروکانتیت)، پ) کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن (هماتیت، مگنتیت، گوتیت و لیمونیت) و ت) کانی‌های باطله (کوارتز، کلسیت و ژیپس) رده‌بندی شدند. مهم‌ترین ساخت‌ها، رگه‌ای، رگه و رگچه‌ای می‌باشند. از عمده‌ترین بافت‌های مشاهده شده می‌توان به بافت رگه و رگچه‌ای، شعاعی، بافت پرکننده فضاهای خالی و دانه پراکنده (افشان) اشاره کرد.

ژئوشیمی: بر اساس مطالعات نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی (XRF, ICP_MS) در فصل پنجم، کانسار مس دره‌تخت یک کانسار چینه‌کران و اپی‌ژنتیک می‌باشد. ترکیبات سنگ‌های درونگیر کانی‌سازی در محدوده آندزیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت‌بازالتی قرار می‌گیرند. سری ماگمایی کالک‌آلکان و جایگاه و محیط تشکیل مرتبط با کمان آتشفشانی قاره‌ای است؛ که با محیط تشکیل کانسارهای مس انطباق دارد.

الکترون مایکرو پروپ: در این روش تعداد ۱۹ نقطه برای آنالیز نقطه‌ای انتخاب شد. به طور کلی نمونه‌های آنالیز شده حاوی کانه‌های مس طبیعی، کالکوسیت، کوپریت، کالکوپیریت و برای اولین بار کانی‌های نقره دار از جمله؛ پیرارژیریت، پروستیت و تترائدریت‌ها شناسایی شدند.

۳-۶ بررسی ژنز و مدل احتمالی تشکیل کانسار دره‌تخت

به منظور ارائه مدل ژنتیکی و نحوه کانی‌سازی در کانسار دره‌تخت و با توجه به مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی انجام شده و نیز عوامل کنترل‌کننده کانی‌سازی رعایت برخی نکات ضروری می‌باشد:

۱- حضور توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در منطقه به سن اواخر تریاس تا اوایل ژوراسیک از جمله؛

دره باغ و گل زرد (بخشی از این توده دچار گسل‌خوردگی و فرسایش شده) و شمال ازنا (به

واسطه محصورشدن در بین سنگ‌های دگرگونی تا حدودی از فرسایش مصون مانده)، همچنین

استوک اسیدی کان‌سرخ، استوک بازیک تا متوسط ده درویشان و استوک‌های میکروگابرو-

آندزیت کان‌سرخ به سن ائوسن.

۲- لیتولوژی سنگ‌های دربرگیرنده (رسوبی، آتشفشانی و آذرآواری) که متحمل دگرگونی در حد

رخساره شیست‌سبز شده‌اند.

۳- سیال کانسار ساز گرمایی (از نوع ماگمایی، دگرگونی و جوی)، در سنگ‌های با لیتولوژی مناسب

جریان یافته و باعث تمرکز مس می‌گردد.

۴- کنترل‌کننده‌های ساختاری (پراکندگی و انتشار فرایندهای کانی‌سازی در ارتباط مستقیم با

سطوح گسلی، شکستگی و درزه‌ای موجود در سنگ‌ها بوده است).

این کنترل‌کننده‌های کانی‌سازی به عنوان فاکتور اساسی در قابلیت نقل و انتقال سیالات کانسار ساز چه

در مقیاس ناحیه‌ای و چه در مقیاس معدنی عمل می‌نمایند. پس از بیان شناخت و معرفی تعدادی از

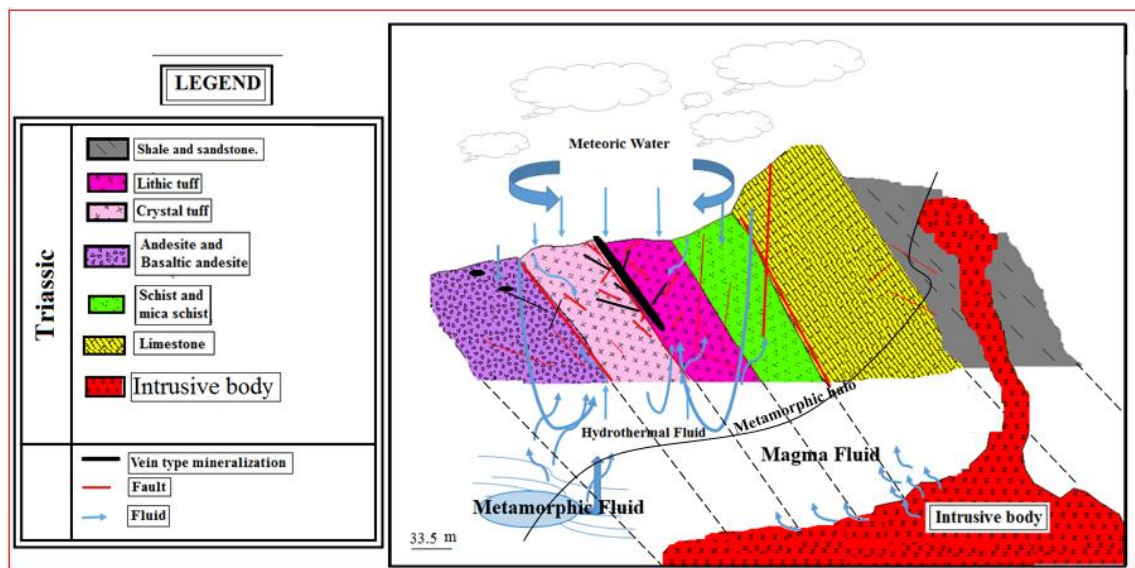
مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی مس منطقه، با توجه به (شکل شماتیک ۶-۱)، می‌توان مدل

کانی‌سازی ارائه نمود:

با توجه به وجود روان‌آب‌های سطحی و نزولات جوی خوب در منطقه، این آب‌ها از طریق شکاف‌ها و

درزها، مسیری جهت ورود به عمق زمین پیدا می‌کنند. این آب‌ها ضمن فرورفتن در اعماق، پس از

گرم شدن در نقطه بخصوصی به علت کاهش وزن مخصوص ناشی از افزایش دما و هم‌چنین قرارگیری در کنار توده‌های گرم نفوذی و ولکانیکی همانند نفوذی ازنا، ریشه این نفوذی‌ها به ماگماهای مافیک و الترامافیک عمقی می‌رسد و نیز آتشفشان‌های نیمه‌فعال، این پتانسیل را در آب‌های فرورو به وجود آورده که بتواند قسمتی از مواد معدنی و فلزات موجود در سنگ‌های مسیر و نیز در ماگمای مافیک و الترامافیک از جمله نیکل، مس، نقره، سرب، روی و کبالت و ... را در خود حل به سمت بالا حمل نماید. از طرف دیگر انشعاب‌هایی از محلول‌های کانه‌دار توده‌های نفوذی نیز در کنار این آب‌های غنی از فلزات، به هنگام رسیدن به قسمت‌های سطحی و در مسیرهای گسلی و درزه‌ای موجود در دگرگونی‌ها، انرژی حمل خود را همراه با دگرسانی دیواره‌ها، از دست داده و مواد محلول خود را در آن‌ها ته‌نشست می‌کنند.



شکل ۶-۱- الگوی احتمالی و شماتیک کانه‌زایی در کانسار مس دره‌تخت.

۴-۶ مقایسه کانسار مس دره تخت با کانسارهای منطقه، ایران و سایر نقاط جهان

در این قسمت به طور مختصر ویژگی‌های اساسی کانسار مس دره تخت با کانسارهای مس نصرت‌آباد و کانسرخ در منطقه (جدول ۶-۱)، پس از آن با کانسارهای مس عباس‌آباد، ابری و کشکوئیه در ایران (جدول ۶-۲)، و در انتها با کانسارهای مس در شیلی، کانادا و ایالات متحده آمریکا در جهان (جدول ۶-۳)، مقایسه و ارائه شده است.

جدول ۶-۱- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس دره تخت با نصرت‌آباد و کانسرخ.

کانسارها ویژگی‌ها	مس دره تخت	مس نصرت‌آباد	مس کانسرخ
موقعیت جغرافیایی	جنوب ازنا	جنوب ازنا	جنوب غرب الیگودرز
محیط تکتونیکی	کمان ماگمایی قاره‌ای	کمان ماگمایی قاره‌ای	کمان ماگمایی قاره‌ای
محیط تشکیل	دریایی کم عمق	دریایی کم عمق	دریایی کم عمق
سنگ میزبان	گدازه و واحد آذرآواری با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و آندزیت بازالتی	گدازه آندزیتی و تراکی آندزیت و واحد آذرآواری	گدازه های آندزیتی و تراکیتی و توف‌های تراکی داسیتی
کانی‌شناسی	پیریت، بورنیت، کوولین، کالکوسیت، کالکوپیریت، ملاکیت، همتیت، گوتیت، لیمونیت، آزوریت، مس طبیعی	کالکوسیت، کولیت، کالکوپیریت، آزوریت، دیژنیت، بورنیت، مس طبیعی، گوتیت، لیمونیت	دیژنیت، بورنیت، کالکوسیت، گوتیت، کولیت، کالکوپیریت، بورنیت غنی از گوگرد، مس طبیعی (کانی‌های مس - ارسنیدی وجود ندارد)
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت و ژپس	کربنات، کلریت، زئولیت، کوارتز	کربنات، کلریت، زئولیت، کوارتز، کوارتز، اپیدوتی، سیلیسی، سرسیتی، کربناتی و پهنه‌های اکسید آهن
دگرسانی	کلریتی، اپیدوتی، سیلیسی، سرسیتی، کربناتی و پهنه‌های اکسید آهن	پروپیلیتیک، کلریتی، کربناتی، سیلیسی، اکسید آهن و سرسیتی	کوارتز، کلسیت، اپیدوت، کلریت، سرسیت و آلبیت
سن واحد میزبان	تریاس	تریاس - ائوسن	ائوسن
ساخت و بافت	رگه و رگچه‌ای، شعاعی، پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده و جانشینی	پرکننده فضاهای خالی، رگه و رگچه - ای، دانه پراکنده و جانشینی	رگه‌ای، رگه و رگچه‌ای، پرکننده - فضای خالی، دانه پراکنده و جانشینی
شکل هندسی	رگه‌ای - استراتاباند	رگه‌ای و به ندرت عدسی‌های هم-شیب	عدسی‌های هم‌شیب، استراتاباند
منبع	تحقیق حاضر	(هادی‌نسب، ۱۳۹۰)	(پناهی، ۱۳۸۹)

جدول ۶-۲- مقایسه ویژگی‌های کنسار مس دره‌تخت، ابری، عباس‌آباد و کشکوئیه.

ویژگی‌ها / کنسارها	کنسار مس دره‌تخت	کنسار مس ابری	کنسار مس عباس‌آباد	کنسار مس کشکوئیه
موقعیت جغرافیایی	جنوب ازنا	شمال غرب بردسکن	شاهرود	غرب رفسنجان
جایگاه زمین‌ساختی	کمان ماگمایی قاره‌ای	کمان ماگمایی حاشیه-قاره		محیط کشتی پشت-کمان
سنگ میزبان	گدازه و واحد آذرآواری با ترکیب آندزیت، آندزیت-بازالتی	گدازه و واحد آذرآواری با ترکیب آندزیت، آندزیت-بازالت	آندزیت مگاپورفیری و توف برشی	آندزیت (بادامکی)
سن سنگ میزبان	تریاس	اتوسن میانی	اتوسن	کرتاسه تحتانی
کانی‌شناسی	کالکوسیت، کوولین، بورنیت، پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت، آزوریت، پیریت، کالکوپیریت، گوئیت، مس طبیعی، همتیت و لیمونیت	کالکوسیت، بورنیت، کوولیت، مالاکیت و آزوریت	کالکوسیت، دیژنیت، بورنیت، کوولیت و مس طبیعی	بورنیت، کالکوزیت، کالکوپیریت، پیریت، مس طبیعی، دیژنیت به همراه میزان بالایی همتیت
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت و ژیپس	کربنات، کلریت، همتیت، زئولیت و کوارتز	کربنات، کلریت، زئولیت و کوارتز	کربنات، سیلیس، و آلکالی همتیت کلریت، فلدسپار
دگرسانی	کلریتی، اپیدوتی، سیلیسی، سرسیتی، کربناتی و اکسید آهن	کلریتی، کربناتی، سیلیسی، اکسید آهن و سرسیتی	کربناتی، کلریتی، اپیدوتی و سیلیسی	کربناتی، همتیتی و سرسیتی
ساخت و بافت	پرکننده فضاهای خالی، دانه پراکنده، رگه-رگچه ای و جانشینی	پرکننده فضاهای خالی، دانه پراکنده، رگه-رگچه ای و جانشینی	پرکننده فضاهای خالی، جانشینی رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده	پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، جانشینی و رگه-رگچه‌ای
شکل هندسی	چینه‌کران	چینه‌کران	چینه‌کران	چینه‌کران
منبع	(تحقیق حاضر)	(سلطانی، ۱۳۹۵)	(مغفوری، ۱۳۹۳)	(ابولی، ۱۳۹۴)

جدول ۶-۳- مقایسه کانسار مس دره تخت با برخی از کانسارهای مس در جهان.

کانسارها ویژگی‌ها	کانسار در تخت	تیپ یافتو شیلی			ولکانیک ریدد	تیپ میشیگان
		کانسار (یونتا اسپرانز)	کانسار السولدادو	کانسار مس- نقره بلانکو یافتو		
موقعیت جغرافیایی	ایران (استان لرستان)	شیلی	مرکز شیلی	شمال شیلی (محدوده ساحلی)	کانادا (کانسار مانت الکساندرا)	جزیره کویتا، ایالات متحده (کانسار میشیگان)
جایگاه زمین‌ساختی	کمان ماگمایی قارهای		---	---	کافت درون قارهای و نزدیک به حواشی صفحات	کافت نیمه قارهای
سنگ میزبان	گدازه و واحد آذرآواری یا ترکیب آندزیت، آندزیت- یازالتی	گدازه‌های آندزیتی و یازالتی	یازالت- ریوداسیت	آندزیت، داسیت و ریولیت	گدازه‌های آتشفشانی مافیک تا فلسیک، توف و سنگ‌های رسوبی ولیسته	یازالت تولیتی جریانی همراه با ماسه سنگ و کتکلومرا
سن سنگ میزبان	تریاس	کرتاسه	کرتاسه	ژوراسیک	پروتروزوئیک تا ترشیری	پرکامبرین
کانی‌شناسی	کالکوسیت، کوولیت، یورنیت، پیریت، آزوریت، کالکوپیریت، مالاکیت و هماتیت	یورنیت، کالکوسیت، کالکوپیریت، پیریت، دیرتیت و هماتیت	پیریت، یورنیت، کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت و هماتیت	یورنیت، پیریت، کالکوپیریت، هماتیت و کالکوسیت و دیرتیت	کالکوسیت، یورنیت، کوولیت، مالاکیت و آزوریت	کالکوسیت، دیرتیت، یورنیت، کوولیت و مس- طبیعی
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت، آپیس، کلریت و هماتیت	کریات، کلریت، سیلیس، هماتیت و آلکالی فلدسپار	کلسیت، آلپیت، فلدسپار پتاسیم (آدولاریا و میکروکلین) و کلریت	---	هماتیت، مگنتیت، کلسیت، اپیدوت، کوارتز، کلریت و زئولیت	کوارتز، کلریت، اپیدوت، کلسیت، زئولیت به مقدار کم
دگرسانی	کلریتی، اپیدوتی، سیلیسی، سرسیتی، کریاتی و اکسید آهن	کریاتی، کلریتی، سیلیسی، آلپیتی سرسیتی و هماتیتی	کریاتی، کلریتی، سیلیسی، آلپیتی و هماتیتی	آلپیتی، اپیدوتی، کلریتی، سرسیتی- آلپیتی، کوارتز	معمولاً بدون دگرسانی مرتبط با کانه زایی و اغلب با دگرگونی پرهیت- پومپله ایت	معمولاً بدون دگرسانی مرتبط با کانه زایی
ساخت و یافت	پرکنده فضاهای خالی، دانه پراکنده، رگه- رگچه‌ای و جانشینی	پرکنده فضاهای خالی، دانه پراکنده، رگه- رگچه‌ای و جانشینی	دانه پراکنده، رگه- رگچه‌ای و پرکنده فضاهای خالی	برشی، پراکنده و استوک ورگ	پراکنده، پرکنده فضاهای خالی و رگه- رگچه‌ای	افشان و پرکنده فضای خالی و توده‌ای
شکل هندسی	چپه کران	چپه کران	چپه کران مزوترمال	چپه کران	چپه سان	چپه سان
منبع	(تحقیق حاضر)	(گرخام، ۱۹۹۹)	(یوریک و همکاران، ۲۰۰۲)	(رمیرز و همکاران، ۲۰۰۶)	(سابرال و بیادوین، ۲۰۰۷)	(رزمیار، ۲۰۱۱)

۵-۶ تعیین تیپ کانی‌سازی

برپایه محیط زمین‌شناسی و ویژگی‌های سنگ دربرگیرنده کانسار، به ویژه ژئوشیمی، ساخت و بافت و نیز نوع دگرسانی و ویژگی‌های کانه‌زایی مانند پاراژنز کانی‌ها، نوع کانه‌ها و باطله‌ها و ساخت و بافت کانسنگ، کانسار مس دره‌تخت، بیش‌ترین همانندی را با کانسارهای مس نوع مانتو در شیلی و جاهای دیگر دارد (جدول ۳-۶). کانی‌شناسی کانسارهای مس تیپ مانتو، ساده و منحصر به فرد است، به طوری که اغلب از مس طبیعی، کالکوپیریت، کالکوسیت، بورنیت، و پیریت تشکیل شده‌اند (مک‌سیو، ۲۰۰۲). واژه نوع مانتو^۱ واژه‌ای است که اولین بار در شیلی (روئیز و همکاران^۲، ۱۹۷۱)، برای ذخایر مس چینه-کران با میزبان آتشفشانی استفاده شده است. این ذخایر، در ناحیه کردیلرای ساحلی^۳ و کردیلرای مرکزی (یوچومی^۴ و تالکانا^۵) شیلی، کمربند فلزایی مس مهمی را ایجاد می‌کنند (کوجیما و همکاران^۶، ۲۰۰۸؛ ویلسون و زینتلی^۷، ۲۰۰۶). این نوع ذخایر مس پس از کانسارهای مس پورفیری و کانسارهای ICG^۸، سومین ذخایر بزرگ مس در شیلی به شمار می‌آیند (تریستا-اگیلرا و همکاران^۹، ۲۰۰۶). در کانادا و شمال آمریکا نیز کانسارهای مس در سنگ‌های میزبان بازالتی یا آندزیتی، با عناوین کانسارهای مس بازالتی، مس کویناوی^{۱۰}، میشیگان^{۱۱} و مس طبقات سرخ آتشفشانی^{۱۲} شناخته می‌شوند (لفبور و چارچ^{۱۳}، ۱۹۹۶). البته تفاوت‌هایی میان ذخایر کانادا و آمریکا با ذخایر نوع مانتوی شیلی وجود دارد (جدول ۳-۶). ذخایر مانتو دارای عیار بالای مس (۲٪-۱/۵٪)، و در بیش‌تر موارد بدون طلا هستند (باریک و همکاران^{۱۴}، ۲۰۰۲). بیش‌تر این ذخایر، کوچک‌اند و تناژ پایینی دارند. نحوه تشکیل و ژنز در کانسارهای تیپ مانتو در دنیا مورد بحث است. منشأ سیالات کانسارساز به طور عمده از رخدادهای فرآیندهای دیاژنز تدفینی تا دگرگونی می‌دانند (کوجیما و همکاران^{۱۴}، ۲۰۰۹). برخی محققین چرخش

^۱ Manto type

^۲ Ruiz et al.,

^۳ Coastal Cordillera

^۴ Uchumi

^۵ Talcuna

^۶ Kojima et al.,

^۷ Wilson & Zentilli

^۸ Iron Oxide Copper Gold

^۹ Tristá-Aguilera et al.,

^{۱۰} Keweenaw

^{۱۱} Michigan

^{۱۲} Volcanic Red bed Cu

^{۱۳} Lefebure & Church

^{۱۴} Kojima et al.,

سیالات گرمایی (سیالات دگرگونی) در واحدهای سنگی را عامل اصلی رخداد کانه‌زایی در کانسارهای تیپ مانتو در نظر گرفته‌اند (تاسدال و مانیزاگا^۱، ۲۰۰۳).

۶-۶ نتیجه‌گیری

منطقه دره‌تخت از لحاظ ساختاری در شمال غرب پهنه سندرچ- سیرجان واقع شده است. کانه‌زایی مس به‌صورت چین‌کران و اپی‌ژنتیک و محدود به سنگ‌های آذرآواری با ترکیب آندزیت، آندزیت‌بازالتی و تراکی‌آندزیت است. چنین ویژگی‌هایی در کانسارهای شمال شیلی نیز دیده می‌شود (رامیز^۲، ۲۰۰۶). براساس ویژگی‌های زمین‌شناسی عمومی و محیط تشکیل، سنگ‌های منطقه دره‌تخت به سه دسته رسوبی، گدازه آتشفشانی و آذرآواری تقسیم‌بندی می‌شوند. تمامی این واحدها در حد رخساره شیست- سبز متحمل دگرگونی شده‌اند. مهم‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده در منطقه عبارتند از: کلریتی، اپیدوتی، سرسیتی، سیلیسی، کربناتی و پهنه‌های قرمز اکسیدهای آهن. ماده معدنی با ساخت رگه‌ای و بافت رگه و رگچه‌ای، دانه پراکنده و پرکننده فضاهای خالی مشاهده شده است. کانی‌های تشکیل‌دهنده کانسار در چهار گروه: الف) کانی‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولین، پیرارژیریت، پروستیت و تترائدریت)، ب) کانی‌های (مالاکیت، آزوریت، کوپریت، مس طبیعی و بروکانتیت)، پ) کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن (هماتیت، مگنتیت، گوتیت و لیمونیت) و ت) کانی‌های باطله (کوارتز، کلسیت و ژیپس) رده‌بندی شدند. از لحاظ جایگاه تکتونیکی، و نیز با توجه به نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی، مرتبط با کمان ماگمایی قاره‌ای و در سری ماگمایی کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند. منبع و منشأ مس در این کانسار مجموعه آتشفشانی است و چرخش سیالات گرمایی در گدازه‌ها و آذرآواری‌ها عامل تشکیل کانه‌سازی بوده است. در انتها از نظر خصوصیات مربوط به محیط ته‌نشست، کانی‌شناسی، ساخت و بافت نوع سنگ دربرگیرنده کانسار و دگرسانی و داده‌های حاصل از

^۱ Tosdal & Munizaga

^۲ Ramiz et al,

نتایج تجزیه ژئوشیمیایی موجود، کانسار مس دره تخت، یک کانسار استراتاباند رگه‌ای و تیپ مانتو است. هم‌چنین مقایسه این کانسار با کانسارهای مشابه بزرگ دنیا و ایران، این موضوع را تأیید میکند.

۶-۷ پیشنهادات

- انجام مطالعات ژئوفیزیکی با روش‌های IP و SP با تکیه بر آنومالی‌های به دست آمده از مطالعات ژئوشیمیایی.
- تعیین گسترش عمق کانه‌زایی و دگرسانی‌ها از طریق گمانه‌ها اکتشافی
- تعیین دقیق منشأ سیالات کانه‌ساز از طریق مطالعات ایزوتوپی پایدار اکسیژن، گوگرد و هیدروژن.
- تعقیب کانه‌زایی در طول واحد میزبان به صورت جانبی.
- مطالعه ایزوتوپ ناپایدار Ar-Ar بر روی کانی‌های بیوتیت و مسکوویت برای دست آوردن سن مطلق سنگ‌های دربرگیرنده کانسار.

الف) منابع فارسی

- ۱- اسماعیلی زینلی م، کریم‌پور م ح و ملک‌زاده شفاوردی ا، (۱۳۹۳)، "سنگ‌نگاری، دگرسانی، کانی‌سازی و پی‌جویی‌های ژئوشیمیایی در منطقه‌ی شمال غرب ارغش نیشابور"، مجله بلور-شناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲۲، شماره ۱، ص ۷۴-۶۳.
- ۲- افتخارنژاد ج، (۱۳۵۹)، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی"، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص ۲۸-۱۹.
- ۳- ابولی‌پور م، راستاد ا و رشید نژاد عمران ن، (۱۳۹۴)، "کانه‌زایی مس چینه‌کران نوع مانتو (Manto-Type) در پهنه دهج- ساردوویه در ناحیه کشکویه رفسنجان"، دومین همایش زمین‌شناسی اقتصادی، سال ۲۴، شماره ۲۵، ص ۱۴۴-۱۲۳.
- ۴- احیاف، رسا ا و لطفی م، (۱۳۸۷)، "کانی‌سازی سرب و روی ژوراسیک در بابا قله"، فصل‌نامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ۴، شماره ۴، ص ۲۴۶-۲۳۴.
- ۵- باغبانی ش، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی ازنا-الیگودرز (شرق لرستان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ۶- پناهی ا، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی زمین‌شیمی زایش رخداد مس منطقه کانسرخ (الیگودرز)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی لرستان.
- ۷- حسینی م، ریسمانی ع، (۱۳۷۴)، "اکتشافات مقدماتی مس دره تخت (ازنا) طرح پی جوئی ذخایر معدنی استان لرستان"، شرکت مهندسی مشاور کانساران.
- ۸- خوئی ن، قربانی م، تاجبخش پ، (۱۳۷۸)، "کانسارهای مس ایران" چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۶۷۵ ص.
- ۹- درویشی ا، خلیلی م، ندیمی ع، (۱۳۹۳)، "ویژگی‌های دگرشکلی و پهنه‌های برش در توده گرانیته‌ی مرزبان ازنا، پهنه سنندج- سیرجان" نشریه علوم دانشگاه خوارزمی، یافته‌های نوین در زمین‌شناسی ۱/۱: ۲۳-۳۸.
- ۱۰- درویش زاده ع، (۱۳۷۰)، "زمین‌شناسی ایران"، نشر دانش امروز.
- ۱۱- سهیلی م، جعفریان م، عبدالحی م، (۱۳۷۱)، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ الیگودرز"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ۱۲- سجادیان م، باقریان ش، (۱۳۸۹)، "نگرشی بر رخداد مس نوع آتشفشانی تریاس پهنه سنندج- سیرجان (شرق لرستان)"، همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه شهید چمران اهواز.

- ۱۳- سبزه‌ئی م، (۱۳۷۱)، "نقشه زمین‌شناسی حاجی‌آباد، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ۱۴- سلطانی ا، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه ارشد زمین‌شناسی اقتصادی: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس ابری، رهبری و چشمه مرضیه، شمال غرب درونه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۱۲ص.
- ۱۵- سعیدی ع، ستوده ن (۱۳۸۵)، تولید آهن، جهاد دانشگاهی واحد اصفهان.
- ۱۶- شهاب‌پور ج، (۱۳۸۰) "زمین‌شناسی اقتصادی"، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- ۱۷- شاهرخی و، عظیمی‌نیا ش، زارعی سهامیه ر، (۱۳۹۴)، "زمین‌شیمی، مینرالوگرافی و زمین‌شناسی اقتصادی مس ناحیه کلک (جنوب ازنا، استان لرستان)"، سی‌ودومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین.
- ۱۸- قادری م، (۱۳۸۸)، "معرفی رخداد کانه‌زایی تنگستن (مس)، چینه‌سان- چینه‌کران در باخترازنا، استان لرستان"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۴، ص ۱۲۰-۱۰۷.
- ۱۹- قربانی م، (۱۳۸۱)، "دیاچهای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۲، ۶۹۵ص.
- ۲۰- کریم‌پور م، سعادت س، (۱۳۸۹) "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی"، انتشارات ارسلان، ۵۳۵ص.
- ۲۱- گودرزی ع، (۱۳۸۲)، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دورود"، شرکت ملی نفت.
- ۲۲- معین وزیری ح، (۱۳۷۷)، "دیاچهای بر ماگماتیسم در ایران"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰ص.
- ۲۳- مغفوری س، موحدی‌نیا م و لای ک، (۱۳۹۳)، "زمین‌شناسی و کانه‌زایی کانسارهای مس عباس‌آباد شاهرود و مقایسه آن‌ها با کانسارهای تیپ مانتو"، انجمن زمین‌شناسی ایران.
- ۲۴- "نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد" (۱۳۴۹)، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ۲۵- نبوی م ح، (۱۳۵۵)، "دیاچهای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۱۰۹.
- ۲۶- نجف‌زاده ع، خلیلی‌مهرن، ش، احمدیان، ج، (۱۳۹۰) "زمین‌شناسی اقتصادی" انتشارات پیام-نور، ۴۰۹ص.
- ۲۷- وثوقی عابدینی م، مسعودی ف. بهاروند ن. ترخانی م (۱۳۸۸)، "کاربرد عناصر ردیاب غیرمتحرک Co و Th در بررسی سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده و هوازده: شواهدی از سنگ‌های کرتاسه منطقه سقز- پیرانشهر"، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۲، صفحات ۷۷-۸۹.

۲۸- هادی نسب م، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه ارشد: "ژئوشیمی، کانی‌شناسی و منشأ رخداد مس نصرت‌آباد (جنوب ازنا)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی لرستان.

1. Agard P. Omrani J. Jolivet L. Mouthereau F. (2005) "Convergence history across Zagros, Iran: Constraints from collisional and earlier deformation: International" **J. of. Earth Sciences.**, **94**, pp 401–419.
2. Alavi M. (1991) "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnant in northeastern Iran", **Geological Society of America Bulletin**, 103(8) pp, 983–992.
3. Arikan F. Ulusay R. and Aydin N.(2007) "Characterization of weathered acidic volcanic rocks and a weathering classification based on a rating system". **Bull. Eng. Geol. Environ.** **66**,pp 415–430.
4. Arel E. and Tugrul A. (2001), "Weathering and its relation to geomechanical properties of Cavusbasi Granitic rocks in northwestern Turkey", **j. of Bull. Eng. Geol. Environ.**, **2**, pp 123–133.
5. Bagheri S. Stampfli G. M. (2008), "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications" **Tectonophysics**, v. 451, pp 123–155.
6. Begonha A. Sequeira Braga M. A. (2002), "Weathering of the Oporto Granite; geotechnical and physical properties", **Catena** 49, 57–76.
7. Bates R.L Jakson J. A. (1980), "Glossary of geology **American Geological Institute**", Fall church, Virgininia, 751 pp.
8. Berberian M. (1976), "Quaternary faults in iran" **Geological survey of iran**, Report (No 39), 21 pp. 201- 205.
9. Berberian. M. and King G.C.P. (1981) "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **J. of. Earth Sciences.**, **18**, pp 210–265.
10. Bierlein, F. P., Waldron, H. M. and Arne, D.C. (1999) "Behaviour of rare earth and high strength elements during hydrothermal alteration of metaturbidities associated with mesothermal gold mineralization in central Victoria, Australia" **J.of.Geochemical Exploration.**, 67pp 109-125.
11. Bellon. H. Braud. J. (1975) "Donnes novells surle domine metamorphique du Zagros (Zone de Sanandaj-Sirjan) au nivea de Kermanshah – Hamadan (Iran), Nature age et interpretation des series metamorphiques et des intrusions, evolution struturale" **Fac, Sci. dosay, Paris.** 13p.
12. Beane R. E. (1982). "Hydrothermal alteration in silicate rocks. **Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits**", Southwestern North America, pp. 117-137.

13. Barton M.D. and Johnson D.A. (2000), **“Alternative brine sources for Fe- oxide(-Cu-Au) systems: implications for hydrothermal alteration and metals. In Porter, T.M., (ed.): Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective”**, Australian Mineral Foundation, Adelaide, **43-60**.
14. Barnes H. L. (1997), **“Geochemistry of hydrothermal ore deposits”**, John Wiley & Sons.
15. Boric R. Holmgren C. Wilson N. S. F. Zentilli M. (2002), **“The geology of the El Soldado manto type Cu (Ag) deposit, central Chile”**. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and related deposits: a global perspective Porter, TM, pp. **163-184**.
16. Ceryan. S. Tudes. S. and Ceryan. N. (2008) **“A new quantitative weathering classification for igneous rocks”**. J. of. Environ. Geol, 6, pp **1319–1336**.
17. Craig J. R. and Vaughan D. J. (1981), **“Ore Microscopy and Ore Petrography”**: John Willy, **406 P**.
18. Deyell C. I. Thompson J. F. H. Groat, L. A. Mortenson J. K. Friedman R. M. (1998), **“The style and origin of alteration on the limonite creek property”**, central British Columbia (93I/12), geological field work, 21, p. **31-1-31-8**.
19. Forst. B. R. (2014), **“Essentials of igneous and metamorphic petrology”**, Cambridge university press.
20. Frank D. (1995) **“surficial extent and conceptual model of hydrothermal system at Mount Rainer”**, J. of. Volcanol geothermic., Res. 65, **51–80**.
21. Finizola A. Sortino F. Lenat J.F. and Valenza M. (2002), **“Fluid circulation at Stomboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and soil gas survey”** J.of. Volcano geothermic., Res. 116, pp **1–18**.
22. Franceschelli M. Cruciani G. Puxeddu M. and Utzeri D. (2003) **“Pre - Variscan metagabbro from NW Sardinia, Italy: evidence of an enriched asthenospheric mantle source for continental alkali basalts”** J. of. Geological., 38(2), pp **145-159**.
23. Fan H. R. Groves D. I. Mikucki E. J. and Mc Naughton N. J. (2000) **“Contrasting fluid types at the Nevea gold deposit in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia, Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron –formation”** J. of. Economic Geology., 95 pp **1527-1536**.
24. Gill. J. B. (1981) **“Andesites and Plate Tectonics”** Springer, Berlin, 390.
25. Guilbert. J. M. and Park. Jr. C. F. (1997), **“The Geology of ore depositst freeman and company”**, New York, **985p**.
26. Ghasemi A. Talbot C.J. (2005) **“A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)”** J. of. Asian Earth Sciences., v. 26, pp **683–693**.

27. Galley A.G. Hannington M.D. and Jonasson I.R. (2007), "Volcanogenic massive sulphide 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. 141-161.
28. Gifkins C. C. Herrmann W. and Large R. R. (2005), "Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation".
29. Henderson P. (1984). "**Rare earth element geochemistry**" (No. 550.42 RAR).
30. Hase H. Hashimoto T. Sakanaka S. Kanda W. and Tanaka Y. (2005), "hydrothermal system beneath Aso Volcano as inferred from self-potential mapping and resistivity structure", **J. of. Volcanol Geothermal.**, Res. 143, 259–277.
31. Hurwitz S. Ingebritsen S.E. Sorey M.L. (2002) "Episodic thermal perturbations associated with groundwater flow: an example from Kilauea Volcano, Hawaii" **J. of. Geophysics.**, Res. 107.
32. Haynes D. W. Cross K. C. Bills R. T. and Reed M. H (1995), "Olympic Dam Ore Genesis: A Fluid Mixing Model" **J.of. Economic Geology.**, 90pp 281-307.
33. Hedenquist J. W. and Lowenstern J. B. (1994). "**The role of magmas in formation of hydrothermal ore deposits**". *Nature*, 370(6490), pp. 519-527.
34. Hatch F. H. Wells A. K. and M. K. Wells (2003), "**Petrology of the Igneous rocks: Thirteenth Edition**", CBS Publishers and distributors, 551p.
35. Hastie A.R. Kerr, A.C. Pearce J.A. Mitchell S.F. (2007) "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram" **J.of. Petrology .**, 48, 2341, pp 23-57.
36. Hisrich Robert D. and Mateja Drnovsek (2002) "Entrepreneurship and small business research—a European perspective" **J.of. Small Business and Enterprise Development.**, 9.2 pp 172-222.
37. Hitzman M. Kirkham R. Broughton D. Thorson J. and Selley D. (2005) "The sediment-hosted stratiform copper ore system" **J.of. Economic Geology.**, 100 th Anniversary Volume, p. 609-642.
38. Jahangiri A. (2007) " Post collision Miocene adakitic volcanism in NW Iran". Geochemical and geo dynamic implications" **J.of. Asian Earth Sciences.**, pp. 433–447.
39. Khalili Mobarhan. S. and Ahmadipour. H.(2010) "**Using Magma mixing/mingling evidence for understanding magmatic evolution at mount Bidkhan stratovolcano (South– east Iran)**" **j. of. sciences, Islamic Republic of Iran.** 21(2), p 137- 153.

40. Kojima S. Trista - Aguilera D. and Hayashi K. I. (2009), **“Genetic Aspects of the Manto - type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits”**. Resource geology, 59(1), pp. 87-98.
41. Kirkham R. V. (1996). **“Volcanic redbed copper. Geology of Canadian Mineral Deposit”**. Types: Geological Survey of Canada, Geology of Canada, (8), pp. 241-252.
42. Kuscu, G. G. & Geneli. F. (2008) **“Review of post- collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoy Volcanic Complex”**. International **J.of. Earth Sciences.**, Vol. 99 (3), pp 593-621.
43. Leach. D. L. Sangster D. F. Kelley K. D. Ross R. L. Garven G. and Allen. C. R. (2005). **“Sediment-hosted Pb-Zn deposits a global perspective”**, **J. of. Economic Geology**, 100, pp 561-608.
44. Lumb P. (1983), **“Engineering properties of fresh and decomposed igneous rocks from Hong Kong”**, Eng. Geol. 19, pp 81–94.
45. Le Bas M J. Le Maitre R. W. Streckeisen A. and Zanettin B. (1986), **“A chemical classification of Volcanic rocks based on the total alkali silica diagram”** **J. of. Petrology** ., 21, p 745-750.
46. Lefebure D. V. and Church B. N. (1996) **“Volcanic Redbed Cu, in Selected British Columbia Mineral Deposit”** Profiles, Volume 1 – Metallic Deposits, Lefebure D. V. & H y T. Editors, British Columbia Ministry of Employment and Investment, Open File 13: 5-7.
47. Makshev V. Zentilli M. (2002), **“Chilean strata-bound Cu–(Ag) deposits: An overview. In :Porter, T.M. (ed.), hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits”** A Global Perspective, v. 2, PGC Publishing, Adelaide, 163–184.
48. Moghadam H.S. Whitechurch H. Rahgoshay M. Monse f. I. (2009) **“Significance of Nain–Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone”** **J.of. Comptes Rendus Geosciences.**, v. 341, pp1016–1028.
49. Martin Mortimer and Begon Michael (1986), **“A Unified Study of Animals and Plants, 2nd Blackwell. A general textbook on population biology”**, Population Ecology.
50. Mohajjel M. Fergusson C. L. and Sahandi M. R. (2003) **“Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran”**, **J. of. Asian Earth Sciences.**, 21, pp397–412.
51. Mohajjel M. Fergusson C.L. (2014) **“Jurassic to Cenozoic tectonic of the Zagros orogeny in northwestern Iran”****J.of. International Geology Review** ., v. 56(3), p. 263–287.

52. Mathur. S.M. (2010) **“Elements in geology” 164p**
53. Maynard J. B. (1983), **“Geochemistry of sedimentary ore deposits”** Springer Science & Business Media.
54. Miller J. D. McDonough P. J. and Portillo H. Q. (1981), **“Electrochemistry in silver catalyzed ferric sulfate leaching of chalcopyrite. In Process and Fundamental Considerations of Selected Hydrometallurgical Systems”** (Vol. 27), p. 327. AIME New York.
55. Middlemost E. A. (1994). **“Naming materials in the magma/igneous rock system”**. Earth-Science Reviews, 37(3), pp. 215-224.
56. Machado A. Lima E. F. Chemale F. Morata D. Oteiza O. Almeida D. P. M. and Urrutia J. (2005), **“Geochemistry constraints of Mesozoic–Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica”**, J. of. South American Earth Sciences., 18(3), pp. 407-425.
57. Nakamura N. (1974) **“Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites”**, Geochimica et Cosmochimica Acta, 38(5), pp 757-775.
58. Potter P.E. (1978) **“Petrology and chemistry of modern big river sands”**, J. of. Geology ., 86, pp 423–449.
59. Pirajno F. (2009). **“Hydrothermal processes associated with meteorite impacts In Hydrothermal Processes and Mineral Systems”**. Springer Netherlands. 22, pp. 1097-1130.
60. Panahi. A. Tatary. Sh. Noormohamadi Sh. and Eidi. A. (2014) **“Economic geology and geochemistry of Aziz Abad copper index (south Azna, lorestan, Iran)”** J. of. Applied and Basic Sciences., 8(5)pp. 562-570.
61. Pola A. Crosta G. Fusi N. Barberini V. and Norini G. (2012), **“Influence of alteration on physical properties of volcanic rocks”**, Tectono physics 566–567, 67–86.
62. Pola A. Crosta G.B. Fusi N. and Castellanza R. (2014) **“General characterization of the mechanical behaviour of different volcanic rocks with respect to alteration”** Eng. Geol. 169, 1–13.
63. Piercey S. J. (2011) **“The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits”** Mineralium Deposita, 46(5-6), pp 449-471.
64. Peccerillo A. (1992) **“Potassic and ultrapotassic rocks: Compositional characterization, Petrogenesis and geologic significant”** IUGS Episodes, pp 243-251.

65. Prearce J.A. Noory M.J. (1979), **“Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks; cotributions to mineralogy and petrology”**, volume 69, pp. 33-47.
66. Peters W.C. (1978) **“Exploration and Mining Geology”**, Wiley, **New York**, 696 pp.
67. Rose A.W. (1976) **“The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits” J.of. Economic Geology**, v.71, p 1036-1048.
68. Ruiz C. Peebles F. (1988) **“Geología, distribución y génesis de los yacimientos metalíferos chilenos”**. Editorial Universitaria.
69. Ramírez L. E. Palacios. C. Townley B. Parada M. A. Sial A. N. Fernandez- Turiel J. L. Gimeno D. Garcia-Valles, M. and Lehmann B. (2006) **“The Mantos Blancos copper deposit: An upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the coastal range of northern Chile”**. Mineral Deposita 41: 246 – 258.
70. Rollinson H.R. (2014) **“Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation”** Routledge.
71. Robert F. Brommecker R. Bourne B.T. Dobak P.J. McEwan C.J. Rowe R. R. Zhou X. (2007), **“Models and exploration methods for major gold deposit types”**. In Proceedings of Exploration, Vol. 7, pp 691-711.7.
72. Renjith M. L. (2014), **“Micro-textures in plagioclase from 1994e1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of Dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone”**, Geoscience Frontiers 113, pp126.
73. Ramdohr P. (1980), **“The ore minerals and their intergrowths”**, 2nd edn. International Series in Earth Sciences 35.
74. Szeliga W. and Michalik M. (2005), **“Contact metamorphism and hydrothermal alternations around andesite intrusion of the Jarmuta hill, Pieniny (Poland)”**, Institute of geological Science, Jagiellonian University, UI. Oleandry 2a, 30-063 Krakow, Poland, 18, p. 1-17.
75. Stern, R. J. (2002) Subduction zones. Reviews of Geophysics 40 (4):1-38.
76. Siahcheshm K. Calagari A. and Abedini A. (2014), **“Hydrothermal evolution in the Maher-Abad porphyry Cu–Au deposit, SW Birjand, Eastern Iran: evidence from fluid inclusions”J.of. Ore Geology Reviews.**, 58, pp 1-13.
77. Sajona F. G. Maury R. Bellon H. Cotton J. & Defant M. J. (1996), **“High field strength element enrichment of Pliocene- Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao” J.of. petrol.**, 37 (3), pp 693- 726.
78. Shelley D. (1993), **“Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations”**, (No. 552.3/. 4 SHE).

79. Shahabpour J. (2005) "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz" **J.of. Asian Earth Sciences.**, v. 24, pp 405–417.
80. Stockin J. (1968) "**Structural history and tectonics of Iran: A review**", American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 52(7), pp 1229–1258.
81. Stoklin J. (1967), "**Structural history and tectonics of Iran**", A review, Am. Assoc.Ret. Geol., 52: 1229-1258.
82. Sun S.S. McDonough W.S. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes" Geological Society, London, Special Publications, 42(1), pp.313-345.
83. Sun S. S. (1980) "Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs" **Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, 297(1431), 409-445.
84. Srivastava D. C. and Sahay A. (2003) "Brittle tectonics and pore-fluid conditions in the evolution of the Great Boundary Fault around Chittaurgarh, Northwestern India" **J.of. Structural Geology.**, 25, pp 1713–1733.
85. Singh A. Harrison A.(1985) "Standardized principal components" **J.of. RemoteSensing.**, 6, pp 883–896.
86. Sibley D. F. and Gregg J. M. (1987) "Classification of dolomite rock textures" **J. of. Sedimentary Research.**, 57(6), pp 975-967.
87. Stephen T. Nelson and Montana A. (1992) "**Seive – texture plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression**" **J. of. American Mineralogist**, V. 77, p 1242 – 1249.
88. Sverjenski D.A. (1986) "Genesis of Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits" Annual Reviews of Earth Planetary Sciences, 14, 177-199.
89. Tatsumi Y. and Takahashi T. (2006) "Operation of subduction factory and production of andesite" **J. of. Mineralogical and Petrological Sciences**, 101(3) pp 145-153.
90. Temel A. Gündoğdu M. N. and Gourgaud A. (1998) "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey" **J. of. Volcanology and Geothermal Research**, 85(1), pp 327-354.
91. Tosdal R. and M. Munizaga F. (2003). "**Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits**", north-central Chile (30–34 S). *Mineralium Deposita*, 38(2), pp. 234-250.
92. Tristá-Aguilera D. Barra F. Ruiz J. Morata D. Talavera-Mendoza O. Kojima S. and Ferraris F. (2006), "**Re–Os isotope systematics for the Lince–Estefanía deposit:**

constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile” . Mineralium Deposita, 41(1), pp 99-105.

93. Ulrich T. Heinrich C.A. (2002) “Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina” **J.of. Economic Geology** 97,pp 1865-1888.
94. Vaughan D. J. (1976), “Sedimentary geochemistry and mineraloggy of the sulfides of lead, Zinc, Copper and Iron and their occurrence in sedimentary ore deposits., in: K.H.,Wolf.,(eds), Handbook of stratubound and stratiform ore deposits., Elsevier”, Amsterdam., V.Z., P.317-333.
95. Wood D. A. (1980), “The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province” Earth and planetary science letters, 50(1) pp. 11-30.
96. WOOD Zachary A. (2003), “Structure, mechanism and regulation of peroxiredoxins” Trends in biochemical sciences, 28.1: 32-40.
97. Wu F. J. Lin, S.A. Wilde X. Zhang J. Yang (2005) “Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China” **J.of. Earth Sci.**, 233, pp 103-119.
98. Wendlandt R. F. and Harrison W. J. (1979), “Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₂ vapor: results and implications for the formation of light rare earth-enriched rocks”. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69(4), pp. 409-419.
99. Whitney D. L. and Evans B. W. (2010) “Abbreviations for names of rock-forming minerals” **J.of. American Mineralogist** ., 95, pp 185–187.
100. Wilson N. S. Zentilli M. and Spiro B. (2003) “A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanic-hosted El Soldado manto-type copper deposit, Chile: the essential role of bacteria and petroleum” **J.of. Economic Geology.**, 98(1), pp 163-174.
101. Wilson N. S. and Zentilli M. (2006) “Association of pyrobitumen with copper mineralization from the Uchumi and Talcuna districts, central Chile” **International J. of. Coal geology.**, 65(1), pp. 158-169.
102. Yıldız A. Kuşcu M. Dumlupınar I. Kırrem Arıtan A. and Bağcı M. (2010) “The determination of the mineralogical alteration index and the investigation of the efficiency of the hydrothermal alteration on physic-mechanical properties in volcanic rocks from Koprulu, Afyonkarahisar, West Turkey” **J. of. Bull. Eng. Geol. Environ.**, 69, pp 51–61.

103. Yilmaz H. Oyman T. Sonmez F. N. Arehart G. B. and Billor Z. **(2010)** “Intermediate sulfidation epithermal gold- base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespilh Dere (Lapseki/Western Turkey)” **J. of. Ore Geology Reviews.**, **37(3)**, pp 236-258.
104. Zhiwei B. Zhenhua Z. Jayanta G. Anthony **(2004)** “South western Guizhou Province China”**J.of. Geochemical .**, **38**, pp 363-381.

پیوست‌ها

پیوست ۱: علائم اختصاری استاندارد کانی‌ها (وینت نی و ایوانز، ۲۰۱۰).

No.	Mineral Name	Symbol	No.	Mineral Name	Symbol
1	Azurite	Az	11	Hematite	Hem
2	Bornite	Bn	12	Limonite	Lm
3	Chalcocite	Cct	13	Malachite	Mal
4	Covellite	Cv	14	Magnetite	Mag
5	Chalcopyrite	Ccp	15	Mica	Mca
6	Chlorite	Chl	16	Plagioclase	Pl
7	Calcite	Cal	17	Pyroxene	Px
8	Epidote	Ep	18	Pyrite	Py
9	Iron- Oxide	Fe- Oxide	19	Quartz	Qtz
10	Goethite	Gth	20	Schist	Sch

پیوست ۲: جدول مربوط به نتایج آنالیز ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی نمونه‌های کانسار مس دره‌تخت به روش XRF.

Sample Code	Unit	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
T₁-Z-01	%	59.68	17.42	3.84	1.79	6.76	0.98	5.43	1.08
T₂-Z-02	%	48.4	17.52	3.41	1.69	5.87	0.91	2.94	1.01
Z₂-20	%	55.91	16.27	3.97	2.14	9.33	0.88	3.54	0.98
ZA-02	%	56.6	16.71	4.84	1.52	6.49	0.96	4.8	0.75
Z₄A-03	%	42.07	18.33	3.47	1.34	5.97	0.79	2.24	0.81
Z₄-06	%	55.17	17.43	2.43	1.11	9.73	0.54	3.4	0.41
Z₄-07	%	48.65	16.4	5.74	4.54	6.73	3.91	3.91	0.38
ZK_A-01	%	56.46	18.88	3.48	3.41	7.06	0.67	2.16	1.31
ZK_A-02	%	57.01	16.8	3.23	1.31	6.69	0.82	5.41	1.04
ZK_A-03	%	54.77	15.33	2.99	1.75	6.72	0.97	4.96	0.96
ZK_A-04	%	44.11	18.21	3.23	2.74	5.45	0.71	3.16	1.02
ZK_A-05	%	55.36	18.36	2.94	1.35	8.41	0.8	5.11	0.29
ZK_A-06	%	48.52	17.51	2.85	2.11	5.72	0.8	3.01	0.32

پیوست ۴: جدول مربوط به نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های کانسار مس دره تخت به روش ICP-MS

Sample No	T1-Z-01	T2-Z-02	Z2 -20	ZA-02	Z4A-03	Z4-06	Z4-07	ZRR-1	ZRR-2	ZRR-3
(ppm)										
Ag	3.4	1.4	5	7.9	1.4	2.1	2.4	1.5	1.6	1.3
Al	7645	3540	9356	5216	7356	3.77	4313	9585	8276	3650
As	2	2	1	1	3	3	3	1	1	3
Ba	415	528	448	532	598	556	627	541	540	596
Be	2.11	3.2	6.7	4.3	5.2	6.5	2.37	3.4	4.2	7.11
Bi	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
Ca	24000	18300	35300	13100	12000	13000	21000	17200	17100	13000
Cd	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce	32.7	35.4	30	30.09	34	37.7	29.9	33.5	30.1	32.3
Co	5.3	4.8	4.2	6.6	2.8	2	6.4	8	7.8	2.7
Cr	1	2	1	2	2	1	3	2	1	2
Cu	1073	352	9004	48753	465	10000	2332	1043	1053	475
Cs	1.2	1	0.8	0.9	0.7	1.6	1.2	1.1	1.7	1
Dy	3.08	3.15	2.61	2.7	3.21	3.07	2.79	3.05	2.29	3.12
Eu	1.29	1.18	1.06	1.07	1.17	1.19	1.1	1.18	1.25	1.16
Er	1.79	1.77	1.55	1.64	1.75	1.78	1.59	1.87	1.69	1.82
Fe	3600	7100	9300	8250	3418	3548	12101	13500	13520	8240
Ga	17.9	15.7	11.6	13.5	17.5	10.9	11	15.8	12.3	15.6
Gd	3.37	3.44	3.1	3.18	3.4	3.37	3.19	3.25	3.16	3.34
Hf	3	4	3	3	4	4	3	3	4	4
Ho	0.64	0.62	0.55	0.56	0.68	0.66	0.6	0.67	0.58	0.64
Hg	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
In	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
K	34626	28248	16866	35200	38100	37502	36620	42100	15668	22884
La	17.2	19	16.6	16.4	17.5	17.3	14.3	17.4	16.8	17.1
Li	14	16	17	16	11	18	12	17	10	13
Lu	0.31	0.3	0.27	0.25	0.28	0.3	0.27	0.31	0.21	0.28
Mg	13575	11525	27600	24500	2863	2618	2672	16052	4681	3543
Mn	438	783	584	644	348	482	475	581	325	543
Mo	1.5	1.5	2.9	2.5	1.5	1.5	1.5	2.5	2.4	2.3
Na	40200	47200	43000	40700	51400	38200	41000	39200	42000	40300
Nb	8	7	9	6	8	6	5	7	7	6
Nd	18.8	19.7	17.4	17.4	19.5	19.8	17.9	18.7	17.6	19.1
Ni	27.8	28.5	26	26.9	30.2	27.7	23.9	24.6	24.7	30.1
P	400	800	640	500	620	200	300	320	200	500
Pb	46	56	38	63	57	25	28	27	26	56
Pr	4.56	4.72	4.07	4.15	4.47	4.55	4.18	4.53	4.32	4.12
Rb	116.9	79.1	70.4	76.8	87.8	99	47.6	121.2	85.3	112.8
S	0.14	0.24	0.14	0.12	0.26	0.18	0.18	0.14	0.14	0.12

ادامه پیوست ۴: جدول مربوط به نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های کانسار مس دره‌تخت به روش ICP-MS.

Sb	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
Sc	7	5	8	6	7	6	9	7	4	7
Sm	3.7	3.8	3.4	3.5	4.1	3.8	3.6	3.7	3.2	3.9
Sn	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
Sr	701	707	653	655	645	553	758	706	604	678
Ta	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37
Tb	0.57	0.57	0.51	0.51	0.61	0.6	0.54	0.59	0.53	0.56
Ti	3319	3718	4215	1223	2783	4567	3218	4120	2130	1632
Tl	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
Th	4.5	4.7	4.3	4.1	4.6	4.7	4.3	4.4	4.2	4.5
Te	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
Tm	0.4	0.29	0.27	0.26	0.32	0.27	0.27	0.32	0.28	0.26
U	1.73	1.52	2.3	3.43	1.21	3.05	1.63	1.79	2.37	1.53
V	3.8	3.8	3.8	3.8	3.8	3.8	3.8	3.8	3.8	3.8
W	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
Y	10.4	14.5	9.2	8.7	19	15	15	14	16	19
Yb	1.9	1.86	1.6	1.5	1.8	1.8	1.6	1.9	1.5	1.7
Zn	120	36	10	13	19	60	49	54	53	18
Zr	129	118	90	96	126	91	89	96	95	116

پیوست ۵: نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانسار مس دره‌تخت به روش (EPMA).

Cameca sx100, DL100ppm, Grade%																			
Point.No	Mg	S	Ca	Ti	Mn	Co	Ni	Cu	Fe	Zn	As	Ag	Cd	Sb	Te	Au	Pb	Bi	Total
1 / 1 .	0.02	7.96	0.07	0	0	0	0	61.12	10.51	0	0	0.08	0	0.01	0	0	0	0.02	87.79
2 / 1 .	0.02	7.29	0.08	0	0	0	0	63.88	7.68	0	0	0	0	0	0.07	0	0.1	0.04	80.16
3 / 1 .	0	22.37	0.01	0.01	0.03	0	0.01	60.89	0.67	0	0	2.1	0	0	0	0	0.12	0.32	100.53
4 / 1 .	0.03	32.77	0.04	0	0	0	0	60.99	0.35	0	0	6.45	0	0	0.02	0	0	0.03	98.68
5 / 1 .	0.03	32.09	0.04	0	0	0	0.02	59.62	0.11	0	0	2.16	0	0	0	0	0.14	0.11	99.32
6 / 1 .	0	30.69	0.01	0.02	0	0	0.02	30.39	30.11	0	0	0	0	0	0.04	0	0.1	0.16	99.54
7 / 1 .	0	24.12	0.03	0	0	0	0	31.22	29.67	0	0	0	0	0	0	0	0.32	0.15	98.51
8 / 1 .	0	32.82	0.03	0	0.02	0	0	60.87	11.27	0	0	0.06	0	0	0	0	0.12	0.07	99.26
9 / 1 .	0.13	21.55	0.49	0.07	0.01	0	0	11.52	0.69	0.01	0	41.67	0.21	0	0.07	0	0.13	0	95.55
10 / 1 .	0.59	2.78	0.63	0	0	0	0.01	9.34	33.28	0.01	0	8.92	0	0	0	0	0.06	0.04	57.66
11 / 1 .	0.08	5.68	0.18	0.03	0.01	0	0	54.76	1.28	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0.02	62.14
12 / 1 .	0.09	22.35	0.27	0.02	0	0	0	13.5	0.68	0	0	40.33	0.44	0	0.07	0	0.17	0.11	99.03
13 / 1 .	0.02	23.64	0.05	0	0.02	0	0	12.08	0.57	0.02	0	50.89	0.44	0	0.1	0	0.12	0.15	99.1
14 / 1 .	0.04	0.03	0	0	0	0.01	0.04	43.46	0.27	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	53.95
15 / 1 .	0	0	0.01	0	0	0	0	32.87	1.1	0	0	0.01	0	0	0	0	0.1	0.05	54.14
16 / 1 .	0.04	0	0.02	0	0.02	0	0	73.35	0.87	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0	54.32
17 / 1 .	0.04	0	0.01	0.02	0.02	0	0.01	63.38	0.9	0	0	0.04	0	0	0.01	0	0	0	54.43
18 / 1 .	0.11	23.81	0.12	0.02	0.01	0	0.01	52.44	2.37	0	0	0.07	0.05	0.06	0.01	0	0.11	0	99.19
19 / 1 .	0.01	0.16	0.11	0.03	0	0	0	42.59	0.11	0	0	0.01	0.04	0.01	0.02	0	0	0	53.09

Abstract

Dareh - Takht copper deposit is located 10 km south of Azna, on the structural zone of Sanandaj - Sirjan. Rock units in the area, ranging Triassic to Eocene in age. Based on field investigation and petrographic studies, rock units including; 1) sedimentary (limestone and chert-bearing dolomitic limestone), 2) volcanic (andesite, trachy-andesite and basaltic andesite) and 3) pyroclastic (crystal tuff and lithic tuff). All rock units have been metamorphosed to the green schist facies. Based on the results of geochemical analysis, volcanic rocks belong to the calc-alkaline magmatic series. In terms of position and formation environment, it is related to the subduction zone (continental volcanic arc). The effective factors on copper mineralization in the study areas including: a) the lithology of host rocks, b) structural controls, c) hydrothermal and metamorphic fluids, and d) The presence of intrusive bodies. The mineralization observed as in the pyroclastic units with the composition of andesitic, trachy andesite and basaltic andesite. The ore minerals are formed as veins and vein-veinlet, cavities and open space filling and disseminated. Alteration zones include chloritic, epidotic, sericitic, carbonate, silicification and iron oxide in this area. The ore deposit-forming minerals comprise four groups: 1) Sulfide (pyrite, chalcopyrite, bornite, chalcocite, coveline, pyrargyrite, proustite and tetrahedrite), 2) Copper oxides and carbonates (malachite, azurite, cuprite and brochantite), 3) Iron oxides (magnetite, hematite, goethite and limonite), and 4) gangue minerals (quartz, calcite and gypsum). Copper grade is above 1% and shows the highest correlation with the silver. Finally, regarding our research the mineralization in Dareh- Takht region, similar to hydrothermal vein deposits and the most matching to the manto-type copper deposit.

Keyword: Mineralogy, geochemistry, copper, hydrothermal, Manto, Sanandaj-Sirjan, Azna, Lorestan.



Shahrood University of Technology

Faculty of Geosciences

M.Sc Thesis in Economic Geology

**Mineralogy, geochemistry and genesis of the Dareh- Takht Cu deposit,
(South of Azna- Lorestan province)**

By: Elham Zand Khavaniyan

Supervisor:

Dr. Farajollah Fardoost

Adviers:

M.Sc. Ahadollah Fazeli Oladi

Julay2017