

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی

کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی رخداد کانه‌زایی مس پارسین (شمال غرب طرود)

نگارنده

الهام محمودی اقدم

استاد راهنما

دکتر فرج ا... فردوست

استاد مشاور

دکتر مهدی جعفرزاده

بهمن ۱۳۹۷

شماره: ۱۳۰۴ / ۹۷
تاریخ: ۵ / ۱۳ / ۹۷

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

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

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای الهام محمودی اقدم با شماره دانشجویی ۹۳۱۵۶۷۴ رشته زمین شناسی گرایش اقتصادی تحت عنوان کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوری رخداد کانه زایی مس پارسیان، شمال غرب طرود که در تاریخ ۹۷/۱۱/۰۹ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با امتیاز ۱۵.۹۹.۱۵ درجه عالی.....) مردود
نوع تحقیق: نظری عملی

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر فرج ا... فردوست	استادیار	
۲- استاد راهنمای دوم		استادیار	
۳- استاد مشاور	دکتر مهدی جعفرزاده	استادیار	
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مهدی رضایی	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر فردین موسیوند	استادیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر مسعود علیپور اصل	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده:

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

۵ / ۱۳ / ۹۷

تصوه: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع

مختص سال بعدتر از ۴ ماه برگزار شود).



تقدیم بہ

پسر عزیزم، محمد امین

تقدیر و تشکر

سپاس بی‌کران پروردگاریت را که هستی مان، بخشد و به طریق علم و دانش رهنمونان شد و به بهنیشینی رهروان علم و دانش مفتخران نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزی ان ساخت. خدای راسبی نگارم که از روی کرم پدر و مادری فداکار نصیصم ساخته تا در سایه درخت پربار وجودشان بیایم و از ریشه آن ها شاخ و برگ کیرم و از سایه وجودشان در راه کسب علم و دانش تلاش نمایم.

در ابتدا بر خود لازم می‌دانم از زحمات و راهبانی‌های جناب آقای دکتر فرج... فردوست که قبول زحمت نموده و راهبانی این پایان نامه را بر عهده گرفتند، تشکر و قدردانی می‌کنم.

شایسته است از استاد محترم مشاور، جناب آقای دکتر مهدی جعفرزاده که مشاوره این پایان نامه را عهده دار بودند و در تمام مراحل انجام این تحقیق مرا راهبانی نمودند سپاس گذاری نمایم.

از آقایان دکتر فردین موسوند و دکتر مسعود علیپور اصل که افتخار نگارگری در محضر ایشان را داشته‌ام و زحمت دآوری این پایان نامه را بر عهده داشتند کمال تشکر و قدردانی را دارم.

از تمامی دست‌اندرکاران دانشگاه صنعتی شاهرود مخصوصاً دانشکده علوم زمین، جناب آقای دکتر امید ریاست محترم دانشکده، دکتر جعفری، دکتر صادقیان، دکتر قاسمی، مهندس میرباقری، مهندس فارسی و مهندس محمدیان تشکر و قدردانی می‌کنم.

از آقای مهندس صفایی و ربیعی که نهایت بکارایی و مساعدت را باینده داشته‌اند کمال تشکر را دارم.

از دوستان عزیز و گرامی آقای عبدالهی و خانم هادی پور، مهابادی، صبوری و زنده‌خاطر بکارایی در طول مراحل این تحقیق تشکر و قدردانی می‌کنم.

و در انتها، کسانی که از آغاز تا پایان راه حامی و همراه من بوده‌اند، پدرم، مادرم، همسر و برادران عزیزم، قدردان محبت ایشان، هستم و به خاطر وجودتان خدا را شکر کنم.

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

تعهدنامه

اینجانب الهام محمودی اقدم دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته رشته زمین شناسی گرایش زمین شناسی اقتصادی از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد با عنوان **کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی رخداد کانه‌زایی مس پارسیان (شمال غرب طرود)** تحت راهنمایی آقای دکتر فرج‌ا... فردوست متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تا کنون 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 می‌باشد 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 تاثیرگذار بوده‌اند، در مقالات مستخرج از این پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آنها) استفاده شده است، ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است، اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده) مربوط به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. 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 نمی‌باشد.

چکیده

کانسار مس پارسیان در استان سمنان، ۱۵۰ کیلومتری جنوب غرب شهرستان شاهرود، بخشی از نوار آتشفشانی- رسوبی طرود- چاه شیرین است که در حاشیه شمالی پهنه رسوبی- ساختاری ایران مرکزی رخنمون دارد. سنگ‌های دربرگیرنده کانسار از نظر سنگ‌شناسی شامل سنگ‌های آذرآواری (کریستال- توف، لیتیک توف، توف برش و توف آگلومرا)، به همراه رخنمون کوچکی از گدازه‌های آتشفشانی (تراکی- آندزیت بازالتی) به سن ائوسن و کنگلومرا می‌باشد. ماهیت این سنگ‌ها کالک‌آلکان غنی از پتاسیم تا شوشونیتی است که از دیدگاه زمین‌ساختی در موقعیت کمان ماگمایی مرتبط با پهنه فرورانش قرار می‌گیرند. کانه‌زایی در منطقه پارسیان، به صورت رگه‌ای در طول صفحات گسلی در واحدهای آذرآواری و گدازه‌ای تشکیل شده که شکستگی‌های حاصل از عملکرد این گسل‌ها در سنگ‌های منطقه، محل مناسبی را برای نفوذ محلول‌های گرمایی ایجاد کرده‌اند. در حقیقت این گسل‌ها و شکستگی‌ها کنترل کننده اصلی کانی‌سازی محسوب می‌شوند. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات کانه‌نگاری، کانه‌زایی در دو مرحله درون‌زاد (پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت) و برون‌زاد (کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و کریزوکولا) مطرح است. از مهم‌ترین دگرسانی‌ها در منطقه می‌توان به دگرسانی آرژیلیتی، سیلیسی، سربستی، کلریتی، کربناتی و آغشتگی اکسیدهای آهن اشاره کرد. بافت ماده معدنی نیز به صورت رگه- رگچه‌ای، جانشین، پرکننده فضاهای خالی، دانه پراکنده و شعاعی دیده می‌شود. نمودار به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت سنگ‌های آتشفشانی منطقه، غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای از عناصر LILE مانند Pb و K و تهی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Ti و Nb آشکار می‌سازد که این امر به منشأ گرفتن ماگمای آن‌ها از گوه گوشته‌ای در یک پهنه فرورانش مرتبط است. بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی، مس بیشترین همبستگی را با نقره دارد، در حالی که نقره کانی مستقلی تشکیل نداده است و احتمالاً در شبکه کانی‌های مس‌دار، جایگزین شده است. داده‌های میان‌بارهای سیال نیز، دمای بین ۸۵ تا ۱۴۶ درجه سانتی‌گراد و شوری بین

۰/۸۸ تا ۸/۶۸ درصد وزنی معدل NaCl و حداقل عمق ۱۵۰ متر را نشان می‌دهد. قابل ذکر است که بیشتر سیالات درگیر مطالعه شده از نوع دو فاز غنی از مایع (L + V) هستند. ترکیب داده‌های دمای همگن‌شدن، شوری سیال و مطالعات کانی‌شناسی بیانگر این مطلب است که مکانیسم اصلی ته‌نشینی کانه‌ها، مخلوط شدن دو سیال جوی و ماگمایی می‌باشد. در مجموع با توجه به بررسی کلیه خصوصیات سنگ‌شناسی، کنترل ساختاری کانی‌سازی، نوع دگرسانی و گسترش آن، کانی‌شناسی ساده، مطالعات ژئوشیمیایی، سیالات درگیر و همچنین مقایسه آن‌ها با کانسارهای مشابه می‌توان نتیجه گرفت که کانسار پارسیان در یک محیط اپی‌ترمال با سولفیداسیون متوسط تشکیل شده است.

کلیدواژه‌ها: کانی‌شناسی، مس (نقره)، اپی‌ترمال با سولفیداسیون متوسط، طرود-چاه‌شیرین، پارسیان.

مقالات استخراج شده از این پایان نامه

- محمودی اقدم ا.، فردوست ف.ا. و جعفرزاده م.، (۱۳۹۵) " پتروگرافی سنگ‌های دربرگیرنده و کانی-شناسی کانسار مس پارسیان، جنوب غرب شاهرود" سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محمودی اقدم م. و فردوست ف.ا.، (۱۳۹۵) " زمین‌شیمی سنگ درون‌گیر و کانه‌نگاری کانسار مس پارسیان (جنوب غرب شاهرود، استان سمنان)" بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود.

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی.....	۲
۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی.....	۴
۴-۱- وضعیت معیشتی.....	۵
۵-۱- زمین‌ریخت شناسی.....	۵
۶-۱- تاریخچه معدن کاری.....	۶
۷-۱- مطالعات انجام شده قبلی.....	۷
۸-۱- طرح مسئله و اهمیت موضوع.....	۱۰
۹-۱- روش مطالعه.....	۱۱
۹-۱-۱- جمع‌آوری اطلاعات.....	۱۱
۹-۱-۲- عملیات صحرایی.....	۱۲
۹-۱-۳- مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی.....	۱۲
۹-۱-۴- مطالعه دفتری و پردازش و تفسیر داده‌ها.....	۱۳

فصل دوم: زمین شناسی ناحیه‌ای

۱-۲- مقدمه.....	۱۶
۲-۲- ویژگی‌های عمومی پهنه ساختاری- رسوبی ایران مرکزی.....	۱۷
۳-۲- ویژگی‌های عمومی نوار آتشفشانی- رسوبی طرود- چاه شیرین.....	۱۸
۴-۲- چینه‌شناسی ناحیه‌ای محدوده مورد مطالعه.....	۲۱
۴-۲-۱- واحدهای ائوسن.....	۲۲
۴-۲-۲- واحدهای ائوسن- الیگوسن.....	۲۵
۴-۲-۳- واحدهای کواترنری.....	۲۸

- ۲-۵- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک ۲۹
- ۲-۵-۱: گامه‌های تکتونیک رخ داده در گستره ورقه عبارتند از: ۳۰
- ۲-۵-۲- گسل‌ها ۳۳
- ۲-۵-۳- چین‌ها ۳۵
- ۲-۶- زمین‌شناسی اقتصادی ۳۶
- ۲-۷- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۴۰
- ۲-۷-۱- مجموعه آذرآواری ۴۱
- ۲-۷-۲- واحد گدازه‌های آتشفشانی ۴۶
- ۲-۷-۳- مجموعه رسوبی ۴۷
- ۲-۸- ویژگی‌های زمین‌ساختی محدوده مورد مطالعه ۴۸

فصل سوم: کانه‌زایی و دگرسانی

- ۳-۱- مقدمه ۵۲
- ۳-۲- کانه‌زایی درتوالی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و گدازه‌های زیردریایی ۵۲
- ۳-۳- ویژگی کانه‌زایی مس در منطقه پاریسیان ۵۴
- ۳-۳-۱- کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای ۵۴
- ۳-۳-۲- کانه‌زایی پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی بین دانه‌ای ۵۶
- ۳-۳-۳- کانه‌زایی دانه پراکنده ۵۷
- ۳-۴- دگرسانی‌های موجود در منطقه مورد مطالعه ۵۷
- ۳-۴-۱- دگرسانی کربناتی ۵۸
- ۳-۴-۲- دگرسانی سیلیسی ۵۹
- ۳-۴-۳- دگرسانی کلریتی ۶۰
- ۳-۴-۴- دگرسانی آرژیلیتی حدواسط ۶۲
- ۳-۴-۵- دگرسانی سریسیتی ۶۲
- ۳-۴-۷- آغشتگی اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) ۶۴

فصل چهارم: کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنتیکی

۶۸	۱-۴- مقدمه
۶۸	۴-۲- کانی‌شناسی
۶۹	۴-۲-۱- کانی‌های سولفیدی منطقه مورد مطالعه
۷۱	۴-۲-۲- کانی‌های کربناته
۷۲	۴-۲-۳- کانی سیلیکاته مس
۷۳	۴-۲-۴- اکسید و هیدروکسیدهای آهن و منگنز
۷۵	۴-۲-۵- کانی‌های باطله
۷۷	۴-۳- ساخت و بافت ماده معدنی
۷۷	۴-۳-۱- ساخت
۷۸	۴-۳-۲- بافت
۸۱	۴-۴- توالی پاراژنتیکی

فصل پنجم: ژئوشیمی

۸۶	۵-۱- مقدمه
۸۶	۵-۲- ژئوشیمی مس
۸۷	۵-۳- ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار
۸۸	۵-۳-۱- نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی منطقه
۸۹	۵-۳-۲- تعیین سری ماگمایی
۹۰	۵-۳-۳- جایگاه تکتونیکی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار
۹۲	۵-۳-۴- عوامل مؤثر بر ماگماتیسم در منطقه مورد مطالعه
۹۴	۵-۳-۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات
۹۷	۵-۳-۶- نمودار عنکبوتی

- ۹۹-۴-۵- ژئوشیمی کانسنگ.....
- ۱۰۰-۴-۵-۱- ضریب همبستگی و ارتباط ژئوشیمیایی بین عناصر.....
- ۱۰۰-۴-۵-۲- ضریب همبستگی بین عناصر در منطقه پارسین.....
- ۱۰۲-۴-۵-۳- پراکندگی و همبستگی عناصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی منطقه پارسین.....
- ۱۰۴-۵-۵- الکترون مایکروپروپ (EPMA).....

فصل ششم: مطالعات میان بارهای سیال

- ۱۰۸-۶-۱- مقدمه.....
- ۱۰۸-۶-۲- روش مطالعه.....
- ۱۱۰-۶-۳- طبقه بندی میان بارهای سیال.....
- ۱۱۱-۶-۴- پتروگرافی میان بارهای سیال.....
- ۱۱۲-۶-۵- مطالعات ریزدماسنجی (میکروترموتری) سیالات درگیر.....
- ۱۱۳-۶-۵-۱- مطالعات سرمایش.....
- ۱۱۴-۶-۵-۲- مطالعات گرمایش.....
- ۱۱۴-۶-۶- تعیین شوری میان بار سیال.....
- ۱۱۵-۶-۷- تعیین چگالی و فشار در زمان تشکیل کانسنگ.....
- ۱۱۶-۶-۸- تعیین عمق تشکیل سیالات با استفاده از میان بارهای سیال.....
- ۱۱۸-۶-۹- عوامل مؤثر بر ته نشست کانه ها.....
- ۱۱۹-۶-۱۰- تعیین منشأ سیال و نوع کمپلکس های احتمالی.....
- ۱۲۱-۶-۱۱- تعیین تیپ کانسار احتمالی.....

فصل هفتم: تیپ کانه زایی، الگوی تشکیل، نتیجه گیری و پیشنهادات اکتشافاتی

- ۱۲۴-۷-۱- مقدمه.....
- ۱۲۴-۷-۲- خلاصه ای از شواهد ژنتیکی موجود در ارتباط با کانه زایی.....
- ۱۲۴-۷-۲-۱- جایگاه زمین شناسی و محیط تکتونیکی.....
- ۱۲۵-۷-۲-۲- سنگ میزبان.....

۱۲۵ ۳-۲-۷-کانی‌شناسی، ساخت و بافت
۱۲۶ ۴-۲-۷-کانه‌زایی و دگرسانی
۱۲۶ ۵-۲-۷- شواهد ژئوشیمیایی
۱۲۷ ۶-۲-۷- شواهد حاصل از مطالعات سیالات درگیر
۱۲۷ ۳-۷- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس پارسیان با کانسارهای شاخص جهان
۱۳۱ ۴-۷- خصوصیات کانسارهای گرمابی رگه‌ای (اپی‌ترمال)
۱۳۵ ۱-۴-۷- مقایسه کانسار مس پارسیان با تیپ گرمابی رگه‌ای (اپی‌ترمال) در سایر نقاط جهان
۱۳۷ ۲-۴-۷- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس پارسیان با کانسارهای شاخص اپی‌ترمال ایران
۱۴۲ ۵-۷- عوامل مؤثر در تشکیل کانسار مس پارسیان
۱۴۲ ۱-۵-۷- موقعیت تکتونیکی منطقه
۱۴۲ ۲-۵-۷- سنگ میزبان
۱۴۲ ۳-۵-۷- ساختارهای زمین‌شناسی منطقه
۱۴۳ ۴-۵-۷- منبع حرارتی
۱۴۳ ۵-۵-۷- منشأ و ماهیت سیالات کانسارساز
۱۴۴ ۶-۵-۷- منشأ عناصر کانه‌ساز
۱۴۵ ۶-۷- الگوی تشکیل کانسار
۱۴۷ ۷-۷- پیشنهادات اکتشافی و تحقیقاتی
۱۴۹ منابع و مأخذ
۱۶۵ پیوست

فهرست شکل‌ها

صفحه

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه..... ۳
- شکل ۱-۲- تصویری از پوشش گیاهی منطقه..... ۴
- شکل ۱-۳- بخشی از نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰۰ طرود و نمایش موقعیت کانسار مس پارسیان بر روی آن..... ۶
- شکل ۱-۴- آثار سرباره‌های معدنی در کانسار مس پارسیان..... ۷
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران ۱۷
- شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده کمر بند طرود- چاه شیرین..... ۱۸
- شکل ۲-۳- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان و نمایش موقعیت کانسار مس پارسیان..... ۲۱
- شکل ۲-۴- نقشه پراکندگی گسل‌های موجود در نوار طرود- چاه شیرین ۳۵
- شکل ۲-۵- دورنمایی از واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده معدنی و موقعیت منطقه مورد مطالعه..... ۴۰
- شکل ۲-۶- نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس از منطقه معدنی پارسیان و نیمرخ عرضی آن..... ۴۱
- شکل ۲-۷- الف) تصویر نمونه دستی از کریستال توف، ب) تصویر میکروسکوپی از کریستال توف با بافت پیروکلاستیک که در آن بلورهای پلاژیوکلاز به کلسیت و سریسیت دگرسان شده‌اند و پدیده زونیگ پلاژیوکلاز و آپاسیته شدن در حاشیه آمفیبول مشاهده می‌شود..... ۴۳
- شکل ۲-۸- الف) تصویر صحرایی از واحد لیتیک توف در منطقه، ب) تصویر نمونه دستی از لیتیک کریستال توف، پ) تصویر میکروسکوپی از لیتیک کریستال توف..... ۴۴
- شکل ۲-۹- تصویر صحرایی از واحد توف آگلومرا در مجاور گدازه تراکی آندزیت بازالت..... ۴۵
- شکل ۲-۱۰- تصویر نمونه دستی از توف برش که فضای بین شکستگی‌ها توسط مالاکیت پر شده است..... ۴۵
- شکل ۲-۱۱- الف) تصویر نمونه دستی از تراکی آندزیت بازالت، ب) تصویر میکروسکوپی از تراکی آندزیت بازالت با بافت پورفیری و میکرولیتی در زمینه، پ) تصویر میکروسکوپی از تراکی آندزیت بازالت که کانی- های فرومنیزین به کلریت دگرسان شده است، ت) تصویر میکروسکوپی از تراکی آندزیت بازالتی با بافت آمیگدالوئیدال و گلومروپورفیری، ث) بافت خوردگی..... ۴۷

- شکل ۲-۱۲- الف) تصویر صحرایی از واحد کنگلومرایی با هوازدگی پوست پیازی، ب) تصویر میکروسکوپی از کنگلومرا با قطعات سنگی. ۴۸
- شکل ۲-۱۳- الف و ب) تصویر صحرایی از گسل‌های کانه‌زایی مس در منطقه معدنی پارسیان..... ۴۹
- شکل ۲-۱۴- نقشه تکتونیکی محدوده معدنی، a) نمودار گل‌سرخ‌ی فراوانی گسل‌ها b) نمودار گل‌سرخ‌ی فراوانی گسل‌های کانه دار در منطقه پارسیان..... ۴۹
- شکل ۳-۱- الف) ستون چینه‌شناسی عمومی از واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه، ب) ستون چینه-شناسی محدوده معدنی پارسیان و موقعیت کانه‌زایی صورت گرفته..... ۵۳
- شکل ۳-۲- نیمرخ عرضی محدوده معدنی و موقعیت کانه‌زایی..... ۵۴
- شکل ۳-۳- کانه‌زایی مس در امتداد گسل‌ها: الف) کانه‌زایی در کمربالای گسل واقع در توف‌های آندزیتی آنومالی ۲، ب) کانه‌زایی مالاکیت در امتداد گسل‌ها، پ) کانه‌زایی در محدوده گسل‌های واقع در توف-آگلومرای آنومالی ۱..... ۵۵
- شکل ۳-۴- الف) نمایش حالت منطقه‌بندی کانه‌زایی در واحد میزبان کریستال توف. زون ۱: زون اصلی کانه‌زایی به صورت پرکننده فضای برشی و درزه و شکاف‌ها، زون ۲: زون حاشیه‌ای کانه‌دار به صورت پرکننده فضای بین دانه‌ای، زون ۳: زون فاقد کانه‌زایی. ب) کانه‌زایی به صورت پرکننده حفره‌ها و فضای بین دانه‌ای در واحد میزبان تراکی آندزیت بازالتی..... ۵۶
- شکل ۳-۵- الف) تصویر صحرایی از رگه کلسیت در میزبان توف، ب) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهای دگرسان شده به کلسیت، پ) حضور کلسیت به صورت پرکننده حفره‌ها در زیر میکروسکوپ..... ۵۹
- شکل ۳-۶- الف) تصویر نمونه دستی از رگه کوارتز در میزبان توف، ب) تصویر میکروسکوپی از تراکی-آندزیت بازالتی و حضور کوارتز به صورت پرکننده حفرات..... ۶۰
- شکل ۳-۷- الف) تصویر نمونه دستی از توف با دگرسانی کلریتی ب) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین به کلریت..... ۶۱
- شکل ۳-۸- نمودار پراش اشعه ایکس برای نمونه توف دگرسان در کانسار پارسیان که نشان دهنده کانی-های کوارتز، کلینوکلر، کلسیت و مسکوویت می‌باشد..... ۶۱
- شکل ۳-۹- الف) تصویر صحرایی از پهنه بندی دگرسانی کلریتی، آرژیلیتی و سریسیتی به همراه آغشتگی اکسید آهن در محدوده اکتشافی پارسیان، ب) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت..... ۶۳

شکل ۳-۱۰- نمودار پراش اشعه ایکس (XRD)، مربوط به شناسایی کانی‌های کوارتز، کلسیت، ایلیت و مسکوویت که بیانگر دگرسانی سیلیسی، کربناتی، آرژیلیتی و سریسیتی می‌باشد. ۶۳

شکل ۳-۱۱- الف) تصویر صحرایی از پهنه‌بندی دگرسانی‌های کلریتی، آرژیلیتی و سریسیتی به همراه آغستگی به اکسید آهن (هماتیت)، ب) تصویر صحرایی از آغستگی لیمونیت در جوار رگه مالاکیت، پ) تصویر میکروسکوپی از چرخش محلول‌های آهن‌دار داخل شکستگی‌های پلاژیوکلاز. ۶۴

شکل ۴-۱- الف) تصویر میکروسکوپی از پیریت (Py) با روند خطی و کالکوسیت (Cct) دانه‌پراکنده ب) تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت (Ccp) دانه‌پراکنده که در حاشیه به گوتیت تبدیل شده، کولیت (Cv)، مالاکیت (Mlc) و هماتیت (Hem). ۷۰

شکل ۴-۲- تصویر میکروسکوپی از کالکوسیت (Cct) دانه پراکنده، ب) جانشینی کالکوسیت (Cct) از حاشیه و شکستگیها توسط کولیت (Cv)، پ) تصویر میکروسکوپی از رگه ثانویه کولیت (Cv)، لیمونیت (Lm) و کالکوسیت (Cct). ۷۱

شکل ۴-۳- الف) تصویر نمونه دستی از توف دارای مالاکیت (Mlc)، ب) تصویر میکروسکوپی از مالاکیت بین دانه‌ای و رگه‌ای پ) مالاکیت به صورت پرکننده حفرات در گدازه تراکی‌آندزیت بازالتی. ۷۲

شکل ۴-۴- تصویر نمونه دستی از مالاکیت (Mlc) و کریزوکولا (Ccl) در یک نمونه کانسنگ محدوده معدنی پاریسیان. ۷۳

شکل ۴-۵- الف) تصویر میکروسکوپی از هماتیت (Hem) تیغه‌ای، ب) تبدیل هماتیت (Hem) به گوتیت (Gth) و بافت جانشینی. ۷۴

شکل ۴-۶- الف) تصویر صحرایی از رگچه‌های لیمونیت (Lm)، ب) تصویر میکروسکوپی از لیمونیت و مالاکیت (Mlc) به صورت پرکننده فضاهای خالی. ۷۵

شکل ۴-۷- الف) تصویر نمونه دستی از کلسیت (Cal) به صورت پرکننده حفرات و باریت (Brt)، در میزبان توف، ب) تصویر نمونه دستی از رگه کوارتز (Qz) در میزبان توف. ۷۶

شکل ۴-۸- الف) کانه‌زایی مالاکیت در امتداد گسل‌ها، ب) تصویر نمونه دستی از ساخت رگه-رگچه‌های مالاکیت و لیمونیت، پ) کانه‌زایی مالاکیت به صورت پرکننده فضاهای خالی بین قطعات توف‌برش. ۷۸

شکل ۴-۹- الف) تصویر میکروسکوپی از رگه ثانویه کولیت (Cv)، ب) تصویر میکروسکوپی از مالاکیت (Mlc) به صورت پرکننده فضاهای بین دانه‌ای و حفرات به همراه هماتیت (Hem). ۷۹

شکل ۴-۱۰- الف و ب) تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی از مالاکیت (Mlc) با بافت شعاعی. ۸۰

شکل ۴-۱۱- الف) تصویر میکروسکوپی از کالکوسیت (Cct) با بافت دانه پراکنده به همراه مالاکیت (Mlc) (ب) تصویر میکروسکوپی از جانشینی کالکوسیت (Cct) به کوولیت (Cv) و مالاکیت (Mlc) ۸۱

شکل ۵-۱- انحلال پذیری مس در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد به عنوان تابعی از PH و Eh، که نشان دهنده افزایش PH در حضور کلر می‌باشد. به دلیل حضور کلر، محدوده پایداری مس به شکل محلول کمپلکس افزایش می‌یابد. (a) بدون حضور کلر، (b) در حضور کلر. ۸۷

شکل ۵-۲- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار پارسیان: الف- در نمودار تغییرات ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994) ب- در نمودار (Le Bas et al, 1986) ۸۸

شکل ۵-۳- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار پارسیان در نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996)، نمونه‌های منطقه در محدوده تراکی‌اندزیت، آندزیت تا آندزیت‌بازالت قرار می‌گیرند... ۸۹

شکل ۵-۴- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار پارسیان، الف- در نمودار سه‌تایی AFM که نمونه‌ها در محدوده سری کالک‌آلکان قرار می‌گیرند، ب- در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)، که نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان تا شوشونیتی قرار می‌گیرند. ۹۰

شکل ۵-۵- نمایش موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در نمودار پیشنهاد شده توسط (Pearce and Cann, 1973) بر اساس متغیرهای $\text{Zr} - \text{Ti}/100 - \text{Sr}/2 - \text{Zr} - \text{Ti}/100 - \text{Y}^*3$ ۹۱

شکل ۵-۶- نمودار نسبت Zr/Y در مقابل Zr (Pearce, 1983)، محل قرارگیری نمونه‌ها منطبق با کمان آتشفشانی قاره‌ای است. ۹۲

شکل ۵-۷- الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Y در برابر Zr (Abdollah et al., 1997)، ب) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Y در برابر Zr (Sun and Mc Donough, 1989)، پ) نمودار Rb/Y در برابر Nb/Rb (Temel et al. 1998)، ت) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ba/Th در برابر Th ۹۴

شکل ۵-۸- تغییر روند مقادیر اکسیدهای اصلی در نمودارهای هارکر مربوط به سنگ‌های دربرگیرنده کانسار پارسیان ۹۶

شکل ۵-۹- الف) غلظت عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and Mcdonogh, 1989)، ب) غلظت عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به ترکیب شخانه‌های کندریتی (Thompson, 1982) ۹۸

شکل ۵-۱۰- نمودار به هنجار شده عناصر نادر خاکی (REE) سنگ‌های منطقه نسبت به کندریت. ۹۹

شکل ۵-۱۱- میزان تغییرات برخی عناصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی رخنمون‌های سطحی کانسار مس پارسیان ۱۰۳

- شکل ۵-۱۲- تصاویر پس پراکنش (BSE) کانی‌های موجود در نمونه ۱۰۵
- شکل ۵-۱۳- نمودارهای دایره‌ای جهت تعیین درصد مشارکت عناصر در کانه‌ها. ۱۰۶
- شکل ۶-۱- پتروگرافی میان‌بار سیال، الف و ب) سیالات درگیر دو فاز غنی از مایع (L+V)، پ) روند خطی میان‌بارهای سیال ثانویه (S Type)، ت) سیال درگیر تک فاز مایع (L). ۱۱۲
- شکل ۶-۲- الف) نمودار توزیع فراوانی دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در منطقه مورد مطالعه، ب) نمودار توزیع فراوانی میزان شوری میان‌بارهای سیال در منطقه مورد مطالعه، پ) نمودار شوری در برابر دمای نهایی ذوب یخ (Large et al., 1988). ۱۱۵
- شکل ۶-۳- الف) نمودار دما- شوری جهت تعیین چگالی محلولهای $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ اشباع از بخار آب، ب) نمودار تعیین فشار بخار محلول بر اساس دمای همگن شدن و میزان شوری (Ramdohr, 1980). ۱۱۶
- شکل ۶-۴- تعیین عمق به دام افتادن میان‌بارهای سیال در منطقه مورد مطالعه. ۱۱۷
- شکل ۶-۵- نمودار دمای همگن شدن- شوری جهت تعیین عوامل مؤثر در تکامل سیال و ته‌نشست مواد معدنی (Wilkinson, 2001). ۱۱۹
- شکل ۶-۶- الف) نمودار درجه شوری- دمای همگن شدن جهت تعیین منشاء سیال به دام افتاده (Esteban- Arispe et al, 2016)، ب) نمودار (Larg et al., 1988)، جهت تعیین لیگاندهای احتمالی حمل فلزات در کانسار مورد مطالعه، A) لیگاندهای کلریدی، B) لیگاندهای سولفیدی. ۱۲۰
- شکل ۶-۷- نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری میان‌بارهای سیال و تعیین تیپ احتمالی. ۱۲۱
- شکل ۷-۱- نمودار T-f/S2، نشان دهنده تشکیل انواع مجموعه‌های سولفیدی در کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا، حدواسط و پایین. ۱۳۴
- شکل ۷-۲- مدل شماتیک چگونگی تشکیل کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا (H.S)، متوسط (I.S) و پایین (L.S). ۱۳۵
- شکل ۷-۳- مدل شماتیکی از تشکیل کانسار مس پاریسیان. ۱۴۶

فهرست جدول‌ها

صفحه

- جدول ۱-۳- کانی‌های تشخیص داده شده در زیر میکروسکوپ و آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD) در نمونه‌های دگرسان منطقه مورد مطالعه ۶۵
- جدول ۱-۴- مراحل تشکیل و تکوین و توالی پاراژنزی کانه‌ها و کانی‌ها در کانسار مس پارسیان ۸۳
- جدول ۱-۵- ضریب همبستگی بین بعضی از عناصر به روش پیرسون (Pearson) در نمونه‌های کانسار مس پارسیان ۱۰۱
- جدول ۲-۵- مقادیر آنالیز EPMA بر روی نمونه‌های کانسار مس پارسیان ۱۰۵
- جدول ۱-۶- نتایج مطالعات میکروترموتری سیالات درگیر بر روی نمونه کلسیت (T1.6 و T1.7) در کانسار پارسیان ۱۰۹
- جدول ۱-۷- تیپ کانه‌زایی مس پارسیان در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای تیپ مانتو، آتشفشانی- لایه‌ای سرخ، گرمابی رگه‌ای (اپی‌ترمال) و میشیگان در سایر نقاط جهان ۱۳۰
- جدول ۲-۷- تفکیک محیط‌های کانسارهای اپی‌ترمال و خصوصیات آن‌ها (Robb, 2004) ۱۳۲
- جدول ۳-۷- برخی از مشخصات مهم کانسارهای اپی‌ترمال موجود در دنیا (Sillitoe and Hedenquist, 2003) ۱۳۳
- جدول ۴-۷- تیپ کانه‌زایی کانسار مس پارسیان در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا، حدواسط و پایین در سایر نقاط ایران ۱۳۶
- جدول ۵-۷- تیپ کانه‌زایی کانسار مس پارسیان در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارها و اندیس‌های اپی‌ترمال با سولفیداسیون حدواسط و پایین در سایر نقاط ایران ۱۳۸
- جدول ۶-۷- تیپ کانه‌زایی کانسار مس پارسیان در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون حدواسط و پایین در نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین ۱۴۰

فصل اول

کلیات

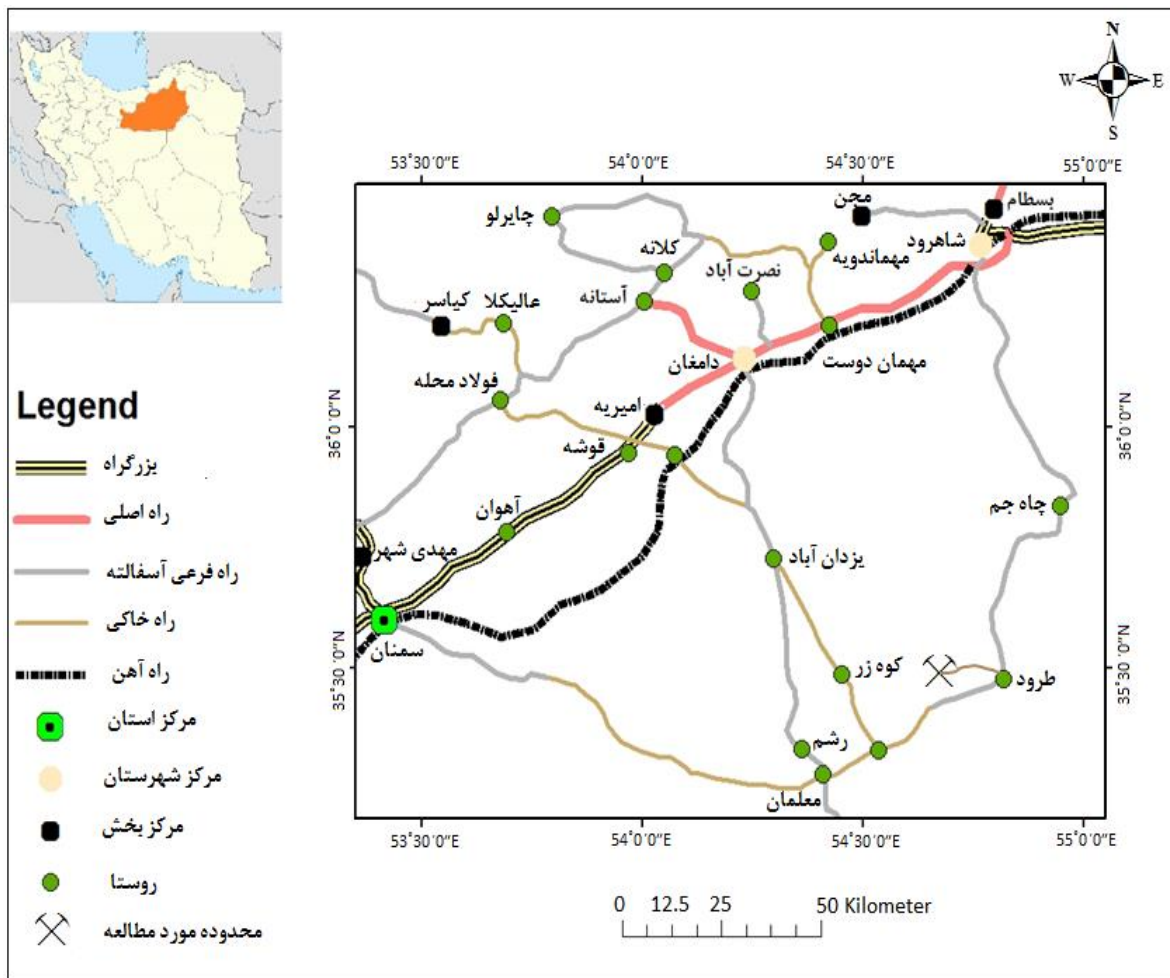
۱-۱- مقدمه

منطقه اکتشافی پارسیان در نوار آتشفشانی- رسوبی طرود- چاه شیرین، شمال پهنه ایران مرکزی و جنوب غرب شاهرود (نزدیک روستای طرود) واقع شده است. نوار آتشفشانی-رسوبی طرود- چاه شیرین شامل ترادف ضخیمی از گدازه‌ها و توف‌های مربوط به ائوسن هستند که توسط توده‌های گرانیتوئیدی به سن ائوسن- الیگوسن قطع شده و دگرسانی گرمایی گسترده‌ای در آن‌ها ایجاد شده است. فعالیت‌های هیدروترمالی که در نتیجه تزریق توده نفوذی در این سنگ‌ها ایجاد شده، نقش اصلی را در کانی‌سازی داشته‌اند. به طور کلی در این نوار دو گونه شاخص از کانی‌سازی اقتصادی شامل فلزی و غیر فلزی مشاهده می‌شود که کانسار مس پارسیان از جمله کانسارهای فلزی این منطقه به شمار می‌آید. با توجه به اهمیت عنصر مس در صنعت و از آنجا که تاکنون مطالعات دقیق زمین‌شناسی اقتصادی در خصوص این کانسار صورت نگرفته است، لذا در این تحقیق کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی رخداد کانه‌زایی مس پارسیان با استفاده از بررسی‌های صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و نتایج آنالیزهای شیمیایی مورد بررسی قرار گرفت. چرا که نتایج حاصل از این بررسی می‌تواند جهت شناسایی و اکتشاف ذخایر جدید مس در نوار آتشفشانی- رسوبی طرود- چاه شیرین و سایر زون‌های ایران مؤثر واقع شود.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

کانسار مس پارسیان در مختصات جغرافیایی $44^{\circ} 54'$ تا $45^{\circ} 45'$ طول شرقی و $27^{\circ} 35'$ تا $28^{\circ} 35'$ عرض شمالی واقع شده است. محدوده مورد مطالعه در استان سمنان، جنوب غرب شهرستان شاهرود و نزدیک روستای طرود قرار دارد. برای دسترسی به منطقه از طریق جاده آسفالتی شاهرود- طرود (حدود ۱۲۰ کیلومتر) یا جاده سمنان- معلمان- طرود، به روستای طرود رسیده و حدود ۳۵ کیلومتر از جاده خاکی که از روستای طرود به سمت معدن چاه موسی منشعب می‌شود را طی می‌کنیم، حدود ۲۳

کیلومتر آن از طریق جاده کمربندی چاه موسی - کوه زر و ۸ کیلومتر آن از طریق آبراهه‌های موجود می- باشد که این قسمت از جاده مرمت شده است. سپس ۳ کیلومتر جاده سازی به صورت کوه‌بری انجام شده است (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی

منطقه مورد مطالعه در حاشیه دشت کویر قرار دارد و دارای آب و هوای کویری و گرم و خشک می‌باشد. در این کویر میزان دمای هوا در گرم‌ترین زمان در روز (تیر ماه) به حدود ۶۰ درجه و در شب به حدود ۲۵-۳۰ درجه می‌رسد. این اختلاف فاحش دما باعث شدت گرفتن فرآیند هوازدگی فیزیکی می‌شود. در فصل‌های سرد میزان دما در روز ۱۷-۱۳ درجه و در شب ۰-۷- درجه می‌باشد. بیشترین میزان بارندگی سالانه نیز به طور معمول کمتر از ۱۳۰ میلیمتر بوده و میانگین سالیانه آن از ۹۰ میلیمتر تجاوز نمی‌کند. این بارندگی‌ها کوتاه و اغلب به صورت رگبارهای تند و پراکنده هستند که سبب ایجاد جریان‌های سیلابی و فصلی به سمت کویر می‌شوند. با توجه به قرار گرفتن محدوده در حاشیه دشت کویر، فراوانی املاح در آب‌های زیرزمینی و نبود جریان‌های سطحی، منطقه دارای پوشش گیاهی ضعیف به شکل بوته‌های کوتاه قد و درختچه‌های کوچک و مقاوم می‌باشد (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲- تصویری از پوشش گیاهی منطقه.

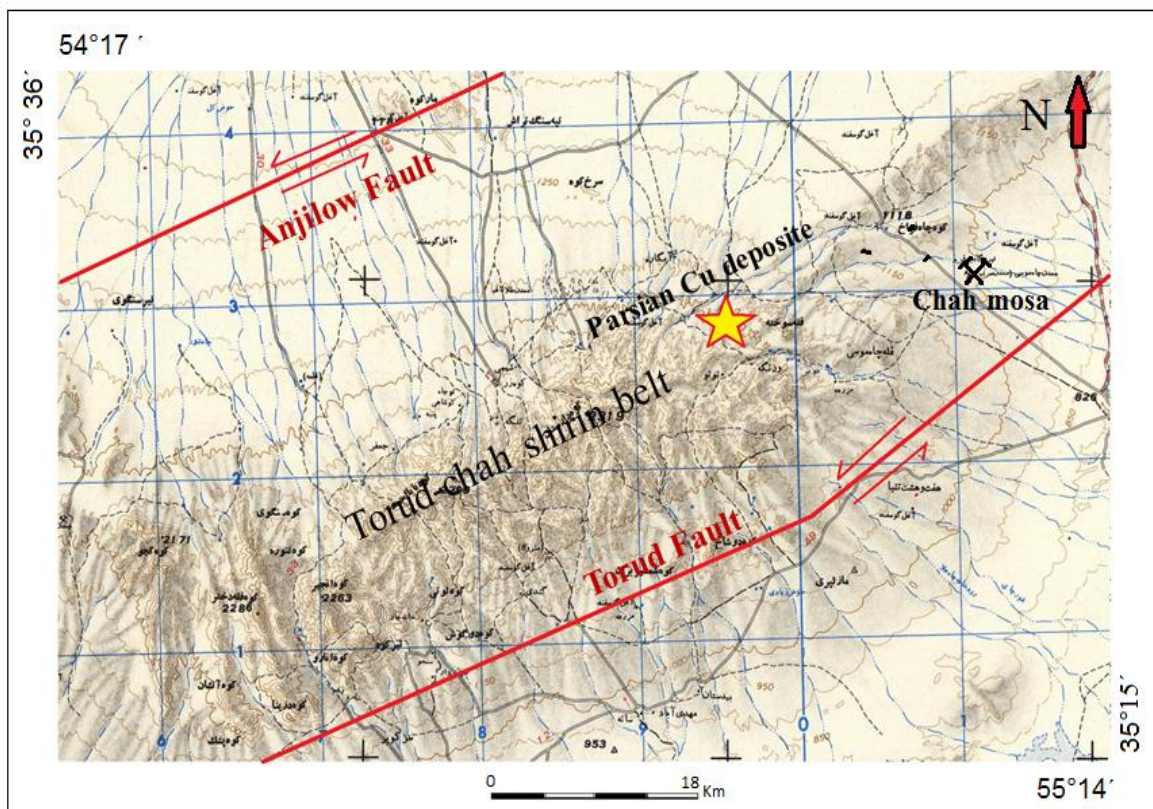
۱-۴- وضعیت معیشتی

نزدیک‌ترین مرکز پرجمعیت به منطقه مورد مطالعه، روستای طرود با جمعیت ۴۵۰۰ نفر می‌باشد که نیمی از جمعیت آن به علت نبود فرصت شغلی به شهرهای اطراف از جمله شاهرود مهاجرت کرده‌اند. قابل ذکر است که این روستا دارای شبکه برق سراسری، آب آشامیدنی بهداشتی، تلفن و راه ارتباطی مناسب می‌باشد. مردم روستا از طریق کشاورزی، دامپروری (پرورش شتر و گوسفند)، اشتغال در معادن توسعه یافته در محدوده روستا و قالی‌بافی امرار معاش می‌کنند. کشت مردم این روستا گندم، جو، سیر، شلغم، پیاز، زعفران و مقداری نیز پنبه می‌باشد. محصولات درختی آن خرما و به طور محدود انجیر و انار است. زمین‌های زراعی به وسیله قنات با دبی ۱۲۰ متر مکعب در ثانیه مشروب می‌شود.

۱-۵- زمین‌ریخت شناسی

منطقه مورد مطالعه بخشی از ارتفاعات نوار طرود- چاه شیرین می‌باشد که مورفولوژی آن تحت تأثیر لیتولوژی متفاوت و مخصوصاً عملکرد دو گسل اصلی و بزرگ طرود در جنوب و گسل انجیلو در شمال و تعداد زیادی گسل‌های فرعی قرار گرفته است. از ارتفاعات مهم آن می‌توان به کوه‌های چاه شیرین در غرب، طرود- رشم در مرکز و کوه شتر در شرق آن اشاره نمود که در آن‌ها بلندی‌های بالای ۲۰۰۰ متر به طور فراوان دیده می‌شود. در جنوب ارتفاعات نوار طرود- چاه شیرین کویر بزرگ یا کویر نمک و در شمال آن کویر حاجعلی قلی و کویر چاه جم نمود دارد. بخش‌های شمالی محدوده معدنی به طور عمده توسط آبرفت‌های عهد حاضر پوشیده شده‌اند که در نتیجه فرسایش و هوازدگی واحدهای قدیمی‌تر به وجود آمده‌اند.

کانسار مس پارسیان در بخش دامنه شمالی نوار آتشفشانی- رسوبی طرود- چاه شیرین قرار گرفته است که دارای ارتفاع ۱۶۵۰ متر از سطح دریا می‌باشد. (شکل ۱-۳) موقعیت منطقه را بر روی نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰۰ طرود (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۵۴) نشان می‌دهد.



شکل ۱-۳- بخشی از نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰۰ طرود (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۵۴) و نمایش موقعیت کانسار مس پارسیان بر روی آن.

۱-۶- تاریخچه معدن کاری

معدن کاری و استخراج ماده معدنی در نوار طرود- چاه شیرین ریشه در ادوار تاریخی دارد که آثار برداشت ماده معدنی و فرآوری آن‌ها به روش ذوب، در طول این گستره قابل مشاهده است. فعالیت معدن کاری

قدیمی در کانسار پارسیان نیز به صورت حفریات استخراجی (طی عملیات حفر ترانشه‌های اکتشافی آثار آن ناپدید شده) و همچنین آثار سرباره‌های معدنی (شکل ۴-۱) مشاهده شده است.



شکل ۴-۱- آثار سرباره‌های معدنی در کانسار مس پارسیان.

۷-۱ مطالعات انجام شده قبلی

به دلیل اهمیت نوار آتشفشانی- رسوبی طرود- چاه شیرین از جنبه معدنی، تاکنون مطالعات زیادی در آن صورت گرفته است که در زیر به برخی از مهم‌ترین آن‌ها اشاره می‌شود.

- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۵۵)، نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ طرود را تهیه کرده که در آن واحدهای لیتولوژیکی، محدوده سنی واحدها، چینه‌شناسی و تکتونیک منطقه در مقیاس ناحیه‌ای معرفی شده است.

- سازمان جغرافیایی کشور (۱۳۵۴)، نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰۰ طرود (NI40-1) را تهیه کرده که در آن وضعیت توپوگرافی و مورفولوژی و پراکندگی جمعیت در منطقه مشخص می‌شود.

- هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، ضمن تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ طرود، گزارشی را تحت عنوان تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه طرود ارائه کرده‌اند. در این گزارش به طور کلی تمام ناحیه را از زمان پرکامبرین تا عهد حاضر، از نظر سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی و ساختمانی مورد بررسی قرار گرفته است.

- جعفریان و ولی‌زاده (۱۳۶۸)، سنگ‌های آذرین محور طرود-کوه‌زر(باغو) را مورد مطالعه قرار داده و حجم اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را کالک‌آلکالن و جایگاه تکتونیکی تشکیل آن‌ها را به کمان آتشفشانی قاره‌ای نسبت داده‌اند.

- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و شرکت جیانگسی چین (۱۹۹۷)، اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان انجام دادند، که در معرفی پتانسیل فلزات پایه و گرانبها در نوار طرود- چاه شیرین بسیار مؤثر بوده است.

- کهنسال (۱۳۷۷)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را به صورت تناوبی از گدازه‌های با ترکیب آندزیت، بازالت، داسیت- آندزیت و تراکی‌آندزیت معرفی نموده است. به نظر این محقق ماگمای بازالتی آلکالن اولیه، در حین صعود و تفریق تحت تأثیر آغستگی با مواد پوسته-ای، به سنگ‌های حدواسط تبدیل شده است.

- شمعانیان اصفهانی (۱۳۸۱)، در رساله دکتری خود با مطالعه ژنز کانسارهای طلای گندی و ابوالحسنی (شمال معلمان)، سنگ‌های نیمه عمیق منطقه را به کمان ماگمایی درون قاره‌ای نسبت داده که این کمان همزمان با فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی، پدید آمده است.

- قربانی (۱۳۸۴)، سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان را در قالب رساله دکتری پترولوژی مطالعه کرده و آن‌ها را از نوع آلکالن تا کالک آلکالن دانسته که در محیط‌های کششی تشکیل شده‌اند.

- اشراقی و جلالی (۱۳۸۵)، نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان را تهیه کرده که سنگ‌شناسی، چینه-شناسی و زمین‌شناسی ساختمانی با دقت بالا مورد بررسی قرار گرفته است.
- امام جمعه (۱۳۸۵)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، محیط‌های تکتونیکی کانسار مس چاه موسی را کمربند آتشفشانی پهنه فرورانش قاره‌ای و معادل با گرانیت های تیپ I نوع کردیلرایی می-داند.
- خادمی (۱۳۸۶)، در رساله دکتری خود، علت حرکت نوساختی منطقه طرود را گسل طرود معرفی کرده است.
- یعقوب پور (۱۳۸۷)، با مطالعات کانی‌شناسی و میکروترمومتری بر روی کانسار چاه فراخ سمنان، به این نتیجه رسیده که که کانی‌سازی در این منطقه بر اثر تزریق متناوب سیال با شوری متوسط و رقیق شدگی آن تشکیل شده است.
- موسوی نقابی (۱۳۸۸)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، به بررسی کانی‌شناسی و ژنز معدن روی و سرب قله کفتران (شاهرود) پرداخته و کانسار را نوع اپی‌ترمال معرفی کرده است.
- پور شعبان و همکاران (۱۳۸۹)، مطالعات کانه‌نگاری و لیتوژئوشیمیایی بر روی کانسار مس رگه‌ای کلاته مهران سمنان انجام داده و کانسار را تیپ رگه‌ای معرفی کرده‌اند.
- طالع ماسوله و همکاران (۱۳۸۹)، با مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی بر روی کانسار مس چاه‌گله، شمال غرب طرود، کانسار را نوع رگه‌ای معرفی کرده و خاستگاه آن را محلول‌های هیدروترمال با درجه حرارت نه‌چندان زیاد می‌داند، که از سنگ‌های آتشفشانی نوع آندزیتی و تراکی‌آندزیتی منشأ گرفته‌اند.
- حقیقی و همکاران (۱۳۹۲)، کانی‌زایی در چشمه حافظ را از نوع اپی‌ترمال نوع سولفیدی شدن متوسط در نظر گرفته‌اند که به سمت سولفیدی شدن پایین گرایش دارند.

- ناهیدی فر (۱۳۹۳)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد روی کانسار مس دیان مطالعه کرده و کانه‌زایی را اپی‌ترمال رگه‌ای و محصول فعالیت آتشفشانی ائوسن دانسته‌اند.

- حسینی و همکاران (۱۳۹۴)، با بررسی شرایط زمین‌شناسی و ساختاری منطقه طرود- معلمان، به منظور شناسایی کانه‌زایی مس به این نتیجه رسیدند که به طور کلی کانه‌زایی فلزات از سیستم شکستگی-ها و گسل‌های منطقه پیروی میکند.

- عبدالهی (۱۳۹۵)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد، با بررسی کانسار مس و آهن رباعی (جنوب دامغان)، کانسار مس (طلا) رباعی را از نوع اپی‌ترمال سولفید متوسط و کانسار آهن، مس و طلای رباعی را از نوع اسکارن کلسیمی کم دما و IOCG دانسته‌اند.

- مهابادی (۱۳۹۷)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد، با بررسی کانسار مس آبگاره (جنوب دامغان)، مکانیسم اصلی ته‌نشینی کانه‌ها را مخلوط شدن دو سیال جوی و ماگمایی دانسته و به این نتیجه رسیده که سامانه رگه‌ای آبگاره در یک محیط اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین تشکیل شده است.

۱-۸- طرح مسئله و اهمیت موضوع

کانسار مس پارسیان، در ۱۲۰ کیلومتری جنوب‌غرب شهرستان شاهرود، نزدیک روستای طرود واقع می‌باشد. از نظر موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی و بر روی نوار آتشفشانی- رسوبی طرود- چاه‌شیرین قرار دارد و بخشی از قسمت شمالی نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان را تشکیل می‌دهد. واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه شامل توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن می‌باشد که شامل گدازه، توف و آگلومرا با ترکیب بازیگ تا حدواسط می‌باشد. با توجه به اهمیت مس در تمام تمدن‌ها و اهمیت آن در برنامه‌ریزی‌های بلند مدت و از آنجا که تاکنون هیچ گونه مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی در خصوص این کانسار صورت نگرفته است، لذا کانی‌شناسی، ژئوشیمی و

الگوی تشکیل کانسار مورد بررسی قرار گرفت. در این تحقیق با به کارگیری تکنیک‌های صحرایی، آزمایشگاهی و ژئوشیمیایی مباحث فوق‌الذکر مطالعه و تلاش شد به سوالات زیر پاسخ داده شود:

- ۱- عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی کدامند؟
- ۲- سنگ منشأ و سنگ درون‌گیر ماده معدنی کدامند؟
- ۳- کانی‌های اصلی تشکیل دهنده، ساخت و بافت غالب در کانسار کدامند؟
- ۴- ویژگی ژئوشیمیایی کانسار چگونه است؟
- ۵- انواع دگرسانی و گسترش هر یک چگونه است؟
- ۶- نحوه تشکیل کانسار چگونه است؟
- ۷- تفاوت و شباهت‌های این کانسار با کانسارهای مشابه منطقه چیست؟
- ۸- تیپ کانه‌زایی بر اساس مقایسه آن با کانسارهای تیپیک دنیا چیست؟

۹-۱- روش مطالعه

۹-۱-۱- جمع‌آوری اطلاعات

الف) مطالعه کتب، مقالات و جمع‌آوری اطلاعات در ارتباط با موضوع و منطقه مورد مطالعه از طریق کتابخانه‌ها و سایت‌های معتبر علمی.

ب) تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی، اکتشافی، توپوگرافی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای.

ج) تهیه و مطالعه گزارش‌های زمین‌شناسی و مقالات خارجی در ارتباط با موضوع مورد نظر.

۱-۹-۲- عملیات صحرائی

پس از انجام مطالعات دفتری، چند مرحله بازدید و مشاهدات صحرائی به شرح زیر انجام گرفت:

- بازدیدهای مقدماتی به منظور آشنایی بیشتر با منطقه مورد مطالعه و انطباق اطلاعات موجود با مشاهدات صحرائی و برداشت‌های مقدماتی.

- شناسایی و تفکیک واحدهای سنگی و چگونگی ارتباط آنها با یکدیگر.

- نمونه برداری از رخنمون‌های مختلف در منطقه به منظور تفکیک واحدهای سنگی.

- نمونه برداری از سنگ‌های دربرگیرنده به منظور تفکیک آنها.

- نمونه برداری از ترانشه‌ها، بر مبنای تغییرات سنگ شناسی، کانی شناسی، دگرسانی، رنگ و بافت.

- بررسی جایگاه چینه‌شناسی کانه‌زایی‌ها و ارتباط آنها با سنگ‌های توالی میزبان.

- مطالعه ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس محلی، رخنمون و نمونه دستی.

- بررسی ارتباط کانه‌زایی با پدیده‌های ساختاری مثل گسل‌ها.

- تهیه نقشه زمین شناسی بزرگ مقیاس از محدوده معدنی.

- بازدید نهایی از منطقه به منظور کنترل نتایج و اطلاعات به دست آمده.

۱-۹-۳ - مطالعات آزمایشگاهی و دستگاہی

در این مرحله پس از انجام نمونه برداری، با توجه به هدف مطالعه، بر روی نمونه‌ها، مطالعات مختلف به شرح زیر صورت گرفته است:

الف- تهیه مقاطع نازک و صیقلی در کارگاه تهیه مقطع و مطالعه آنها در بخش زمین‌شناسی دانشگاه شاهرود، که شامل موارد زیر می‌باشد:

- تهیه ۳۰ مقطع نازک از نمونه‌های سنگی مختلف جهت مطالعات پتروگرافی .

- تهیه ۲۱ مقطع صیقلی از نمونه‌های معدنی جهت مطالعات کانه‌نگاری.
- تهیه ۲ مقطع دو برصیقل برای انجام مطالعات سیال درگیر.
- ب- تجزیه و آنالیز نمونه‌ها در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات و فراوری معدنی ایران با حمایت مالی شرکت ایمیدرو، که شامل موارد زیر می‌باشد:
 - تجزیه ۷ نمونه به منظور تعیین میزان عناصر کمیاب و عناصر نادرخاکی به روش‌های طیف سنجی جرمی-پلاسمای القایی (ICP-MS).
 - تجزیه ۱۱ نمونه به روش فلوئورسانس اشعه ایکس (XRF)، به منظور تعیین میزان عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های موجود در منطقه.
 - تجزیه ۶ نمونه به روش پراش پرتو ایکس (XRD)، به منظور تعیین کانی‌های اصلی و فرعی در کانسنگ و سنگ‌های درون‌گیر و برخی کانی‌های دگرسان در منطقه.
 - آنالیز دو نمونه و در مجموع ۶ نقطه به روش کمی- نقطه‌ای با دستگاه الکترون مایکروپروپ (EPMA).

۱-۹-۴- مطالعه دفتری و پردازش و تفسیر داده‌ها

- نتایج حاصل از مراحل قبلی با مطالعه کتاب‌های مرجع، مقالات و نیز استفاده از نرم افزارهای کامپیوتری، دسته بندی، پردازش و تلفیق گردیده و در نگارش پایان‌نامه مورد استفاده قرار گرفته است که شامل مراحل زیر می‌باشد:
 - تجزیه، تحلیل و تلفیق داده‌های حاصل از بررسی‌های صحرایی، مطالعات مقاطع میکروسکوپی و داده‌های ژئوشیمیایی.
 - ترسیم نقشه‌های زمین‌شناسی با استفاده از نرم افزار Arc Gis.

- تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از تجزیه نمونه‌ها با استفاده از نرم افزارهای تخصصی GCD kit و نرم افزار آماری Exel و SPSS.

- تلفیق داده‌های مذکور با داده‌های حاصل از مطالعه مقالات و کتب مربوطه به منظور ارائه مدل کانه‌سازی در منطقه و نیز مقایسه‌ی این کانه‌زایی با نهشته‌های مشابه در جهان.

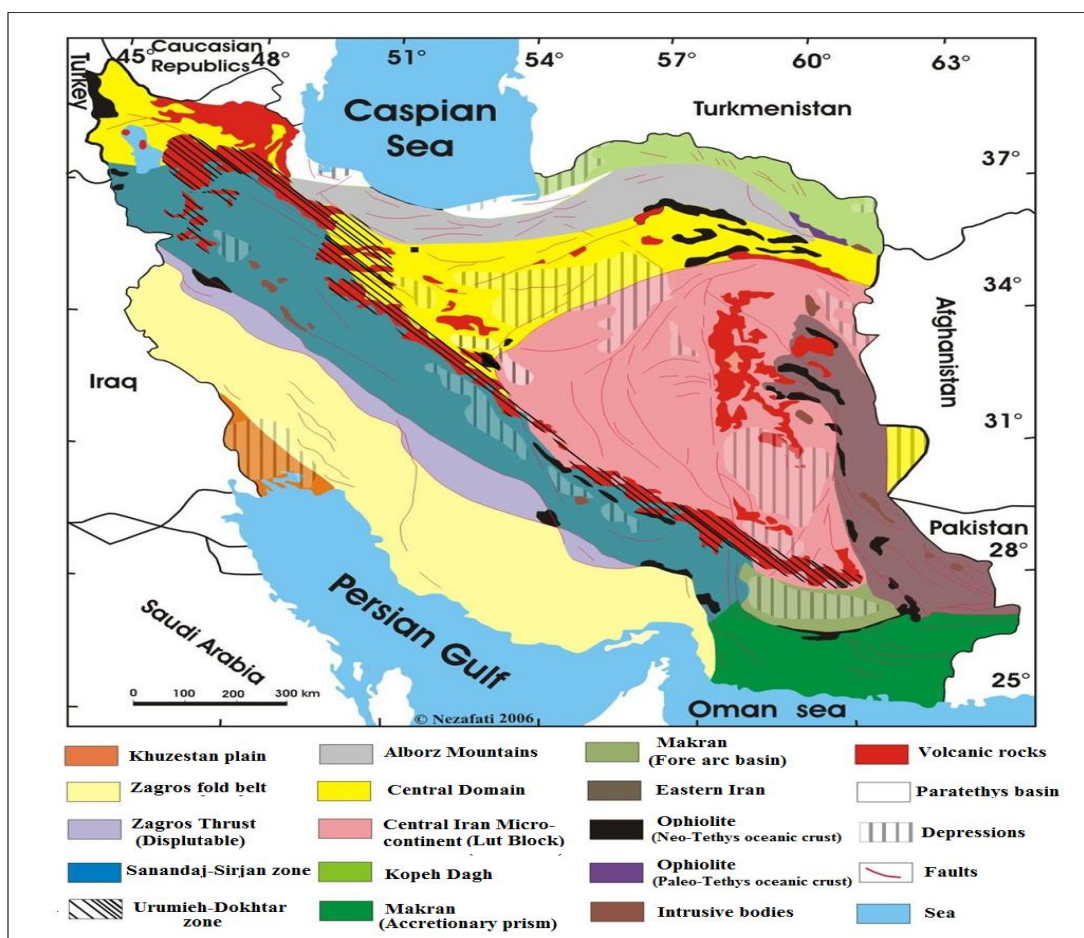
- نگارش فصول پایان‌نامه.

فصل دوم

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

۲-۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمالی پهنه ساختاری- رسوبی ایران مرکزی و در نوار آتشفشانی- رسوبی طرود- چاه شیرین واقع شده است (شکل ۲-۱). این پهنه در ترشیری شاهد فعالیت‌های ماگمایی بسیار گسترده‌ای بوده که در نتیجه آن، نوار آتشفشانی- رسوبی طرود- چاه شیرین با روند شمال شرقی- جنوب غربی شکل گرفته است. این فعالیت‌ها در نوار طرود- چاه شیرین در دوران اول و دوم به فراخور حوادث تکتونیکی اندک اندک آغاز شده و در دوران سوم به اوج خود رسیده که حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های آذرین را به جای گذاشته‌اند. ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها به طور چیره دارای طیف ترکیبی بازالت و آندزیت می‌باشد که به مرور زمان به حالت اسیدی و تراکیتی گرایش پیدا کرده‌اند. در نهایت دوباره این ماگما حالت بازیک‌تر به خود گرفته و گدازه‌ها، برش‌ها و توف‌های آندزیتی را تشکیل داده‌اند که احتمالاً تا پایان ائوسن این روند ادامه پیدا کرده است. از طرفی توده‌های نفوذی متعددی به سن ائوسن بالایی- الیگوسن این مجموعه سنگی را قطع نموده‌اند که به نوعی بیانگر تأثیر فاز زمین‌ساختی پیرنه بر روی این منطقه می‌باشد (رشید نژاد عمران، ۱۳۷۱). در این فصل با استفاده از اطلاعات به دست آمده به شرح زمین‌شناسی ناحیه‌ای و همچنین شرح چینه‌شناسی، زمین‌شناسی اقتصادی و زمین‌شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه پرداخته خواهد شد.



شکل ۲-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی سسش نقشه پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳).

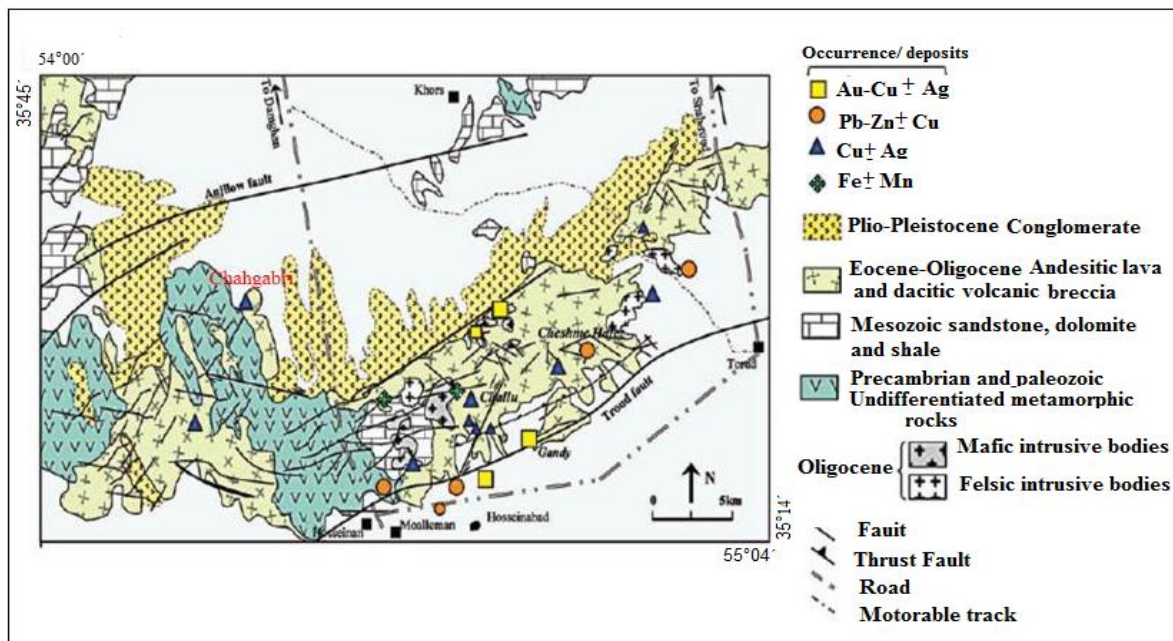
۲-۲- ویژگی‌های عمومی پهنه ساختاری- رسوبی ایران مرکزی

پهنه ساختاری- رسوبی ایران مرکزی به شکل مثلث از شرق به بلوک لوت، از شمال به رشته کوه‌های البرز و از جنوب به پهنه سنندج- سیرجان محدود می‌شود که پیکره اصلی و میانی فلات ایران را پدید آورده‌اند و نه تنها به عنوان یک واحد مجزا به شمار می‌آید؛ بلکه دربردارنده چندین زیر مجموعه ساختاری از نظر تکتونیکی و متالورژی نیز می‌باشد. این پهنه توالی‌های بسیار ضخیمی از سنگ‌های دگرگونی، رسوبی، آتشفشانی و رخساره‌های گوناگون سنگ‌های آذرین درونی از پرکامبرین پسین تا عهد حاضر را شامل می‌شود. به علاوه این خرده قاره توسط زمین درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل درونه و افیولیت-

های کاشمر- سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های امتداد لغز راست‌گرد طولی که به سمت غرب خمیدگی دارند، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت بادام و بلوک یزد می‌باشد. همچنین، در این ایالت شاهد کانی‌سازی‌های گسترده‌ای از سرب و روی، منگنز، طلا، مس، بوکسیت، باریت، فسفات، فلوریت و ... می‌باشیم که در چندین برهه زمانی رخ داده‌اند (قربانی، ۱۳۸۶).

۲-۳- ویژگی‌های عمومی نوار آتشفشانی- رسوبی طرود- چاه شیرین

باریک رشته یا نوار طرود- چاه شیرین، واقع در کرانه شمالی کویر مرکزی ایران، حاصل ماگماتیسم ترشیر در پهنه ایران مرکزی می‌باشد. این نوار شامل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های گرانیتوئیدی قطع کننده آن است که با روند تقریباً شرقی- غربی در حاشیه شمالی حوضه فرورفته کویر مرکزی به صورت یک فرازمین بین دو پهنه گسله طرود و انجیلو واقع شده است و در بخش‌هایی از آن، سنگ‌های دگرگونه پرکامبرین-پالئوزوئیک به صورت پنجره‌هایی در آن رخنمون یافته است (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده کمر بند طرود-چاه شیرین (براساس هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).

در این نوار واحدهای سنگ چینه‌ای زیر با سن پرکامبرین تا عهدحاضر البته نه به طور پیوسته گسترش یافته‌اند:

سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین دربرگیرنده گنیس، شیست و... که به گونه‌ای بسیار محدود در کوه شتر رخنمون دارند.

سنگ‌های پالئوزوئیک پایینی تناوبی از طبقات دولومیت که در بالاتر، شیل‌ها و ماسه سنگ‌ها با آهک‌های توده‌ای برونزد دارد. این سنگ‌ها در زیر تناوبی از ماسه سنگ، شیل، دولومیت و گدازه‌های آندزیتی که قابل مقایسه با سازند نیور در شرق ایران است، قرار می‌گیرند. بر روی سنگ‌های منسوب به سازند نیور، ماسه سنگ (سازند پادها)، سنگ‌های آهکی (سازند بهرام) و دولومیتی در بالا (سازند سیب‌زار) دیده می‌شود. در جنوب گسل انجیلو، این واحدها تا اندازه‌ای دگرگون شده‌اند، آنچنان که مرز میان سازندهای نیور، پادها، سیب‌زار و بهرام به درستی قابل تفکیک نمی‌باشد.

سنگ‌های پرمین با رخساره‌های آواری شبیه سازند درود البرز، در شمال گسل انجیلو رخنمون دارند. بر روی این سنگ‌ها، تناوبی از سنگ‌های آهکی فوزولین‌دار همسان با سازند جمال، جای گرفته‌اند.

سنگ‌های وابسته به تریاس‌زیرین و میانی ساخته شده از ماسه سنگ کوارتزیتی، شیل و دولومیت، قابل مقایسه با سازندهای سرخ‌شیل و شتری است و در شمال گسل انجیلو گسترشی محدود دارد. سازند شمشک در این ناحیه به مجموعه نهشته‌های تریاس بالایی و لیاس گفته می‌شود و در برگیرنده شیل زغال‌دار، ماسه سنگ، آهک و... است و در شمال گسل انجیلو، دارای گسترش چشمگیری است.

سنگ‌های وابسته به دوگر، که دربرگیرنده آهک‌های ماسه‌ای و کنگلومرایی مشابه سازند بادامو و شیل‌های آهکی - ماسه‌ای معادل سازند بغم‌نشا است و در جنوب گسل انجیلو برونزد دارد.

سنگ‌های کرتاسه‌زیرین دربرگیرنده نهشته‌های آواری قرمزرنگ، تناوبی از آهک و شیل و دوباره نهشته‌های آواری قرمز است.

سنگ‌های وابسته به ترشیر، دربرگیرنده ترادف‌های ضخیم آتشفشانی و رسوبی ائوسن، نهشته‌های دریایی نومولیت‌دار ائو- الیگوسن، نهشته‌های آواری قرمزیرین، آهک و شیل‌های سازند قم وابسته به اواخر الیگوسن، سازند قرمزبالایی و نهشته‌های وابسته به پلیوپلیستوسن تا کواترنر است (shamanian et al., 2004).

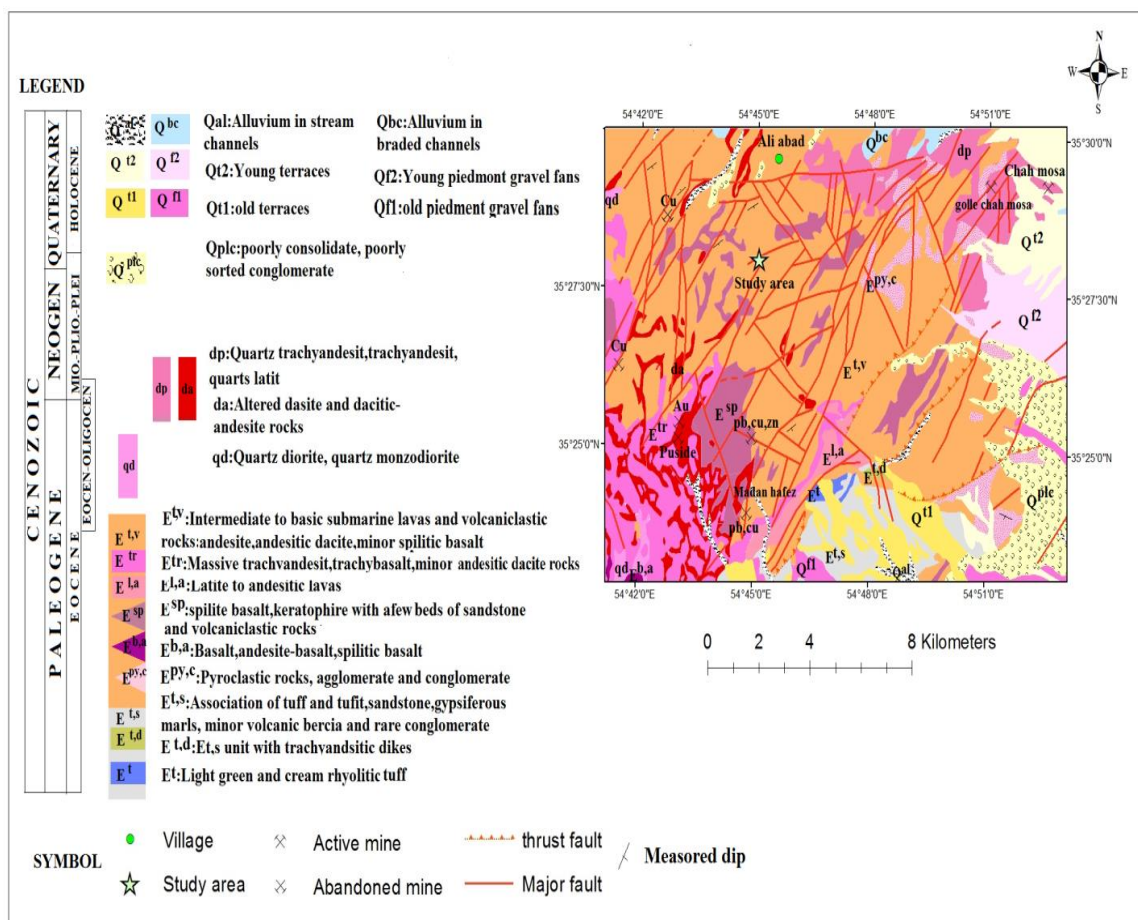
فعالیت‌های ماگمایی در این منطقه، در دوران اول و دوم به فراخور حوادث تکتونیکی اندک اندک آغاز و در دوران سوم به اوج خود رسیده که حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های آذرین را جای گذاشته‌اند. در ترشیری همه پدیده‌های زمین‌شناسی تحت تأثیر فعالیت‌های ماگمایی قرار می‌گیرد. فعالیت‌های ماگمایی این دوران در لوتسین آغاز و در سرتاسر ائوسن میانی ادامه می‌یابد. در ائوسن پسین این فعالیت‌ها متوقف و سپس در اواخر ائوسن پسین تا الیگوسن دوباره از سر گرفته می‌شود.

وجود توده‌های گرانیتوئیدی ترشیر و فعالیت‌های آخر ماگمایی این توده‌ها چرخه‌های هیدروترمالی جالبی را برای تشکیل کانی‌سازی طلای رگه‌ای همراه با مس، سرب و روی در این پهنه فراهم نموده که بارزترین آن‌ها کانسار طلای کوه‌زر و کانسار طلای گندی در جنوب آن می‌باشد.

در ناحیه طرود دو گروه سنگ‌های دگرگونه دیناموترمال یافت می‌شود که یکی متعلق به پرکامبرین و دیگری سنگ‌های پالئوزوئیک تا مزوزوئیک زیرین را دربر می‌گیرد. سنگ‌های پرکامبرین مجموعه‌ای از شیست، گنیس و آمفیبولیت است که از نظر سنگ‌شناسی هیچ شباهتی با ترادف‌های پالئوزوئیک تا مزوزوئیک ندارد و درجه دگرگونی آن نیز بسیار بالاتر می‌باشد. این سنگ‌ها در شمال شرق طرود برون‌زد دارند.

۲-۴- چینه‌شناسی ناحیه‌ای محدوده مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در قسمت بالایی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان (اشراقی و جلالی، ۱۳۸۵) قرار دارد (شکل ۲-۳)، بر مبنای این نقشه به شرح چینه‌شناسی و لیتولوژی در مقیاس ناحیه‌ای از قدیم به جدید پرداخته می‌شود:



شکل ۲-۳- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان (اشراقی و جلالی، ۱۳۸۵) و نمایش موقعیت کانسار مس پاریسیان.

۲-۴-۱- واحدهای ائوسن

الف) مجموعه سنگی $E^{t,s}$

رخنمون‌های مجموعه سنگی $E^{t,s}$ با ستبرای زیاد در منطقه از غرب (رشم و سوسن‌وار) تا شرق (سرتخت و سرخه) در پهنه وسیعی دیده می‌شود و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های توف، توفیت، مارن و مادستون-های توفی، ماسه‌سنگ، عدسی‌های بزرگ سنگ‌های آگلومرالی و کنگلومرالی است که به رنگ‌های قرمز-صورتی، قرمز، قهوه‌ای تیره، خاکستری و کرم تا سبز روشن مشاهده می‌شوند. در پاره‌ای نقاط در نهشته-های مارنی و مادستونی آن‌ها ژیبس نیز ساخته شده است. رنگ قرمز-صورتی و قرمز-قهوه‌ای این سنگ-ها بیانگر تبلور آن‌ها در محیط آبی بسیار کم ژرف تا کرانه‌ای است که شرایط اکسیداسیونی برحوزه حاکم بوده است. افق‌های کم ستبرائی از توف، توفیت‌های ریولیتی-ریوداسیتی بنتونیت‌دار به رنگ سفید تا کرم متمایل به سبز خیلی روشن در بین نهشته‌های این واحد وجود دارد که در برخی مناطق به عنوان خاک صنعتی بنتونیت‌دار بهره برداری می‌شوند.

دیگر سازنده‌های مجموعه را سنگ‌های آتشفشانی کلاستیکی و برش‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی تا میانه و ندرتاً همراه با کلاستیک‌های بازیک تا میانه می‌سازد که این سنگ‌ها به شدت دگرسان شده‌اند. به دلیل همبری تکتونیکی واحد $E^{t,s}$ با نهشته‌های قدیمی‌تر مرز زیرین آن‌ها در ورقه معلمان مشاهده نشده است.

در بین توف‌ها و مارن‌های توفی واحد $E^{t,s}$ در شرق سوسن‌وار و جنوب خاوری پیرمردان عدسی‌های کوچکی از آهک‌های تخریبی و کنگلومرای نومولیت‌دار با ضخامت و گسترش بسیار کم پدید آمده است که در آن انباشته‌هایی از فسیل‌های مختلف شناسایی شده است. بررسی‌های سنگواره شناسی سن آن‌ها را به ائوسن پیشین تا میانی نسبت داده است.

مجموعه سنگی $E^{t,s}$ در بخش‌هایی در محدوده مورد مطالعه جدایش پذیر به واحدهای کوچکتری می‌باشند که عبارتند از:

- واحد E^t

در جنوب شرقی امامزاده پیرمردان و اطراف سرخه، ماسه سنگ‌ها و توف‌های کرم تا خاکستری روشن، سفید و سبز کم‌رنگ با ترکیب ریولیتی- ریوداسیتی رخنمون دارد و گسترش آن نیز کم است. به جهت رنگ روشن آن‌ها از سایر نهشته‌ها متمایز می‌گردد.

- واحد $E^{t,d}$

در جنوب شرقی سرتخت و پیرمردان واحد $E^{t,s}$ را تعداد زیادی دایک‌های گوناگون بریده است. این بخش-ها با نام واحد $E^{t,d}$ جدا شده است. ترکیب سنگ‌شناسی دایک‌ها را سنگ‌های آندزیت پورفیری، تراکی-آندزیت و کوارتزلاتیت می‌سازد که با فواصل نزدیک به هم و تقریباً موازی نفوذ کرده‌اند.

(ب) مجموعه سنگی $E^{t,v}$

پس از فعالیت‌های آتشفشانی اسیدی که نهشته‌های گوناگون واحد $E^{t,s}$ را برجای نهاده است، دومین گامه از فعالیت‌های ماگمایی ائوسن- الیگوسن در منطقه با فوران‌های آتشفشانی زیردریایی با ترکیب بازیک تا متوسط توأم بوده است. در طی این گامه حجم زیادی از مواد آذرین از طریق دایک‌های تغذیه کننده (Feeder dikes) به کف دریا ریخته‌اند. این مواد در محیطی سرد شده‌اند که نسبت به واحد $E^{t,s}$ ژرفای بیشتری داشته و کم و بیش شرایط احیائی در محیط زایش آنها حاکم بوده است. در نتیجه این فعالیت-های ماگمایی مجموعه سنگی $E^{t,v}$ با ستبرای زیاد از سنگ‌های گدازه‌ای برشی شده، گدازه‌های اسپیلیتی شده، هیالوکلاستیک‌های بازیک تا میانه، توف- پیروکلاستیک‌های زیردریایی و سنگ‌های آلبیتوفیری،

اسپیلیتی و کراتوفیری ساخته شده است. مجموعه $E^{l,v}$ دربرگیرنده سنگ‌های آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی آندزیت بازالت، بازالت‌های آلکانل زیردریائی و آندزیت- داسیت‌های پورفیری است.

مجموعه سنگی $E^{l,v}$ با در نظر گرفتن موقعیت چینه‌ای و هم ارزی با واحدهای ائوسن میانی- پسین ورقه کلاته رشم به لوتسین بالا و پس از آن نسبت داده می شود.

مجموعه سنگی $E^{l,v}$ در جاهایی برحسب ترکیب سنگ‌های سازنده آن به واحدهای کوچکتری قابل جدایش است که عبارتند از:

- واحد $E^{py,c}$

در قسمت‌هایی از مجموعه $E^{l,v}$ سنگ‌های آتشفشانی برشی، اپی کلاستیک‌ها و یا پیروکلاستیک‌هایی که دارای قطعات سنگی درشت هستند، زیر نام $E^{py,c}$ جدا شده است. این سنگ‌ها ستبرای متغیری داشته، بیشتر به گونه نکتونیک در همبری واحد $E^{l,s}$ و یا توده‌های نفوذی جای گرفته است. قطعه سنگ‌های آن گاه بیش از ۷۰-۵۰ سانتیمتر قطر دارند. در مواردی به صورت برش‌های آتشفشانی قرمز- قهوه‌ای رنگ دیده می‌شوند که از به هم جوش خوردن سنگ‌های واحد $E^{l,s}$ و بیشتر $E^{l,v}$ شکل گرفته‌اند. ترکیب آندزیتی تا داسیت- آندزیت دارند و در مواردی به دلیل ستبرای کم آن‌ها جدایش پذیر نبوده است.

- واحد $E^{b,a}$

این واحد در کوه کاهوان و در باختر دره جوزبان جدا شدنی می‌باشد و شامل سنگ‌های گدازه‌ای بازالتی تا آندزیت بازالتی و سنگ‌های آتشفشانی برشی شده و شیشه‌ای هستند که به رنگ سبز تیره، سبز و تیره رنگ دیده می‌شوند.

- واحد E^{sp}

این واحد در بسیاری از نقاط رخنمون یافته است. در بردارنده ترکیب سنگ‌شناسی آندزیت‌های پیروکسن-دار، آندزیت بازالت و بازالت آلکالن به صورت اسپیلیت و کراتوفیری، گدازه‌های آندزیتی تیره و داسیت آندزیت‌های به شدت تجزیه شده با میان لایه‌های کم ماسه سنگ توفی قرمز-قهوه‌ای است که در بسیاری از نقاط این سنگ‌ها را می‌توان یک هیالوپيروکسن آندزیت و آندزیت-بازالت‌های هیالوکلاستیکی نامید. در بیشتر موارد رنگ سبز تا سبز خاکستری دارند و گاه قهوه‌ای تیره رنگ دیده می‌شوند. این سنگ‌ها به پیکر گدازه‌های آلتزه شده و از دایک‌های تغذیه کننده اسپیلیتی شده، ساخته شده‌اند. بر روی هم رفته آن‌ها را می‌توان تیپ سنگ‌های آتشفشانی- نیمه آتشفشانی با گرایش به سوی اسپیلیتی- کراتوفیری شدن، در نظر گرفت. در بسیاری از نقاط لایه‌بندی نشان نمی‌دهند ولی لایه‌هایی با ستبرای کم ماسه‌سنگ توفی و توفیت در آن‌ها پدید آمده است. این سنگ‌ها آلتراسیون شدیدی را پذیرا شده‌اند. در موارد زیادی، کف دره‌ها و مناطق با بلندای کم رخنمون یافته‌اند.

- واحد $E^{l,a}$

بر روی واحد $E^{d,a}$ ستبرائی در حدود ۲۰۰-۳۰۰ متر از سنگ‌های گدازه‌ای لاتیت- آندزیتی میکروپورفیری برجای گذاشته شده‌اند و به نام واحد $E^{l,a}$ تفکیک شده است. این سنگ‌ها رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دارند و ترکیب سنگ‌شناسی آنها لاتیت- آندزیت، کوارتز لاتیت- آندزیت و گاهی کوارتز تراکی- آندزیت است. بافت پورفیریتیک با زمینه میکرولیتی و گاهی میکروکریپتوکریستالین دارند.

۲-۴-۲- واحدهای ائوسن - الیگوسن

- واحد qd

در گستره ورقه شمار زیادی سنگ‌های نفوذی نیمه ژرف برون‌زد یافته است که بیشتر در امتداد شکستگی‌های بزرگ و گسل‌ها جایگزین شده‌اند. این توده‌ها سنگ‌های آتشفشانی و واحدهای گوناگون ائوسن،

کرتاسه و پالئوزوئیک را بریده‌اند. لذا پیدایش آن‌ها را بایستی به اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن نسبت داد. بخش زیادی از این برون‌زدها را سنگ‌های کوارتز دیوریتی تا کوارتز مونزودیوریتی به رنگ خاکستری روشن تا خاکستری و سبز خاکستری پدید آورده است. این سنگ‌ها دارای فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز با نسبت درصد کم و بیش مساوی‌اند. این سنگ‌ها را می‌توان با دگرسانی شدید، بیشتر از نوع آلتراسیون سریسیتی مشخص نمود.

- واحد da

فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن‌پسین که پدید آورنده سازنده‌های گوناگون مجموعه سنگی $E^{t,v}$ بوده است. پس از مدتی با یک ماگمای اسیدی بریده شده است. در نگاه کلی ماگمای اسیدی شمار زیادی رخنمون-های کوچک را به پیکر توده‌های آتشفشانی نیم‌ژرف گنبدی شکل، استوک، دایک و رگه پدید آورده است. در حقیقت این سنگ‌ها از یک ماگمای داسیتی- میکروگرانیتی با گرانروی بالا سرچشمه گرفته‌اند که در بازدیدهای صحرائی به منزله توده‌های نفوذی کم ژرفا تظاهر می‌نمایند و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را بریده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های یاد شده را داسیت، داسیت- آندزیت شدیداً دگرسان شده می‌سازد که به سمت شمال ورقه ترکیب آن‌ها به داسیت‌پورفیری تا میکروگرانیت، میکروگرانیت تورمالین‌دار تغییر می‌کند. این توده‌ها از گسترش و پراکندگی زیادی در سطح ورقه برخوردار است و شمار زیادی از آپوفیزهای آن در محدوده شمال گندی- شرق معدن پوسیده، ده جعفر تا باغو رخنمون یافته است.

- واحد dp

این سنگ‌ها به پیکر توده‌های آتشفشانی نیم‌ژرف در شمال خاوری، در کوه و معدن چاه‌موسی رخنمون یافته‌است. رنگ ظاهری خاکستری روشن تا کمی تیره دارند و ترکیب آن‌ها در قسمت‌های میانی و کناره ای ناهمسانی‌هایی را نشان می‌دهد. در بخش‌های کناره‌ای توده ترکیب سنگ‌شناسی کوارتز تراکی آندزیتی، تراکی آندزیتی و کوارتزلاتیتی دارند و درشت بلورهای آن‌ها را پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت و

قالب‌های احتمالی پیروکسن ساخته است. از کناره به مرکز توده میزان فلدسپات‌های آکالن بیشتر می‌شود و بلورهای سنگ نیز درشت‌تر شده آن‌چنانکه درشت بلورهای فلدسپات به حدود یک سانتیمتر می‌رسد. یادآوری می‌شود که در بخش خاوری توده یادشده در مشاهدات روی زمین و میکروسکوپی انکلاوهای درشت از سنگ‌های نفوذی با ترکیب مونزوسینیتی دیده شده است که نشان می‌دهد پس از توده‌های نفوذی کوارتز دیوریتی و مونزوسینیتی پدید آمده‌اند. اگرچه این سنگ‌ها به پیکر گنبدی شکل دیده می‌شوند ولی در نگاه کلی دارای گسترش خطی موازی گسل اصلی طرود می‌باشند. سن واحد dp به دلیل بریدن دیگر سازندها الیگوسن آغازی پیشنهاد می‌گردد.

– دایک‌ها

شمار زیادی دایک در گستره ورقه معلمان و در بخش زیرپهنه طرود- چاه‌شیرین رخنمون دارد. این دایک‌ها را در سه گروه زیر دسته بندی شده‌اند (اشراقی و جلالی، ۱۳۸۵):

الف – دایک‌های با ترکیب سنگ شناسی حدواسط تا مافیک

این گروه دایک‌ها در گستره ورقه بسیار فراوان ظاهر شده‌اند و به پیکر دایک‌های تغذیه کننده و فوج دایک‌ها دیده می‌شوند ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها به ترتیب فراوانی حجمی عبارتند از: دایک‌های آندزیتی، تراکی‌آندزیتی، کوارتز لاتیتی و کوارتز لاتیت- آندزیتی، تراکی‌آندزیت بازالتی، میکروکوارتز دیوریتی، میکرومونزودیوریتی و ندرتاً میکرومونزوسینیتی و آکالی گابرو تا دولریتی است.

ب – دایک‌های فلسیک (داسیتی)

شمار دایک‌های اسیدی بسیار کمتر از دایک‌های بازیک تا میانه است و بیشتر زبانه‌هایی از واحد da می‌باشند. به دلیل رنگ روشن سفید تا سفید متمایل به صورتی به خوبی از سایر سنگ‌ها متمایز می‌باشند. این سنگ‌ها ترکیبات مشابه واحدهای da دارند و در مواردی بصورت دایک‌های داسیت پورفیری تا

میکروگرانیت تورمالین دار دیده می‌شوند. سیالات گرمایی نقش اساسی در پیدایش این رگه‌ها داشته‌اند. سن این رگه‌ها و یا دایک‌های اسیدی با توجه به بریدن نهشته‌های دیگر، الیگوسن آغازی پیش بینی می‌شود.

ج - دایک‌های مافیک میکروآلکالی گابروئی

رخنمون‌های این دایک‌ها تنها در کوه چاه‌موسی و در واحد dp با ستبرای ۱۰-۳ متر ظاهر شده است. رنگ ظاهری این دایک‌ها خاکستری تا خاکستری متمایل به سبز تیره است و عمدتاً از پلاژیوکلاز و کانی مافیک تشکیل شده است. ترکیب سنگ‌شناسی میکروآلکالی گابرو، دیاباز- گابرو دارند. این سنگ‌ها به نظر می‌رسد که جوان‌ترین رخنمون ماگمائی در منطقه باشد و سن آن الیگوسن آغازین است.

۲-۴-۳- واحدهای کواترنری

- واحد Q^{PIC}

شامل نهشته‌های کنگلومرایی درشت قلوه با سیمان کم ماسه‌ای و سخت نشده است که کوهپایه‌های کهن و بلند را پدید آورده است. زمان پیدایش این نهشته‌ها آغاز کواترنری (پلئستوسن) است.

- واحد Qt_1

رسوبات آبرفتی کهنی را شامل می‌شود که به پیکر زمین‌های نسبتاً مسطح تا کمی بلند پدید آمده است. سازنده‌های آن کنگلومرای ناهمگن و سیمان بسیار کم و سست است. در پهنه ورقه از گسترش و ستبرای زیادی برخوردار نمی‌باشد.

- واحد Q^{fl}

پادگانه‌های آبرفتی بلند را ساخته است که گسترش زیادی در ورقه دارد.

- واحد Qt_2

نهشته‌های آبرفتی جوان است که زمین‌های مسطح و پست را پدید آورده است. سازنده‌های آن از کنگلومرا با ذرات ریز تا میانه، سخت نشده با سیمان سست و رسی-ماسه‌ای پیدایش یافته است.

- واحد Q^{f2}

پادگانه‌ها و پنجه‌های آبرفتی نسبتاً مسطح و جوانی هستند که سازنده‌های آن دانه ریزتر از Q^{f1} است و آن را بریده است.

- واحد Q^{al}

ته‌نشست‌های بستر رودخانه‌ها و آبراهه‌های بزرگ عهد حاضر است.

- واحد Q^{bc}

نهشته‌های رودخانه‌ای و سیلاب‌های بریده بریده‌ای هستند که بقایای آبرفت‌های Q^{f1} و Q^{f2} نیز در آن‌ها بجا مانده است.

۲-۵- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک

همان‌گونه که یادآوری شد گستره معلمان در تقسیم بندی پهنه‌های ساختاری ایران در پهنه ایران مرکزی و در بخش ماگمائی آن پهنه جای می‌گیرد. پهنه ایران مرکزی دارای یک پی‌سنگ دگرگونی است که شکل پذیری قوی دارد و پدیده‌های گوناگون آتشفشانی، توده‌های نفوذی کم‌ژرف و دگرگونی در آن دیده شده است. گستره ورقه معلمان به دو زیر پهنه طرود-چاه‌شیرین و حوضه رسوبی نئوژن تقسیم شده است (اشراقی و جلالی، ۱۳۸۵) که خصوصیات آن‌ها در ادامه شرح داده می‌شود.

زیر پهنه طرود - چاه شیرین

نواحی میان گسل انجیلو در شمال (خارج از محدوده ورقه) و گسل طرود را در برمی‌گیرد و به پیکر نواری از سنگ‌های دگرگونی و آتشفشانی‌های ائوسن - الیگوسن و توده‌های نفوذی نیم ژرف است که از باختر طرود تا کوه‌های چاه‌شیرین (خاورسمنان) گسترش دارد. رخنمون‌های این زیرپهنه در گستره ورقه واحدهای سنگی پالئوزوئیک، کرتاسه پایانی و نهشته‌های ترشیری آغازی (پالئوژن) را در بر گرفته است.

زیرپهنه حوضه رسوبی نئوژن

این حوضه شمالی‌ترین بخش پهنه ساختاری رسوبی‌های میوسن - پلیوسن جندق را می‌سازد که به پیکر حوضه فرو افتاده‌ای در جنوب گسل طرود پدید آمده است و دریای میوسن آن را فرا گرفته است.

۲-۵-۱: گامه‌های تکتونیکی رخ داده در گستره ورقه عبارتند از:

- واحدهای سنگی وابسته به پرکامبرین در این گستره رخنمونی نداشته است.

- چگونگی رخدادهای زمین ساختی و یا تکتونیکی دوران اول به سبب رخنمون‌های با گسترش کم و همبری تکتونیکی، بارز نیست ولی در ورقه‌های همجوار (کلاته رشم و رزوه)، فعالیت‌های تکتونیکی مهمی در زمان‌های اواخر اردویسین - سیلورین، دونین و پرمین پایانی یافت شده است. در ورقه یاد شده تنها می‌توان بدین بسنده کرد که واحدهای سنگی پالئوزوئیک در آغاز مزوزوئیک پذیرای کوهزایی و دگرگونی شده‌اند. بنابراین نخستین رویداد کوهزایی بارز و فرآیند دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه منطبق است با رخداد زمین ساختی سیمیرین‌پیشین که در پایان تریاس میانی به وقوع پیوسته است. سپس رخدادهای سیمیرین میانی و پسین و فعالیت‌های تکتونیکی کرتاسه زیرین در ناحیه به دلیل عدم رخنمون نهشته‌های آن‌ها گویا نیست، اما ته‌نشست‌های کربناتی - شیلی کرتاسه پایانی نشانه‌ایی از پیشروی دریای کرتاسه پایانی در منطقه دارد. در این زمان نهشته‌های دریائی با ژرفای کم تا میانه را برجای گذاشته است. در اواخر

کرتاسه پسروری دریا انجام گرفته، ضمن برجای گذاشتن کنگلومرای پسرونده، (واحد $K_{II}^{s,c}$) منطقه از آب خارج شده است که حضور رخداد کوهزائی لارامید را به طور مستقیم تأیید می‌کند. این رویداد با بودن نهشته‌های ائوسن بر روی نهشته‌های چین خورده کرتاسه با دگرشیبی زاویه‌ای آشکار می‌گردد. به دنبال آن در ترشیری آغازی پیشروی دوباره دریا انجام گرفته که با فعالیت‌های ماگمائی شدید همراه بوده است. بیشترین فعالیت‌های دینامیکی و ماگمائی در دوره پالئوژن (ائوسن - الیگوسن آغازی) رخ داده است و گامه‌های دینامیکی پس از ائوسن (فاز پیرنه‌ای) سبب پدید آمدن زیر پهنه‌های ناهمسانی در منطقه شده، در شمال گسل طرود، کوههای طرود - چاه شیرین و در جنوب آن حوضه رسوبی نئوژن پدید آمده است. بالا آمدگی کف دریای الیگوسن میانی، پیش درآمد حرکاتی است که سبب یک چین خوردگی ضعیف در نهشته‌ها گردیده و بالا آمدگی حوضه را در برداشته است. به نظر می‌رسد که در الیگوسن پایانی فرو افتادگی بخش جنوب گسل طرود پدید آورده است. بار دیگر پیشروی دریا ترادف ستبری از نهشته‌های دریای کم ژرف با سن الیگوسن پایانی فروافتادگی تا پلیوسن را به جای گذاشته است. در این زمان زیرپهنه کوه‌های طرود - چاه شیرین از آب خارج بوده است. در میوسن پسین - پلیوسن پیشین دوباره ژرفای حوضه رسوب‌گذاری کم شده و حرکات دینامیکی شدت می‌یابد و چین خوردگی طبقات انجام گرفته، منطقه به کلی از آب خارج شده است. سرانجام نهشته‌های کوهپایه‌ای پلیوسن پسین - پلیستوسن (واحد Q^{Pic}) با دگرشیبی زاویه‌دار روی واحدهای کهن‌تر را پوشانیده است. تکاپوهای دینامیکی، پس از پلیستوسن ادامه یافته آن‌چنان که تراس‌های کهن و مخروط افکنه‌های بلند، نهشته‌های پلیستوسن را به گونه ناپیوسته دگرشیب پوشانیده است. دامنه فعالیت‌های تکتونیکی ناحیه تا زمان حال نیز ادامه دارد و پلایای نمک‌دار معلمان - جندق تحت تأثیر این فعالیت‌ها است. خاستگاه و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های ماگمائی ناحیه معلمان و پیرامون آن را بدین گونه می‌توان توجیه نمود که در طی ائوسن زیرین - میانی (تا قبل از لوتسین پایانی)، ناحیه در شرایط کششی بوده است و امکان بالا آمدن ماگمای بازالتی از گوشته

زیرین به سوی پوسته فراهم شده است. ماگمای بازالتی حین بالا آمدن در بخش‌های بالائی پوسته جای گرفته، در این زمان در بخش‌های بالائی آن گازها و بخارات گردآمده و در نخستین گامه، فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری را در پی داشته است. در این زمان خاکسترهای آتشفشانی و مواد تخریبی را در کالبد مجموعه سنگی $E^{t,s}$ برجای نهاده است. بخشی از ماگمای اسیدی پدید آمده در بالای اتاقک‌های ماگمایی به پیکر ریولیت، ریوداسیت‌های تیغه‌ای، سوزنی و یا دایک گونه بالا آمده و نهشته‌های مجموعه $E^{t,s}$ را در جاهایی بریده است. این عمل پیش از دیاژنز رخ داده است. بودن سنگ‌های برش آتشفشانی آندزیتی، بویژه واحد $E^{v,br}$ نشانه‌ای از شرکت بخش کمی از ماگمای بازالتی در فعالیت‌های انفجاری است. در دومین گامه ماگمای بازالتی به سطح زمین رسیده و از راه مجاری و گذرگاه‌های بی‌شماری که به پیکر دایک‌های تغذیه کننده (Feeder dikes) و یا فوج دایک‌ها پدید آمده‌اند و مواد ماگمای بازیک را به کف دریا ریخته‌اند. این مواد که در ابتدا ترکیب بازالتی داشته به سبب جدایش کانی‌های مافیک به سوی ماگمای میانه (آندزیتی) گرایش یافته است. از سوی دیگر نشانه‌هایی از فرآیندهای آلاینش ماگمایی در سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیم ژرف منطقه دیده می‌شود که می‌تواند ماگمای میانه را پدید آورده باشد. در طی این دوره مجموعه سنگی $E^{t,v}$ پیدایش یافته است. در طی گذر از دو پدیده ماگمایی یاد شده یک تحول در ناحیه رخ داده است و آن نشست کف حوضه و پیشروی ژرفای دریای لوتسین بوده، که تغییر محیط بلورین شدن سنگ‌های ماگمایی را از یک شرایط اکسیدان به محیط احیا کننده در پی داشته است. در پایان ائوسن کاهش نسبی در ژرفای حوضه پدید آمده است و مواد آذرآواری دوباره ساخته شده است. در پایان ائوسن تا آغاز الیگوسن وضعیت کششی حاکم بر منطقه تغییر یافته، شرایط فشارشی پدید آمده و فعالیت‌های ماگمایی به شیوه دایک و توده‌های نفوذی نیمه ژرف (واحدهای m_z , q_d , g_r , d_a , d_p) با ترکیب سنگ شناختی در مرز میانه تا اسیدی تشکیل شده است. تراوش‌های تأخیری ماگماتیسیم یادشده، دگرسانی-های گرمابی و کانی‌زایی‌هایی را در منطقه پدید آورده است. گامه تکتونیک پس از ائوسن (فاز پیرنه‌ای)

برروی سنگ‌ها اثر کرده و در نهایت به چین خوردگی و گسلش انجامیده است. گسل‌ها، شکستگی‌ها و چین خوردگی‌ها از نشانه‌های بارز عوامل تکتونیکی است. تعیین سوی تنش بر مبنای ساختمان‌های بزرگ مقیاس ناحیه امکان پذیر است و می‌توان روندهای کششی و فشارشی را تشخیص داد. در یک نگاه کلی به منطقه چنین به نظر می‌رسد که نوعی آرایش همپوشان (Enechelon) در محور چین خوردگی‌ها و گسل‌های موجود با راستای گسل اصلی طرود به وجود آمده است، و نیز بسته بودن (Tighted) برخی ناودیس‌ها و گستردگی بیشتر تاقدیس‌ها همراه با ماریچی شدن محور چین‌ها حاکی از وجود یک گسل پی سنگی راست‌لغز با حرکت چپ‌بر پیشرونده است که در نهایت سبب خمیدگی در محور چین‌ها گردیده است. عناصر تکتونیکی بنیادی در ورقه، گسل‌ها و چین‌ها هستند که در زیر اشاره کوتاهی بدان‌ها می‌گردد:

۲-۵-۲- گسل‌ها

- **گسل طرود:** در پهنه مورد مطالعه یک دسته گسل‌هایی شکل گرفته است که راستای نزدیک به N60-70E دارند و میل آن‌ها نیز به سوی شمال شمال‌باختر است. مهم‌ترین آن‌ها گسل طرود است که گسلی اصلی و کهن است. این گسل از زمان کامبرین تاکنون چندین بار فعال شده است و در آخرین حرکت خود به گونه امتدادی- شیبی عمل کرده، دارای دو مؤلفه یکی افقی و چپ‌بر است که بلوک جنوبی را به سمت خاور می‌راند و دیگری مؤلفه عمودی است که در بسیاری نقاط با پائین افتادن بلوک جنوبی همراه بوده - است.

- **گسل سرکویر:** گسل دیگری است به موازات گسل طرود و از مناطق جنوبی معلمان تا کوه کاهوان گسترش آن دیده می‌شود این گسل به طور عمده در مناطق آبرفتی پوشیده است. سازوکاری مشابه با گسل طرود دارد. به احتمال در اعماق با زون گسله طرود یکی می‌شود.

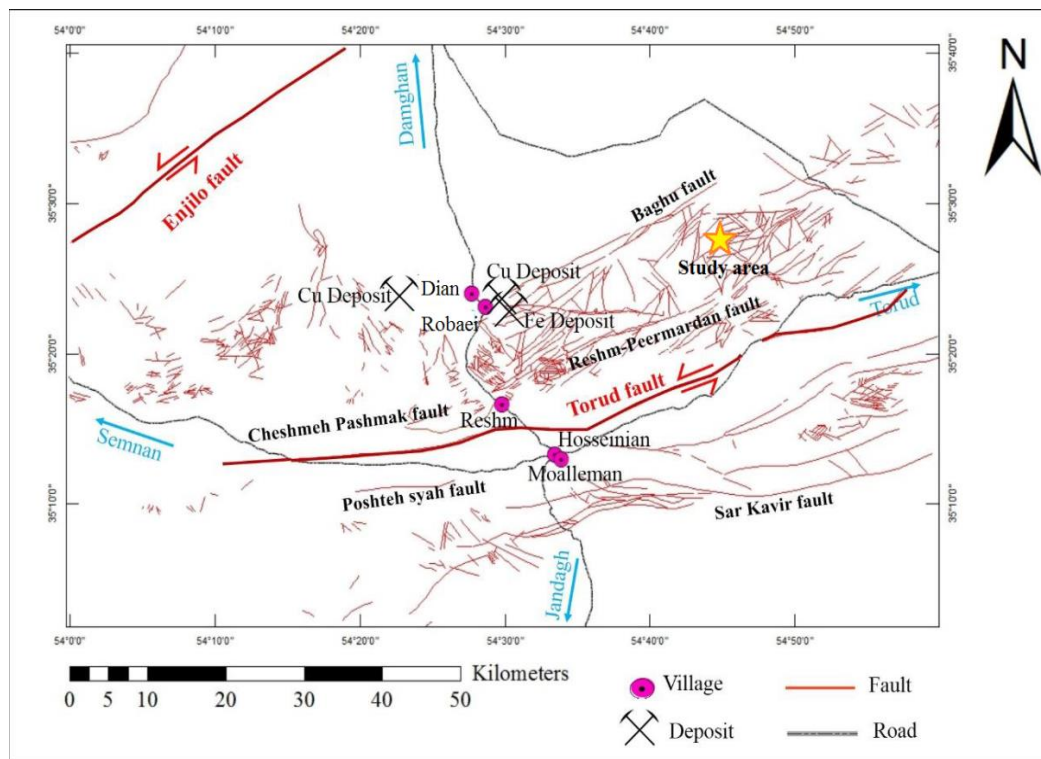
- **گسل باغو:** در شمال ورقه با راستای N70-90E و شیب نزدیک به قائم دارد و پائین افتادن بخش شمالی گسل را در پی داشته است. در طولی حدود ۲۰ کیلومتر در ورقه معلمان قابل ردیابی است. سیستم گسل باغو پس ائوسن پدید آمده و جایگیری رگه‌های دربردارنده مواد کانه‌دار در این شکستگی‌ها به طور تقریب همزمان انجام گرفته است.

- **گسل رشم-پیرمردان:** این گسل نیز راستائی تقریباً موازی با گسل اصلی طرود دارد و از باختر ورقه (مجاور روستای رشم) تا امامزاده پیرمردان و خاور آن گسترش یافته است. سازوکاری معکوس با شیب رووانده به شمال دارد.

- پهنه گسله دره حسن امرو ظاهراً سازوکاری معکوس داشته، توده‌های نفوذی و آهک کرتاسه و سنگ‌های میلونیتی شده را در پهنای گسله خود در سطح زمین نمایان کرده است. این گسل در جنوب ده جعفر و امرو شیب ۸۰ درجه به جنوب نشان داده است.

- گسل‌های فرعی دیگری در زیر پهنه طرود- چاه شیرین پدید آمده که نهشته‌های کرتاسه و ائوسن را جابجا کرده است و نشان دهنده آن است که منطقه در زمان انجام این حرکات زیر اثر نیروهای کششی قرار داشته است.

- بجز راستای N70-90E که همسو با گسل اصلی طرود است گسل‌های دیگری با راستای N40-50E و N40-50W به صورت دو سری شکستگی دیده می‌شوند که مزدوج عمل کرده‌اند. پس از آن پاره‌ای شکستگی‌ها امتداد کلی نزدیک به شمالی- جنوبی دارند که در آن‌ها کانی‌زایی نیز انجام گرفته است (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴- نقشه پراکندگی گسل‌های موجود در نوار طرود- چاه شیرین (Houshmandzade et al., 1964).

۲-۵-۳- چین‌ها

در زیر پهنه طرود- چاه شیرین ساختمان‌های چین خورده به دلیل ناهمگن بودن نهشته‌های ائوسن و همچنین نفوذ توده‌های کم‌ژرف و دایک‌های فراوان، متحمل شکستگی‌های زیادی شده است، لذا امکان نمایش دادن محورهای چین‌ها نبوده، گسستگی‌های زیادی در لایه‌ها و در نتیجه چین‌ها پدید آمده است. در زیر پهنه رسوبی نئوژن (حوضه جندق) به دلیل خاصیت پلاستیکی بالای ژیبس و نمک و نبود یک افق کلیدی تعیین سوی حرکت گسل‌ها و نوع آن‌ها و ساختمان‌های چین خورده بیانگر یک روند استرسی در راستای NNW-SSE است که با روند کوتاه شدگی چین‌های زیر پهنه یادشده همخوانی دارد. به استناد دیابیرهای جوان که در باختر منطقه (ورقه کلاته رشم) برون‌زد یافته است و پاره‌های نشانه‌های روی زمین حرکت‌های دیابیر گونه‌ای در هسته تاقدیس‌ها به ویژه تاقدیس معلمان ایجاد شده، که از لایه‌های زیرین

حوضه سرچشمه گرفته است و به دلیل وجود گچ و نمک، لایه‌های چین‌ها بر روی هم لغزیده‌اند، لذا تکتونیک پدید آمده شده از گونه Decollement یا رویه لغزشی است که در آن‌ها پدیده Detachment انجام گرفته است. از این رو پاره‌ای گسل‌های راندگی یا معکوس در لایه‌های گچ و نمک از بین رفته و به طبقات زیرین آن‌ها که همانا نهشته‌های آذرین- رسوبی ائوسن- الیگوسن می‌باشد، نرسیده است. تاقدیس معلمان به پیکر چین نامتقارن، اثر محوری خمیده و راستای کلی نزدیک به خاوری- باختری در طولی بیش از ۱۰ کیلومتر گسترش آن دیده می‌شود. در دماغه آن گسل‌های دکلمان و کوتاه شدگی از نوع Detachment رخ داده است. تاقدیس بیدستان با طولی حدود ۱۰ کیلومتر و ویژگی‌های تاقدیس معلمان پدیدار گشته که با برگشتگی یال جنوبی در بخش خاوری آن همراه بوده است. در کوه کاهوان تاقدیس‌هایی پدید آمده‌اند که در مرکز آن‌ها سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و دایک‌ها به گونه ناپیوسته دگرشیب با واحدهای میوسن- پلیوسن، رخنمون یافته است. راستای موازی با گسل طرود و اثر محوری خمیده در این تاقدیس‌ها نیز دیده می‌شود. ساختمان‌های ناودیس‌ی ورقه نیز دارای ویژگی راستای کلی موازی با گسل اصلی طرود، اثر محوری خمیده است و از جمله این ساختمان‌ها می‌توان به ناودیس معلمان، ناودیس میان کوهی کاهوان و دیگر ناودیس‌های پدید آمده در جنوب ورقه یاد کرد.

۲-۶- زمین‌شناسی اقتصادی

اشراقی و جلالی (۱۳۹۵)، از نگاه زمین‌شناسی اقتصادی و از دیدگاه کیفی، کانی‌زایی‌های ورقه معلمان را در گروه‌های زیر جدا کرده‌اند:

الف: کانی‌سازی‌های عناصر فلزی: در این گروه می‌توان نشانه‌های معدنی، معادن کهن و متروکه و در حال کاری را برشمرد که در آن‌ها تمرکز کانه‌های فلزی مس، طلا، سرب و روی، آهن شناخته شده است.

پیدایش این کانسارها در ارتباط با فعالیت‌های آذرین درونی و بیرونی ائوسن- الیگوسن زیرین (فاز پیرنه) است.

۱- کانی‌سازی سرب و روی: بیشتر از گونه کانسارهای سرب و روی گرمابی هستند و بارزترین نشانه شناخته شده آن‌ها، شامل سرب و روی انارو در باختر ورقه، خانجار و سنجدو، گندی، چشمه سفید، ابوالحسنی، چشمه فرخ، چشمه حافظ، چهارسنگی، تنگه و . . . است. این کانی‌زایی‌ها بیشتر از نوع چند فلزی (Polymetal) بوده و در آن‌ها افزون بر سرب و روی ناهنجاری‌های عناصر طلا، نقره، کادمیوم، مس، آهن و جیوه و باریم نیز شناسایی شده است. کانی‌شناسی کانسنگ‌ها بیشتر از گالن، سروزیت، آنگلیت، پیریت و کالکوپیریت، باریت و کلسیت است. در مواردی اسمیت‌زونیت، اسفالریت و هیدروزونیت نیز به میزان کم شناخته شده است.

۲- کانی‌سازی مس: در بسیاری از نقاط ورقه آغشتگی‌های کانه‌های مس‌دار دیده شده است. در مواردی کانه‌های مس‌دار با طلا، آهن، سرب و روی همراه است. از نشانه‌های مس می‌توان به معدن فعال مس چاه‌موسی، زرشک‌کوه (متروکه) جنوب علیخان (متروکه) و غیره اشاره کرد. کانی‌سازی‌های مس در پیرامون دایک‌ها در ناحیه چاه‌موسی، بیدمحمدحسن، منزل عبدالله، تنگه و پاره‌ای نقاط دیگر شناسایی شده است. معدن فیروزه باغو که در حال حاضر نیمه فعال است، دارای رگه‌ها و رگچه‌های فیروزه، به گونه‌های نهان بلورین، پوسته‌ای، رگچه‌ای و پرشدگی حفرات است که در سنگ‌های داسیتی دگرسان شده واحد da پدید آمده است. کانی‌های همراه با فیروزه، عبارتند از: کوارتز، سریسیت، کائولینیت، کالکوپیریت، پیریت و تورمالین.

۳- کانی‌سازی طلا: نشانه‌هایی از کانی‌سازی طلا در نواحی باغو- کوه‌زر، دارستان، گندی و پوسیده به دست آمده است که ویژگی‌های آن‌ها بیشتر با تیپ کانسارهای گرمابی چند فازه، به ویژه اپی‌ترمال با

سنگ میزبان آتشفشانی همخوانی نسبی دارد و در پیوند با سیالات مشتق شده از ماگماتیسزم ائوسن- الیگوسن شکل گرفته است. گستره‌هایی که دگرسانی آرژیلیتی با شدت و ضعف ناهمسان و با رنگ سطحی سفید تا کرم روشن، سفید مایل به خاکستری روشن و قهوه‌ای تا قهوه‌ای روشن دارند و در بسیاری از رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی و در همبری توده‌های آتشفشانی نیمه ژرف یا دایک‌ها دیده می‌شوند، به عنوان راهنمایی برای اکتشاف طلا می‌تواند مورد توجه قرار گیرد. بر روی هم رفته، طلا با عناصر Zn, Fe, Cr, Sb, Mo, As و Cu همبستگی مثبت نشان داده است و در پیوند با گامه تأخیری ماگمایی، از سیالات سیلیسی سولفید داری پدید آمده‌اند که توده‌های نفوذی اسیدی در شکل گیری آن‌ها نقش بارزی داشته است. کانسنگ‌های طلا دار به پیکر رگه‌های سیلیسی مس- طلا دار (دارستان)، رگه‌های سیلیس- تورمالین طلا دار (باغو، چال کفتری و . . .)، پهنه‌های گسلی سولفید دار و پراکنده (اندیس حاجی) و همراه رگه‌های سرب و روی (معدن گندی، چشمه سفید، ابوالحسنى و . . .) دیده می‌شود.

کانه‌های مس- طلا دار با حضور کانی‌های سولفیدی مانند کالکوپیریت اولیه، مالاکیت و آزوریت ثانوی در پاره‌ای نقاط به ویژه در رگه‌های سیلیس داری که در راستای گسل‌ها دیده می‌شوند، راهنمایی برای کانی- زایی طلا می‌باشد. در آبرفت‌های رودخانه‌ای و پادگانه‌های آبرفتی شمال باغو کانه‌های طلا دار از نوع پلاسری و با طلای آزاد شناخته شده است که عیار آن به $0/3$ گرم در تن گزارش شده است و در آن‌ها کارهای معدنی کهن با حفر دخمه، تونل و برداشت روباز انجام گرفته است.

۴- کانی‌زایی آهن: گفتنی است نشانه‌هایی از کانی‌زایی آهن به پیکر اکسیدهای آهن مانند هماتیت، گوتیت، الیژیست و به ندرت با منیتیت دیده شده است که در شمال روستای گندی (دره چالو) و کوه هشده در باختر ورقه دیده شده است. این کانی‌زایی‌ها در نزدیکی سنگ‌های کربنات دار و در درزه‌ها

تشکیل شده‌اند. به طور معمول در نزدیکی توده‌های نفوذی کم ژرفا بوده و زایش گرمایی دارند، هرچند که در ناحیه دره چالو پدیده اسکارنی شدن نیز رخ داده است.

ب - کانی‌سازی‌های غیرفلزی

۱- بنتونیت: در چندین نقطه از توف‌های سفیدگون (واحد E^{bn}) افق‌هایی از خاک بنتونیت شناخته شده است که در مواردی (مانند بنتونیت سوسن وار- رشم و گندی) بهره برداری می‌شوند و به اصطلاح به آن‌ها گل رشم نیز گفته می‌شود.

نتایج تجزیه کیفی (XRD) کانی‌های سازنده بنتونیت را بیشتر مونت‌موریونیت، زئولیت، فلدسپات، کریستوبالیت و کلسیت نشان داده است.

۲- خاک صنعتی کاکیه- گندی: دگرسانی شدید سنگ‌های ریوداسیتی- داسیتی تیغه‌ای شکل (واحد E^f) سبب پدیداری خاک صنعتی فلدسپات-کائولن‌داری شده است که در ناحیه کاکیه- معدن گندی مورد بهره برداری شده است. ترکیب کانی‌شناسی کوارتز، کائولینیت، کانی رسی بیشتر ایلیت، معدن یاد شده را از بنتونیت‌های منطقه متمایز می‌نماید.

۳- خاک صنعتی فلدسپات-کائولینیت‌دار پوسیده (معدن کائولن غیرفعال) نشانه معدنی دیگری است که در سنگ‌های داسیتی واحد da شناسایی شده است.

۴- رگه‌های سفیدگون با ترکیب داسیتی در ناحیه غربی روستای جعفر رخنمون دارد که دارای فلدسپات-های سدیم-پتاسیم است. این رگه‌ها ممکن است به‌عنوان منابع فلدسپات‌دار مورد توجه قرار گیرد.

۲-۷- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه

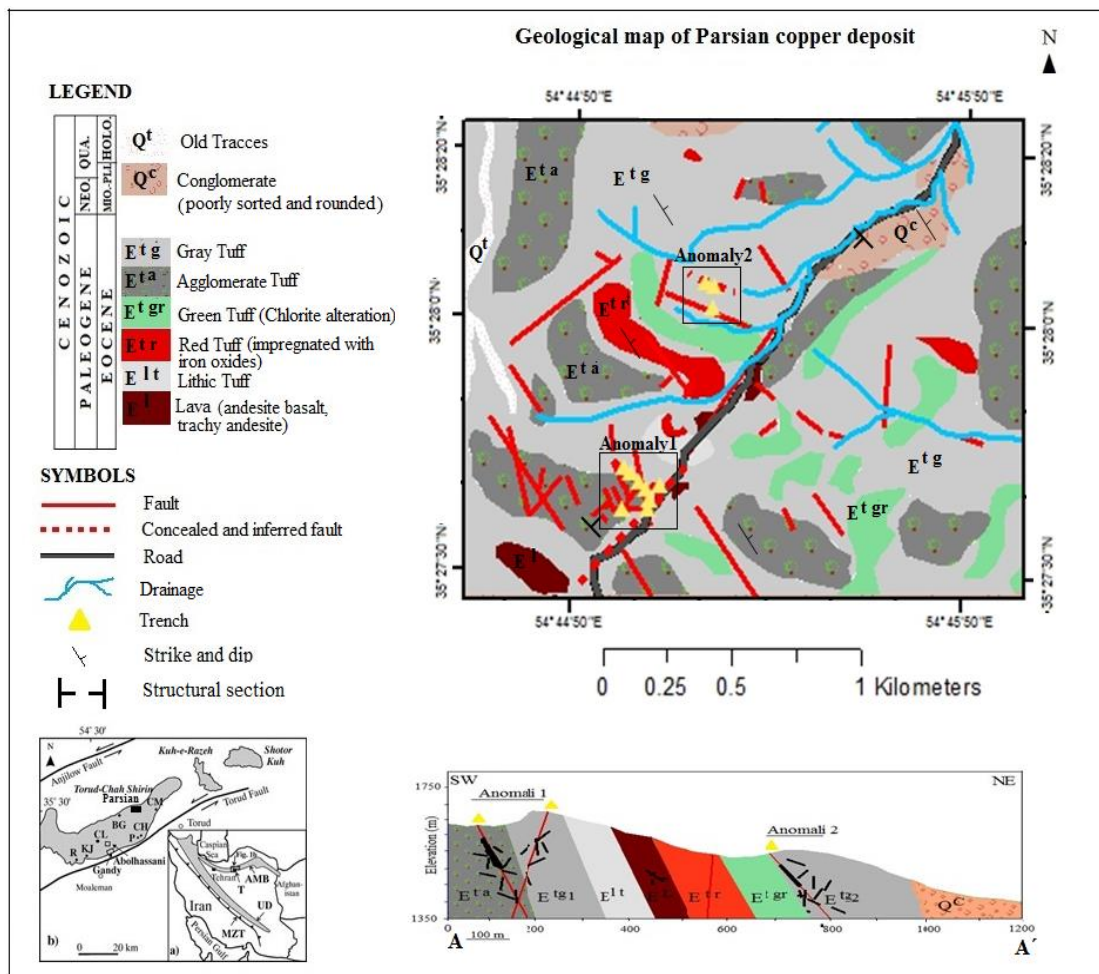
براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی و آزمایشگاهی انجام گرفته، واحدهای سنگی محدوده کانسار به سه مجموعه متفاوت تفکیک شدند که عبارتند از: مجموعه آذرآواری شامل کریستال توف، لیتیک توف، توف‌برش و توف‌آگلومرا ۲- مجموعه گدازه‌های آتشفشانی با طیف ترکیبی تراکی‌آندزیت بازالتی ۳- مجموعه رسوبی متشکل از کنگلومرا. تمامی واحدها دارای روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی می‌باشند و در مناطق هموار با رسوبات عهد حاضر پوشیده شده‌اند. شکل (۲-۵) دورنمایی از موقعیت کانسار و واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۵- دورنمایی از واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده معدنی و موقعیت منطقه مورد مطالعه (زاویه دید، جنوب غرب).

به منظور تفکیک این واحدها و ارتباط آن‌ها با کانی‌سازی و شناسایی رگه معدنی، نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس منطقه پارسیان تهیه شد (شکل ۲-۶). با استفاده از اطلاعات موجود در نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه پارسیان 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 پرداخته شده است.



شکل ۲-۶- نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس از منطقه معدنی پارسیان و نیمرخ عرضی آن.

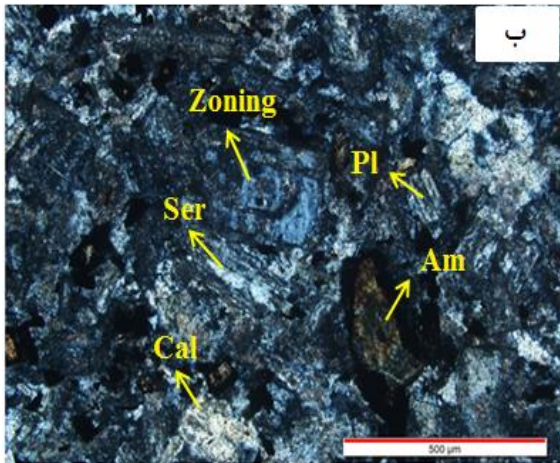
۲-۷-۱- مجموعه آذرآواری

سنگ‌های آذرآواری بر اساس اندازه ذرات به پنج گروه توف، لاپیلی توف، لاپیلی، توف‌برشی و آگلومرا دسته بندی می‌شوند. توف‌ها سنگ‌های ولکانوکلاستیک هستند که از خاکستر و قطعات آتشفشانی تشکیل شده‌اند (Tucker, 2009). سنگ‌های آذرآواری در منطقه شامل کریستال توف، لیتیک کریستال توف،

کریستال لیتیک توف، توف برش و توف آگلومرا با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و تراکیت هستند. این واحد در مشاهدات صحرایی بخش اعظم محدوده را در برمی گیرد و به رنگ های خاکستری روشن تا تیره، خاکستری مایل به سبز، قهوه ای تا قرمز با دگرسانی نسبتاً شدید مشاهده می-شوند.

-کریستال توف

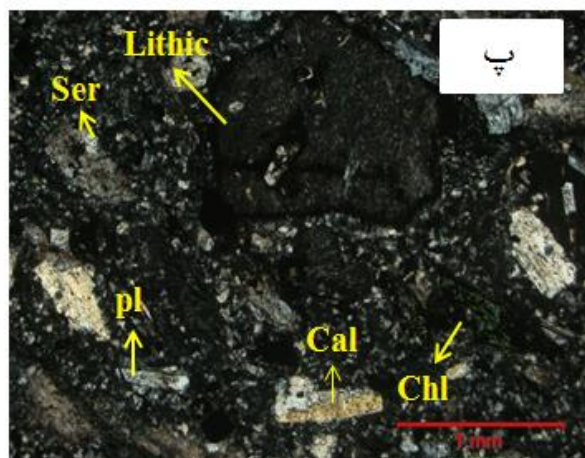
کریستال توفها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می شوند (شکل ۲-۷، الف) و در مقاطع میکروسکوپی عمدتاً دارای ترکیبات آندزیتی و دارای بافت پیروکلاستیک می باشند. کانی های تشکیل دهنده آنها اغلب پلاژیوکلاز و هورنبلند است. پلاژیوکلازها اغلب به صورت خودشکل تا نیمه شکل دار با ماکل پلی سنتتیک مشاهده می شوند که عمدتاً به کلسیت و سریسیت دگرسان شده اند. این پلاژیوکلازها در برخی نمونه ها بافت منطقه بندی نشان می دهند. آهسته بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به رشد بلور، آشفستگی های دمایی ناشی از ورود ماگمای جدید به درون ماگمای در حال تبلور، تغییرات فشار بخار آب و افت سریع دما، همگی دلیلی بر تشکیل این بافت هستند (Shcherbakov et al., 2011). هورنبلندها نیز در حاشیه حالت سوختگی دارند یا به عبارتی آپاسیتی و به اکسیدهای آهن تبدیل شده اند (شکل ۲-۷، ب). آپاسیته شدن ناشی از کاهش H_2O در حین صعود ماگما و افزایش دما در طی اختلاط ماگمایی می-باشد (Kawabata and Shuto, 2005). دو نوع کلسیت در کریستال توفها مشاهده می شود که یکی به طور شیمیایی از محلول بین دانه ای ایجاد شده و اولیه است و دیگری کلسیتی است که در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها ایجاد شده و ثانویه می باشد. کانی های کدر نیز به طور پراکنده در آنها مشاهده می شوند.



شکل ۲-۷- الف) تصویر نمونه دستی از کریستال توف، ب) تصویر میکروسکوپی از کریستال توف با بافت پیروکلاستیک که در آن بلورهای پلاژیوکلاز به کلسیت و سریسیت دگرسان شده‌اند و پدیده زونینگ پلاژیوکلاز و آپاسیته شدن در حاشیه آمفیبول مشاهده می‌شود.

- لیتیک توف

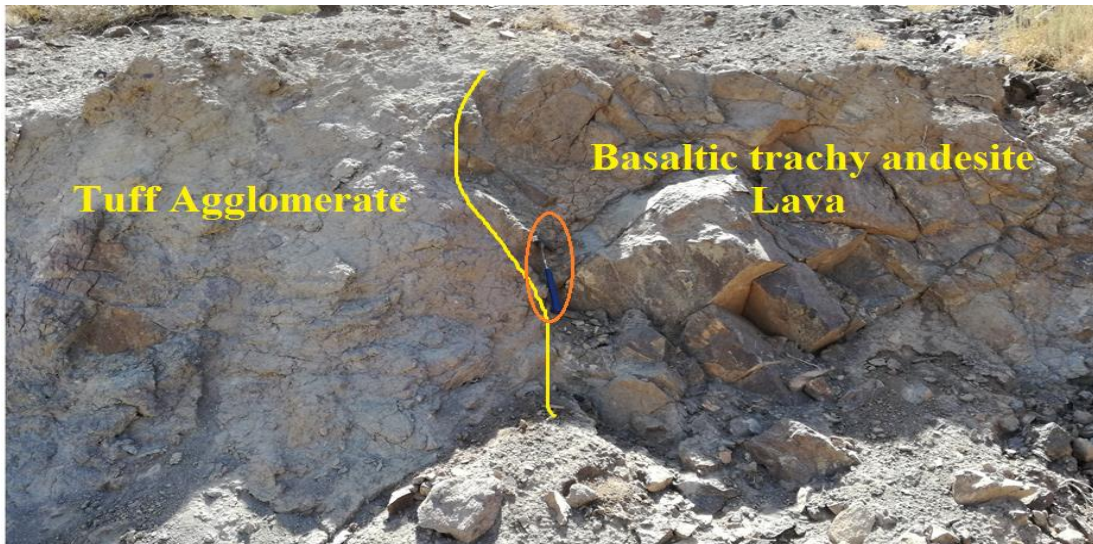
لیتیک توف‌های منطقه عمدتاً از نوع لیتیک کریستال توف می‌باشد. لیتیک کریستال توف‌ها دارای رنگ خاکستری روشن تا تیره بوده و از دید کانی‌شناسی این سنگ‌ها دارای بافت پیروکلاستیک و حاوی بلورهای پلاژیوکلاز، کلریت، بیوتیت، کانی‌های اپک و قطعات لیتیک از جنس گدازه می‌باشند. در این سنگ‌ها بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت و کلسیت و کانی‌های فرومنیزین (عمدتاً پیروکسن) به کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۲-۸).



شکل ۲-۸-الف) تصویر صحرایی از واحد لیتیک توف در منطقه، ب) تصویر نمونه دستی از لیتیک کریستال توف، پ) تصویر میکروسکوپی از لیتیک کریستال توف.

- توف آگلومرا

آگلومراها قطعات ولکانیکی قهوه‌ای تا قرمز رنگ هستند که در ساختار خود بیش از ۷۰ درصد بمب یا بلوک (64mm) دارند (Fisher, 1966). در منطقه مورد مطالعه آگلومرا به صورت بخشی و ناپیوسته در داخل واحدهای توفی رخنمون پیدا کرده است (شکل ۲-۹).



شکل ۹-۲- تصویر صحرایی از واحد توف آگلومرا در مجاور گدازه تراکی آندزیت بازالت.

- توف برش

این سنگ‌ها میزبان اصلی کانه‌زایی مس در منطقه می‌باشند. محلول‌های هیدروترمالی ضمن حرکت به سمت بالا و فشار به طبقات رویی سبب خردشدگی و برشی شدن سنگ‌های مسیر می‌شوند. از طرفی فراوانی گسل‌ها و کانه‌زایی مس در راستای آن‌ها می‌تواند ایجاد برش‌های گسلی را تقویت نماید. شاید بهتر باشد هر دو عامل را در ایجاد برشی شدن در منطقه مؤثر دانست (شکل ۱۰-۲).



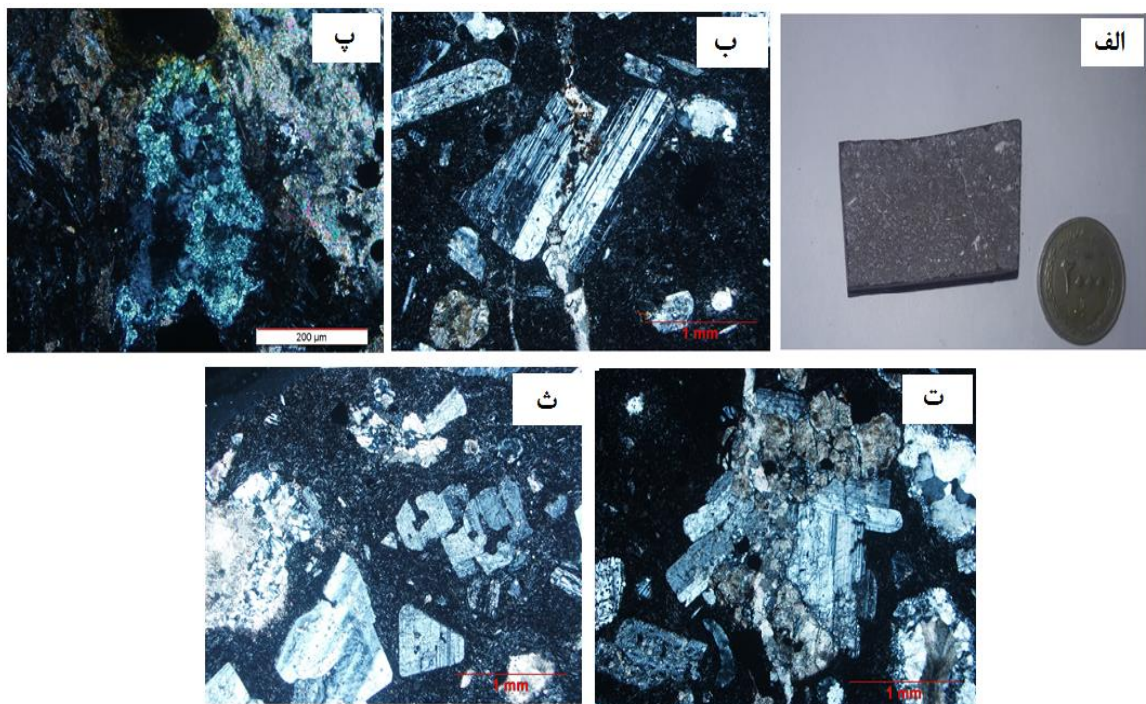
شکل ۱۰-۲- تصویر نمونه دستی از توف برش که فضای بین شکستگی‌ها توسط مالاکیت پر شده است.

۲-۷-۲- واحد گدازه‌های آتشفشانی

گدازه‌های آتشفشانی در منطقه وسعت کمی دارند و هم روند با واحد آذرآواری قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۹). این واحد با رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۱، الف) که دارای ترکیب شیمیایی تراکی-آندزیت بازالتی می‌باشند. در مقاطع میکروسکوپی کانی‌های تشکیل دهنده آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، کانی‌های اپک و کانی‌های حاصل از دگرسانی می‌باشند. پلاژیوکلازها بیشترین و درشت‌ترین فنوکریست‌های این واحد می‌باشند که به صورت خود شکل و با ماکل پلی‌سنتتیک مشاهده می‌شوند که گاهی سالم و درشت بوده و در برخی موارد به کلسیت و سریسیت دگرسان شده‌اند. سیلیس، کلریت از دیگر کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی در این واحد می‌باشند (شکل ۲-۱۱، ب و پ).

از جمله بافت‌های مشاهده شده در آن‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

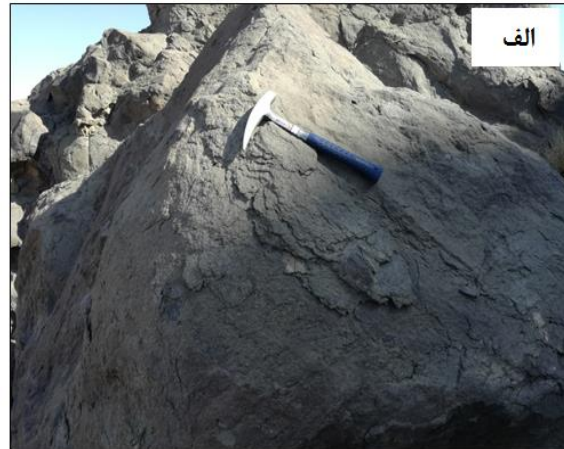
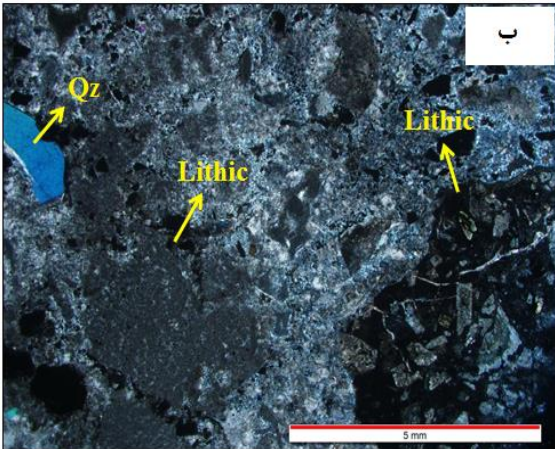
۱) بافت پورفیری، متشکل از درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه ریز که نشانگر تبلور دو مرحله‌ای آن‌ها است (Frost, 2014) (شکل ۲-۱۱، ب). ۲) بافت حفره‌ای (آمیگدالوئیدال) با اشکال کروی و بیضوی که اغلب توسط کلسیت و کوارتز پر شده‌اند (شکل ۲-۱۱، ت). ۳) بافت جریان‌ی در زمینه که حاصل جهت یافتگی بلورهای پلاژیوکلاز در جهت جریان گدازه می‌باشد (Gupta, 2007) (شکل ۲-۱۱، ب). ۴) بافت گلومروپورفیری که به دلیل اغتشاش در ضمن تبلور ماگما ایجاد می‌شود (Nelson and Montana, 1992) (شکل ۲-۱۱، ت و ۵) بافت خوردگی (شکل ۲-۱۱، ث).



شکل ۲-۱۱- الف) تصویر نمونه دستی از تراکی آندزیت بازالت، ب) تصویر میکروسکوپی از تراکی آندزیت بازالت با بافت پورفیری و میکرولیتی در زمینه، پ) تصویر میکروسکوپی از تراکی آندزیت بازالت که کانی‌های فرومنیزین به کلریت دگرسان شده است، ت) تصویر میکروسکوپی از تراکی آندزیت بازالتی با بافت آمیگدالوئیدال و گلومروپورفیری، ث) بافت خوردگی.

۲-۷-۳- مجموعه رسوبی

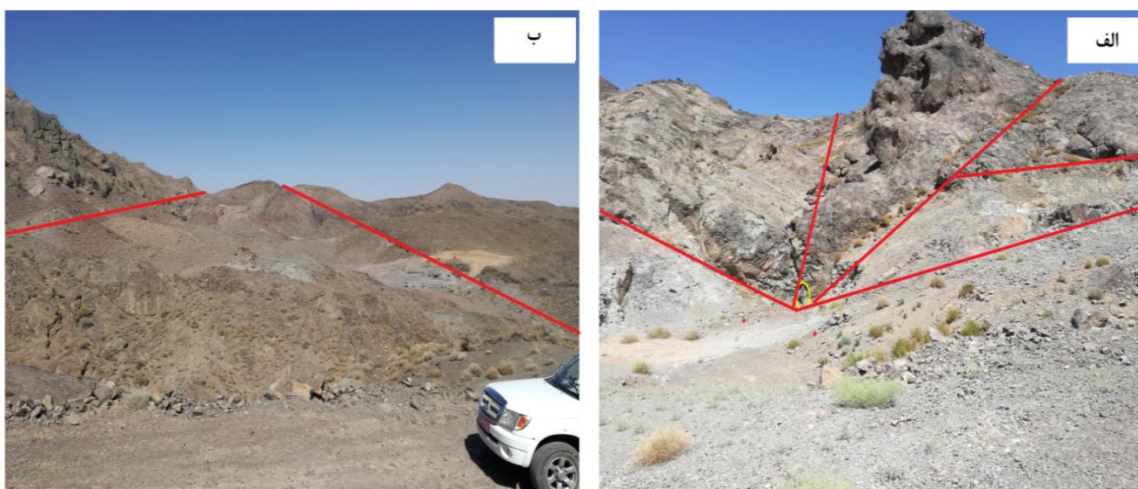
این واحد متشکل از کنگلومرای با سن پلیوسن می‌باشد که در بخش شمال شرقی محدوده مورد مطالعه و به صورت دگرشیب روی واحدهای آتشفشانی-رسوبی قرار گرفته است. واحد کنگلومرای در صحرا به رنگ خاکستری روشن، با جورشدگی ضعیف و گردشگی متوسط تا ضعیف دیده می‌شود. در بعضی نقاط این کنگلومرا هوازدگی پوست پیازی مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۲، الف). اندازه ذرات کنگلومرا از چند mm تا ۴۰cm متغیر و جنس ذرات از کوارتز، کلسیت و قطعات گدازه و آهک می‌باشد که سیلیس و کلسیت، سیمان سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-۱۲، ب).



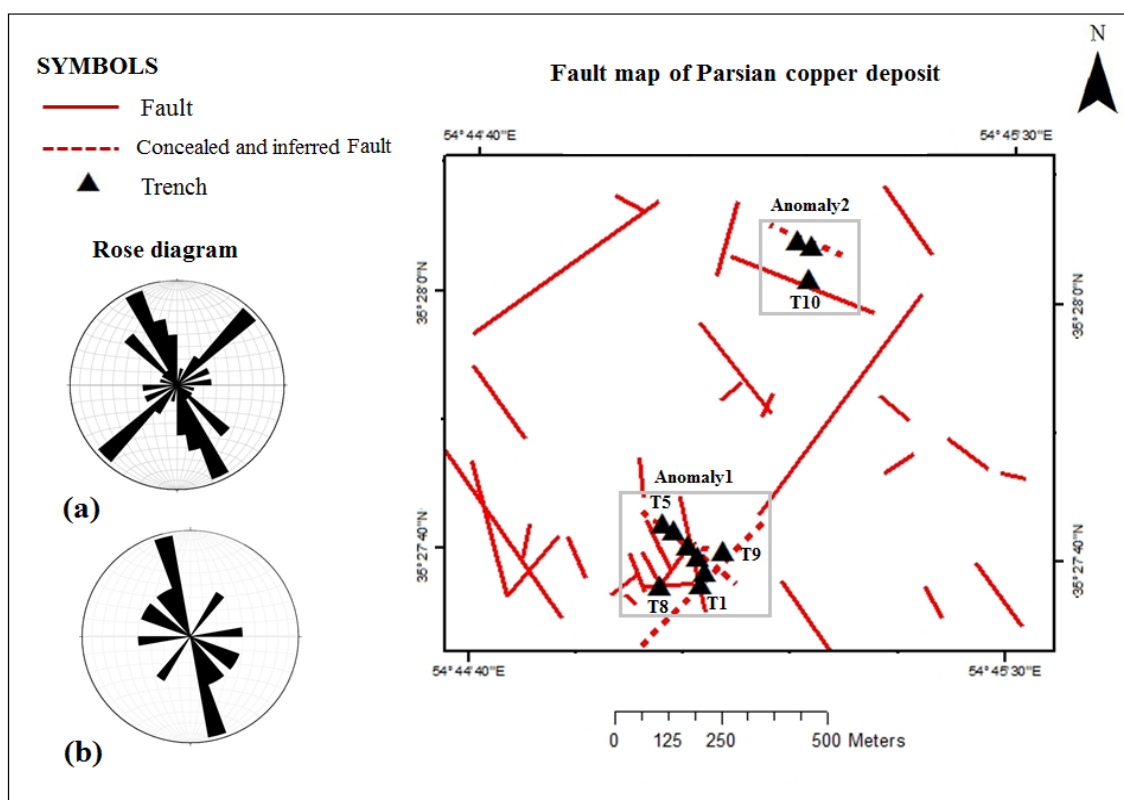
شکل ۲-۱۲- الف) تصویر صحرایی از واحد کنگلومرایی با هوازگی پوست پیازی، ب) تصویر میکروسکوپی از کنگلومرا با قطعات سنگی.

۲-۸- ویژگی‌های زمین ساختی محدوده مورد مطالعه

در منطقه مورد مطالعه چندین گسل اصلی و گسل‌های فرعی وابسته به آن‌ها دیده می‌شود که این گسل‌ها ارتباط تنگاتنگی با کانی‌سازی‌های صورت گرفته در منطقه دارند (شکل ۲-۱۳). به عبارتی این گسل‌ها و شکستگی‌ها به عنوان یک کانال ارتباطی عمل کرده و در نهایت، چرخش سیالات گرمابی منجر به کانه‌زایی و دگرسانی سنگ‌های منطقه شده است. با توجه به نقشه زمین‌شناسی تهیه شده، برداشت‌های صورت گرفته در امتداد گسل‌ها و نمودار گل‌سرخ، دو سیستم گسلی اصلی با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی (اغلب کانه‌زایی‌ها در منطقه در امتداد این گسل‌ها رخ داده است) و گسل‌های با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی، در محدوده مورد مطالعه تشخیص داده شد. قابل ذکر است که ریز گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در منطقه نیز عمدتاً در جهت این دو سیستم گسلی قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۱۴).



شکل ۲-۱۳- الف و ب) تصویر صحرایی از گسل‌های کانه‌زایی مس در منطقه معدنی پارسیان (زاویه دید، شمال‌غرب).



شکل ۲-۱۴- نقشه تکتونیکی محدوده معدنی (بر اساس مشاهدات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای Google earth)، (a) نمودار گل سرخی فراوانی گسل‌ها (b) نمودار گل سرخی فراوانی گسل‌های کانه دار در منطقه پارسیان.

فصل سوم:

کانه‌زایی و دگرسانی

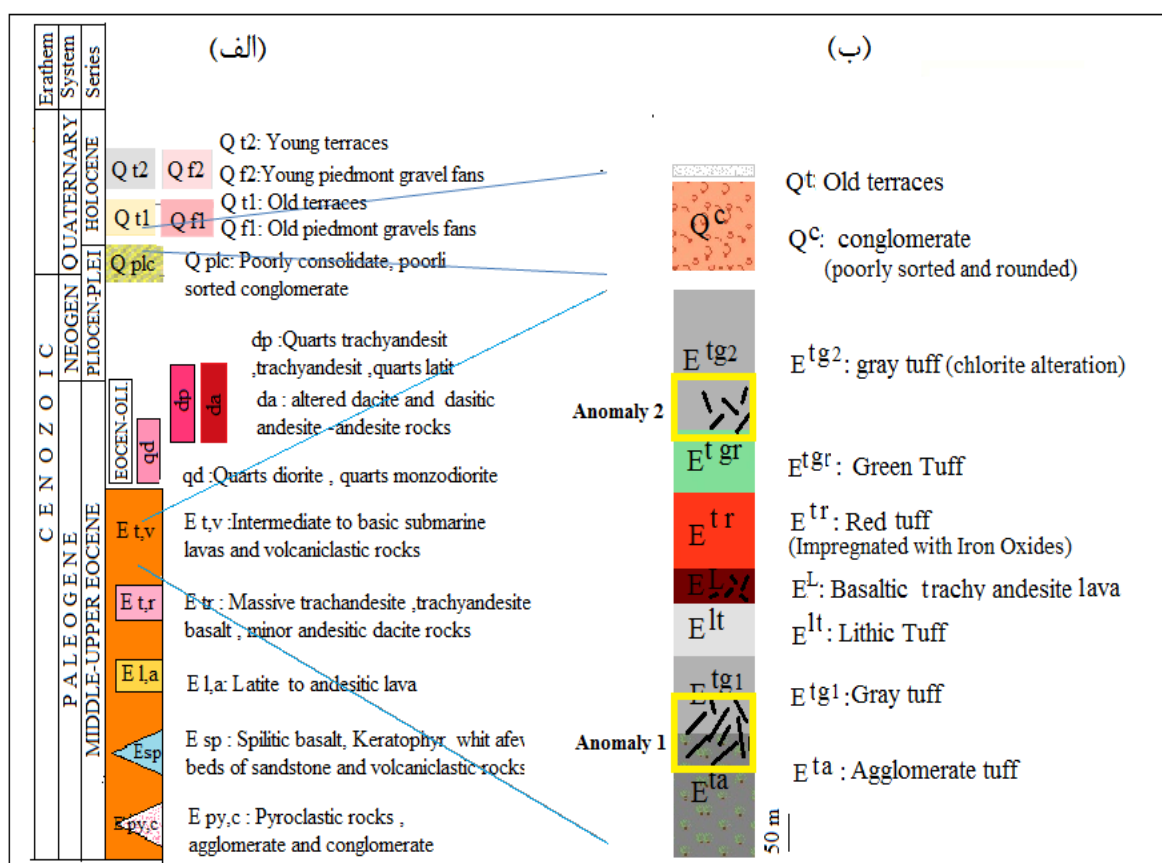
۳-۱- مقدمه

محدوده معدنی پارسیان بخشی از منطقه معدنی و فلززایی نوار طرود- چاه شیرین محسوب می‌شود که در منتهی‌الیه شمال پهنه ساختاری- رسوبی ایران مرکزی قرار گرفته است. این نوار میزبان رخدادها و ذخایر معدنی بی‌شماری همچون سرب، روی، مس، طلا و نقره است که پتانسیل بالای کانه‌زایی و اهمیت اقتصادی آن را نشان می‌دهد. در نتیجه عملکرد گسل‌های اصلی انجیلو و طرود و سایر گسل‌های فرعی وابسته به آن‌ها منطقه به شدت گسله شده است. یکی از عوامل مؤثر در کانه‌زایی در هر ناحیه‌ای گسلش و شکستگی‌های موجود می‌باشد که در واقع راهی برای نفوذ سیالات فلزدار هستند. همچنین فضاهای باز موجب تسهیل نفوذ آب‌های سطحی به اعماق، گرم شدن، افزایش انحلال‌پذیری و برگشت آن‌ها به صورت محلول فلزدار به مناطق سطحی می‌گردد. شکل‌گیری ذخایر و ارتباط آن‌ها با فعالیت‌های زمین‌ساختی راهنمای ارزشمندی برای کشف ذخایر جدید و یا ارزیابی مجدد ذخائر می‌باشد. لذا با مشاهدات صحرائی و مطالعات میکروسکوپی منطقه مورد مطالعه زون‌های کانه‌زایی به همراه گستره‌ای از دگرسانی‌ها مورد مطالعه قرار گرفت. در این فصل به تحلیل کانه‌زایی و بررسی انواع دگرسانی در کانسار پارسیان خواهیم پرداخت.

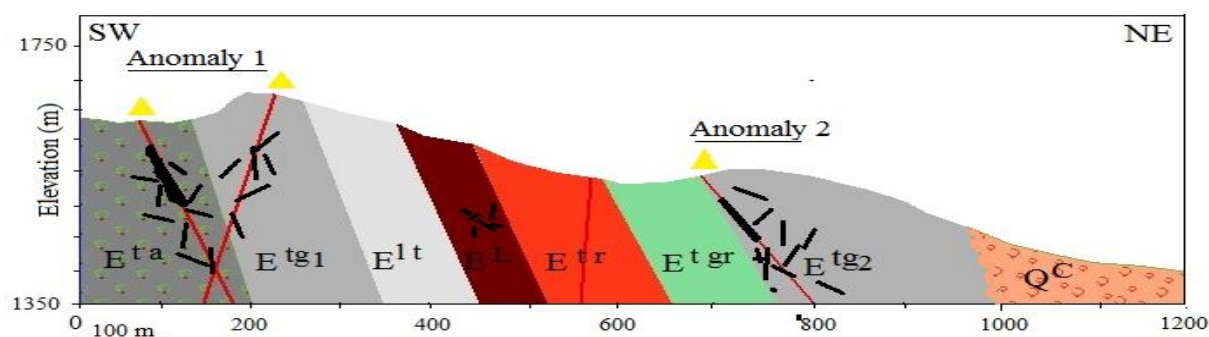
۳-۲- کانه‌زایی در توالی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و گدازه‌های زیردریایی

کانه‌زایی اصلی مس در منطقه پارسیان در واحدهای آذرآواری با ترکیب آندزیت، آندزیت بازالت، بازالت تراکی آندزیت و تراکی آندزیت در دو آنومالی (شماره ۱ و ۲) رخ داده است که بیشترین ذخیره ماده معدنی در آنومالی شماره ۱ متمرکز شده است (شکل‌های ۳-۱ و ۳-۲). در کانسار مورد مطالعه دو عامل اصلی کانه‌زایی حضورسنگ‌های نفوذپذیر آذرآواری و عملکرد شدید نیروهای تکتونیکی می‌باشد که با ایجاد گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌ها، شرایط را برای برقراری چرخه سیالات گرمابی فراهم آورده‌اند. ارتباط

تنگتنگ تمرکزهای اقتصادی ماده معدنی با گسل‌ها و شکستگی‌ها فرضیه ایجاد فضای خالی توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها را تقویت می‌کند. مطالعات و پیمایش‌های صحرائی صورت گرفته در منطقه نشان می‌دهد که بخش اعظم کانه‌زایی به صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی در سنگ‌های آذرآواری رخ داده است. کانه‌زایی اندکی نیز به صورت پرکننده فضاهای خالی شکستگی‌ها و درزه‌ها در واحد گدازه با ترکیب تراکی‌آندزیت بازالتی مشاهده شد.



شکل ۳-۱-الف) ستون چینه‌شناسی عمومی از واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان)، ب) ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی پارسیان (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس پارسیان در فصل ۲) و موقعیت کانه‌زایی صورت گرفته.



شکل ۳-۲- نیمرخ عرضی محدوده معدنی و موقعیت کان‌زایی (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی پارسیان در فصل ۲).

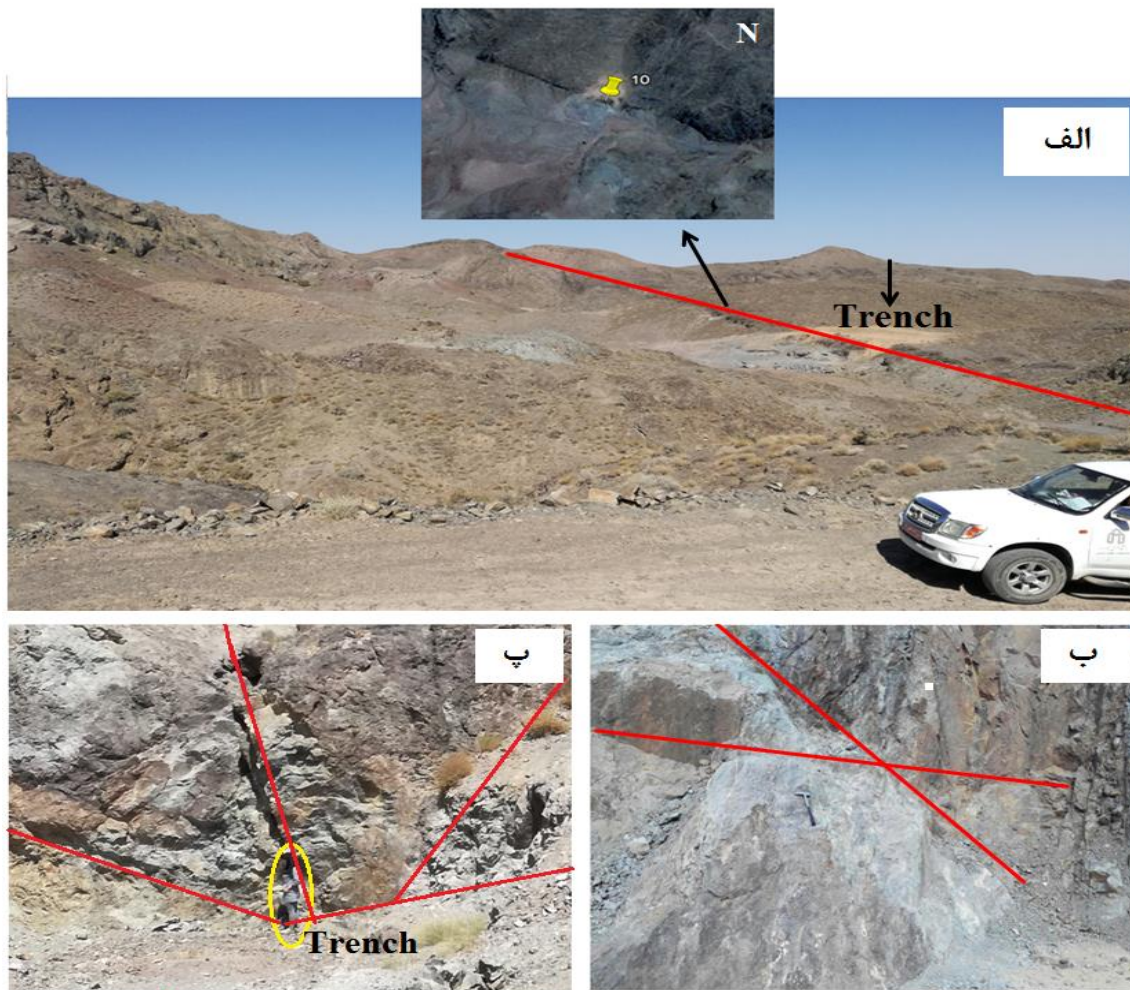
۳-۳- ویژگی کان‌زایی مس در منطقه پارسیان

سنگ‌های آذرآواری میزبان کان‌زایی مس در منطقه مورد مطالعه با روند عمومی شمال‌غرب- جنوب‌شرقی در برگیرنده درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان می‌باشد که عمدتاً کان‌زایی مس در امتداد آن‌ها تشکیل شده است. این کان‌زایی‌ها به سه نوع متفاوت رگه- رگچه‌ای، پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی و دانه پراکنده قابل تقسیم می‌باشند. تقریباً این کان‌زایی‌ها در بخش‌های مختلف منطقه با هم دیده می‌شوند و تشخیص این کان‌زایی‌ها بر اساس بررسی‌های صحرایی، مطالعات نمونه دستی و میکروسکوپی میسرگردیده است. در زیر خصوصیات و ویژگی‌های هر یک از این کان‌زایی‌ها شرح داده می‌شود.

۳-۳-۱- کان‌زایی رگه- رگچه‌ای

منطقه معدنی پارسیان به لحاظ تکتونیکی فعال و دارای گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان می‌باشد که زمین‌ریخت‌شناسی منطقه را به شدت تحت تأثیر قرار می‌دهد. این گسل‌ها و شکستگی‌ها فضاهای مناسب زیادی جهت نفوذ محلول‌های گرمایی فراهم کرده و سبب ایجاد کان‌زایی و دگرسانی در منطقه شده‌اند. همان‌طور که قبلاً ذکر شد گسل‌های منطقه دارای روند شمال‌غربی- جنوب شرقی و شمال- شرقی- جنوب‌غربی می‌باشند ولی رگه‌های کان‌دار عمدتاً در امتداد گسل‌های با روند شمال‌غرب- جنوب- شرقی می‌باشند. کان‌زایی گرمایی اصلی در منطقه پارسیان به طور عمده در محدوده گسل‌های واحد توف

آگلومرای آنومالی ۱ (شکل ۳-۳، پ) و کمربالای گسل واقع در توف‌های آندزیتی آنومالی ۲ (شکل ۳-۳، الف) رخ داده است. در محل تقاطع گسل‌ها نیز وسعت کانه‌زایی و شدت دگرسانی افزایش می‌یابد (شکل ۳-۳، ب و پ). این گسل‌ها کلید اکتشافی مس در منطقه محسوب می‌شوند به طوری که محل حفر ترانشه و گمانه‌ها در محدوده گسل‌ها و به ویژه محل تقاطع گسل‌ها بوده است.



شکل ۳-۳- کانه‌زایی مس در امتداد گسل‌ها: الف) کانه‌زایی در کمربالای گسل واقع در توف‌های آندزیتی آنومالی ۲ (نگاه عکس، شمال غرب)، ب) کانه‌زایی ملاکیت در امتداد گسل‌ها، پ) کانه‌زایی در محدوده گسل‌های واقع در توف آگلومرای آنومالی ۱.

۳-۲-کانه‌زایی پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی بین‌دانه‌ای

طبق مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی این نوع کانه‌زایی هم در سنگ‌های آذرآواری و هم در گدازه‌ها رخ داده است ولی در سنگ‌های آذرآواری به دلیل تخلخل و نفوذپذیری بالا، گسترش بیشتری دارد (شکل ۳-۴). سیالات گرمابی کانه‌دار هنگام عبور از این شکستگی‌ها و فضاهای خالی در صورت وجود شرایط مناسب مواد همراه خود را در طول حفره‌ها و فضاهای خالی به صورت اپی‌ژنتیک برجای گذاشته‌اند.



شکل ۳-۴- الف) نمایش حالت منطقه بندی کانه‌زایی در واحد میزبان کریستال توف. زون ۱: زون اصلی کانه‌زایی به صورت پرکننده فضای برشی و درزه و شکاف‌ها، زون ۲: زون حاشیه‌ای کانه‌دار به صورت پرکننده فضای بین‌دانه‌ای، زون ۳: زون فاقد کانه‌زایی. ب) کانه‌زایی به صورت پرکننده حفره‌ها و فضای بین‌دانه‌ای در واحد میزبان تراکی‌آندزیت بازالتی.

۳-۳-۳- کانه‌زایی دانه پراکنده

طبق شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی این نوع کانه‌زایی به صورت پراکنده در واحد آذرآواری محدوده معدنی حضور دارد. کانه‌زایی دانه پراکنده در سطح رخنمون‌ها دارای گسترش و عیار کمتری نسبت به کانه‌زایی رگه‌ای و پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی می‌باشد. این نوع کانه‌زایی بیشتر به صورت کانه‌های کالکوپیریت، هماتیت، کولیت و کالکوسیت در سنگ میزبان قابل مشاهده است.

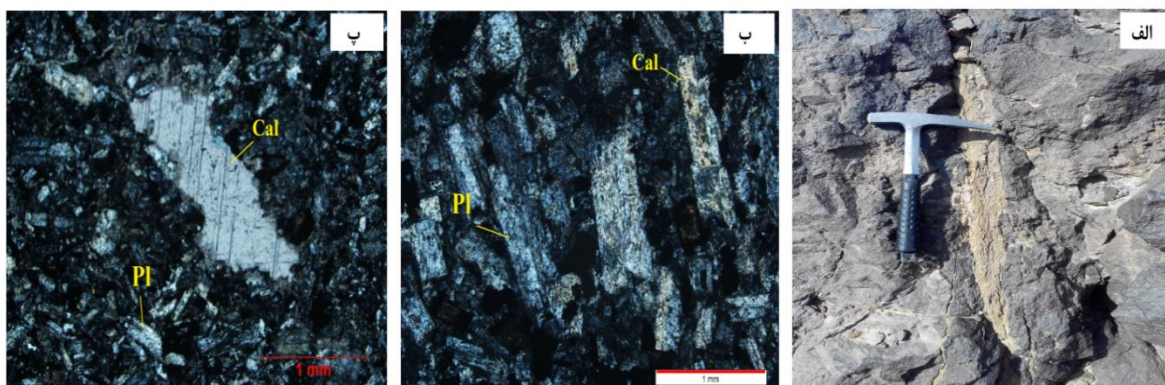
۳-۴- دگرسانی‌های موجود در منطقه مورد مطالعه

به طور کلی، هرگونه تغییر ترکیب کانی‌شناسی، شیمیایی و فیزیکی که توسط فرآیندهای گرمایی در سنگ ایجاد می‌شود، تحت عنوان دگرسانی نامیده می‌شود. دگرسانی‌ها را براساس منشاء سیالات می‌توان به دو بخش اصلی درون‌زاد و برون‌زاد تقسیم کرد. دگرسانی درون‌زاد توسط سیالات گرمایی بالارونده ایجاد می‌گردد درحالی که دگرسانی برون‌زاد در نتیجه واکنش آب‌های فرورو با سنگ‌های کانی‌سازی شده قبلی ایجاد می‌شوند (شهاب‌پور، ۱۳۸۲). محصولات و فرآیندهای دگرسانی که همراه کانه‌زایی وجود دارند یکی از بنیان‌های شناسایی فرآیندهای مربوط به نحوه تشکیل کانسار است و باعث پیشرفت در تکنیک‌های اکتشافی می‌شود (Lents, 1994). معیار دگرسانی ساده‌ترین، ارزان‌ترین و مناسب‌ترین وسیله در اکتشاف مواد معدنی است. پارامترهایی نظیر درجه حرارت، عمق شکل‌گیری سیالات کانسارساز، ترکیب شیمیایی محلول گرمایی و یا ماگمایی، شرایط Eh و pH محلول و ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ میزبان از مؤثرترین عوامل کنترل‌کننده واکنش‌های دگرسانی محسوب می‌شوند. با به دست آوردن این پارامترها می‌توان درجه نفوذ و گسترش اثرات دگرسانی را در کل سنگ‌های منطقه نشان داد. به نظر می‌رسد که شرایط دما و ترکیب معمولاً در فاصله‌های مختلف از یک شکاف یا یک مجرا متفاوت باشد به گونه‌ای که انواع گوناگونی از دگرسانی‌ها می‌توانند به طور همزمان در کنار یکدیگر به وجود آیند. بر این اساس ۶ نوع

دگرسانی آرژیلیتی، کلریتی، سیلیسی، کربناتی، سریسیتی و آغستگی اکسید آهن در محدوده پاریسیان و به ویژه در اطراف رگه‌ها توسط بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی تشخیص داده شد. این دگرسانی‌ها تمام واحدهای سنگی منطقه را تحت تأثیر خود قرار داده و سبب تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی گسترده‌ای در آن‌ها شده است. در ادامه خصوصیات و ویژگی‌های هر یک از این دگرسانی‌ها را مورد بررسی قرار خواهیم داد.

۳-۴-۱- دگرسانی کربناتی

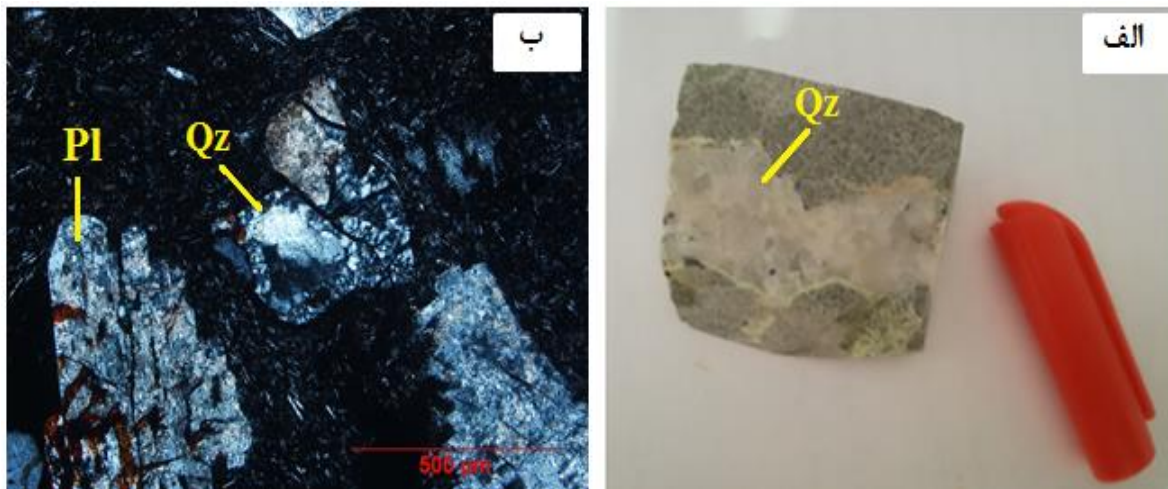
دگرسانی کربناتی معمولاً زمانی رخ می‌دهد که سیال با شوری کم و غنی از CO_2 با سنگ میزبانش واکنش دهد (Robb, 2004). این دگرسانی از انواع دگرسانی‌هایی است که در دمای پایین انجام می‌گیرد (Szeliga & Michalik, 2003). به نظر می‌رسد که همراهی این پهنه با شکستگی‌ها، درزه‌ها و گسل‌ها نشان دهنده نزدیک بودن این فرآیند به پهنه‌های گسلی باشد که در منطقه به وفور قابل مشاهده است. از نظر منشأ کلسیت می‌تواند هم از سیالات گرمابی و هم از تجزیه پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین (پیروکسن و اکسی‌هورنبلند) تشکیل شود (Simmons and Browne, 2000). باتوجه به مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته به نظر می‌رسد که پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی باشد که تحت تأثیر این دگرسانی قرار گرفته است. پلاژیوکلازها حاوی مقدار زیادی کلسیم هستند که در اثر برخورد سیالات گرمابی متلاشی شده و کلسیم حاصل از آن‌ها ابتدا به صورت بی‌کربنات و سپس به صورت کلسیت در حفرات و شکاف‌ها ته‌نشست می‌شود (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۵- الف) تصویر صحرایی از رگه کلسیت در میزان توف، ب) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهای دگرسان شده به کلسیت (XPL)، پ) حضور کلسیت به صورت پرکننده حفره‌ها در زیر میکروسکوپ (XPL).

۳-۴-۲- دگرسانی سیلیسی

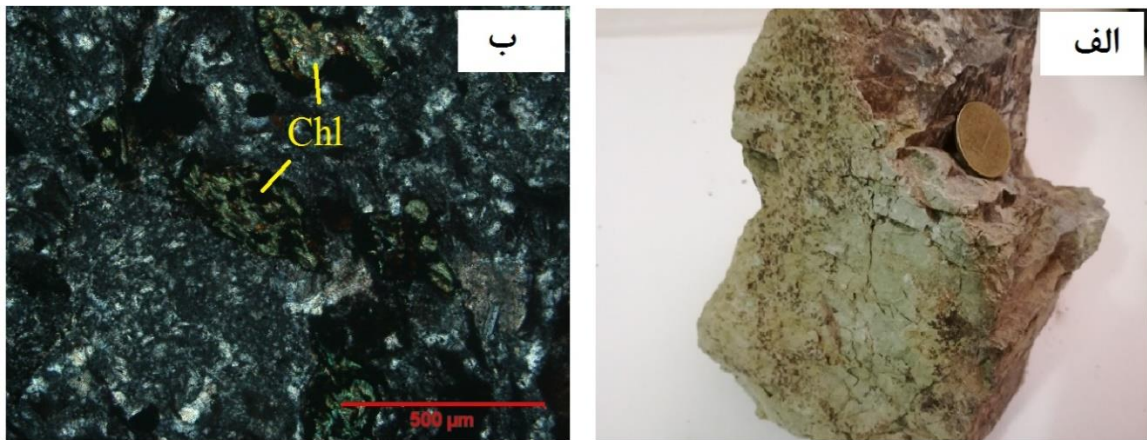
سیلیسی شدن یکی از متداول‌ترین انواع دگرسانی گرمایی محسوب می‌شود که با افزایش درصد کوارتز و سایر اشکال سیلیس (اپال، کلسدونی) در سنگ همراه است. سیلیسی شدن از دو راه صورت می‌گیرد: ۱) اضافه شدن SiO_2 به سنگ توسط محلول‌های ماگمایی و یا گرمایی ۲) افزایش میزان سیلیس در سنگ به دلیل انحلال یا تجزیه کانی‌های سیلیکاته موجود در سنگ. این دگرسانی در منطقه پاریسیان گسترش وسیعی ندارد و بیشتر به صورت پرکننده فضاهای خالی درز و شکاف‌ها و حفرات موجود در سنگ درون-گیر مشاهده می‌شود. سیلیسی شدن اغلب همراه با دگرسانی کربناته می‌باشد (شکل ۳-۶). از مهمترین و مؤثرترین پارامترها در ته‌نشینی سیلیس می‌توان به کاهش فشار، حرارت و کاهش PH محلول اشاره نمود. به علاوه این نوع دگرسانی در آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD) به صورت کانی کوارتز مشخص گردیده است (شکل ۳-۸).



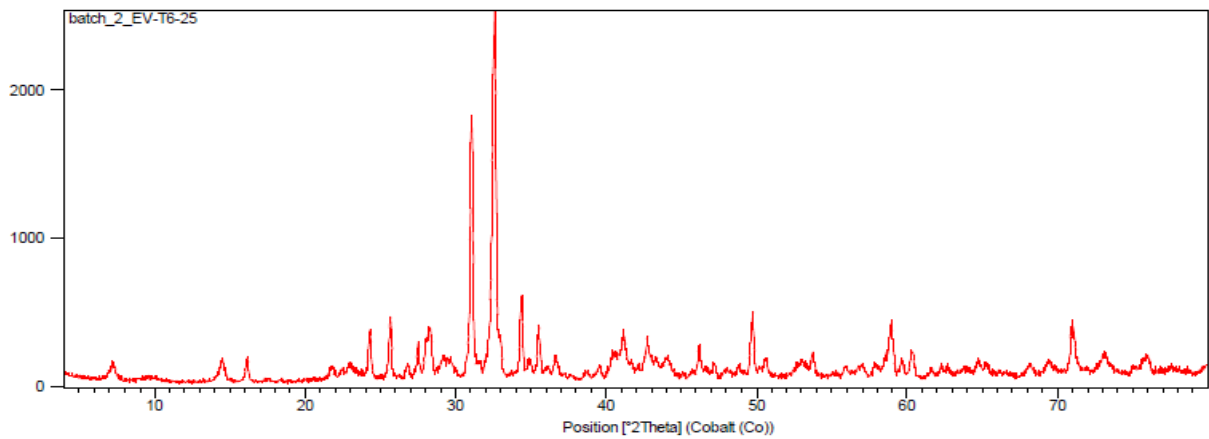
شکل ۳-۶- الف) تصویر نمونه دستی از رگه کوارتز در میزبان توف، ب) تصویر میکروسکوپی از تراکی آندزیت بازالتی و حضور کوارتز به صورت پرکننده حفرات (XPL).

۳-۴-۳- دگرسانی کلریتی

کلریتی شدن حالت خاصی از دگرسانی پروپلیتیک است که به علت درصد بالای کلریت آن را با نام دگرسانی کلریتی می‌شناسند. این دگرسانی یکی از مهمترین پدیده‌هایی است که در نتیجه تأثیر محلول‌های گرمابی غنی از آهن و منیزیم بر روی سنگ میزبان صورت می‌گیرد (Galley et al., 2007). این نوع دگرسانی در منطقه از گسترش تقریباً وسیعی برخوردار است و در مشاهدات صحرایی با رنگ سبز دیده می‌شود. در مطالعات میکروسکوپی، کلریت در اثر دگرسانی کانی‌های مافیک از جمله پیروکسن و آمفیبول مشاهده می‌شود (شکل ۳-۷). همچنین حضور این دگرسانی در آنالیز XRD با کانی کلینوکلر مشخص شده است (شکل ۳-۸).



شکل ۳-۷- الف) تصویر نمونه دستی از توف با دگرسانی کلریتی (ب) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین به کلریت.



Peak List
01-085-0504; Si O ₂ ; Quartz
01-084-0752; Na (Al Si ₃ O ₈); Albite low
00-012-0185; (Mg, Fe, Al) ₆ (Si, Cr) ₄ O ₁₀ (OH) ₈ ; Clinocllore
01-072-1651; Ca C O ₃ ; Calcite
01-086-0439; K (Al Si ₃ O ₈); Orthoclase
01-086-1385; K _{0.86} Al _{1.94} (Al _{0.965} Si _{2.035} O ₁₀)(OH) _{1.744} F _{0.256} ; Muscovite 2VTM#1RG
00-001-0959; Cu C O ₃ · Cu (OH) ₂ ; Malachite

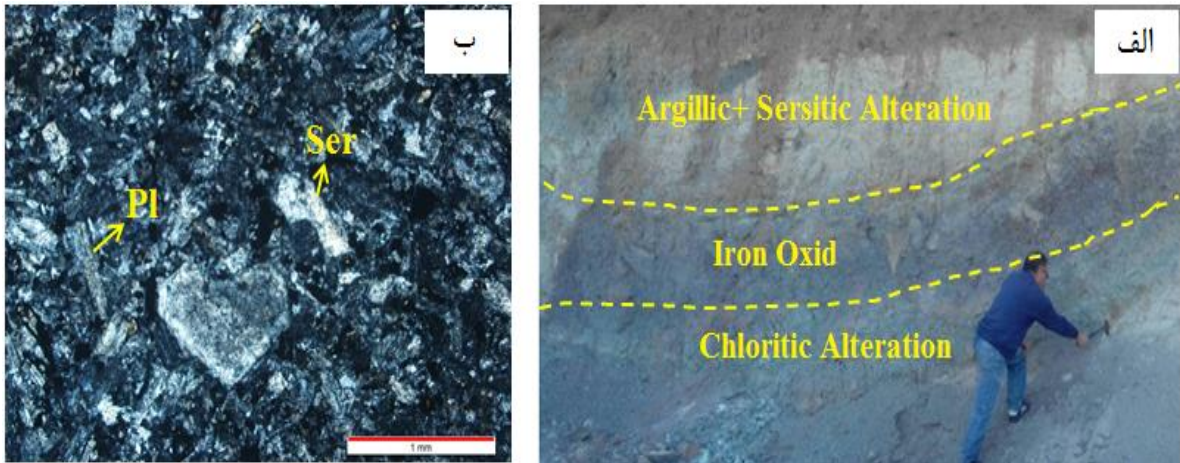
شکل ۳-۸- نمودار پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه توف دگرسان در کانسار پاریسیان که نشان دهنده کانی‌های کوارتز، کلینوکلر، کلسیت و مسکوویت می‌باشد.

۳-۴-۴- دگرسانی آرژیلیتی حدواسط

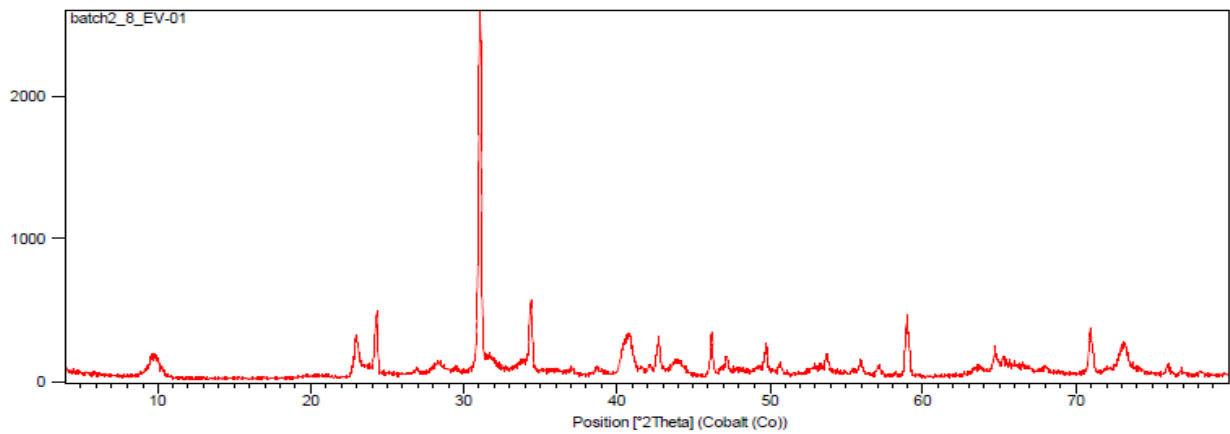
دگرسانی آرژیلیتی در منطقه به صورت پراکنده در واحد آذرآواری مشاهده می‌شود. سنگ‌های تحت تأثیر این دگرسانی به رنگ سفید تا زرد متمایل به قهوه‌ای (به دلیل آغشتگی به هماتیت و لیمونیت) مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۹، الف). این دگرسانی حاصل هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار از جمله آلکالی-فلدسپات و پلاژیوکلازها می‌باشند. در تشکیل این نوع دگرسانی شرایط اسیدی حاکم است و تحت تأثیر محلول‌های اسیدی و عمل هیدرولیز، کاتیون‌های آلکالن از محیط شسته می‌شوند. کانی‌های رسی از جمله کائولینیت، دیکیت، مونت‌موریونیت، هالوزیت و ایلیت سازنده اصلی این دگرسانی هستند (کریم پور ۱۳۸۳). نتایج آنالیز XRD حضور کانی ایلیت در منطقه را اثبات می‌کند (شکل ۳-۱۰). همچنین حضور کانی‌های اورتوکلاز و آلبیت در نمونه‌های آنالیز شده را نیز می‌توان دلیلی بر شدت کم این دگرسانی دانست که معرف دگرسانی آرژیلیتی حدواسط در منطقه است.

۳-۴-۵- دگرسانی سریسیتی

سریسیتی شدن یکی از دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی صورت گرفته در منطقه محسوب می‌شود که با رنگ سفید قابل تشخیص است (شکل ۳-۹). دگرسانی سریسیتی به واسطه شستشوی سدیم، کلسیم و منیزیم از سنگ‌های دارای سیلیکات‌های آلومینیوم به وجود می‌آیند. پتاسیم مورد نیاز این دگرسانی جهت تشکیل سریسیت (میکای سفید دانه‌ریز) معمولاً از هیدرولیز فلدسپات‌های موجود در سنگ تأمین می‌شود. این دگرسانی را یک متاسوماتیزم H^+ در دمای متوسط (۳۰۰-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد) دانسته‌اند. سریسیتی شدن در منطقه بیشتر با دگرسانی آرژیلیتی دیده می‌شود و در زیر میکروسکوپ با حضور سریسیت مشخص می‌شود که از تبدیل پلاژیوکلازها به کانی سریسیت می‌باشد (شکل ۳-۹، ب). این دگرسانی در آنالیز XRD به صورت کانی مسکوویت مشخص شد (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۹- الف) تصویر صحرایی از پهنه بندی دگرسانی کلریتی، آرژیلیتی و سریسیتی به همراه آغستگی اکسید آهن در محدوده اکتشافی پارسیان، ب) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت (XPL).

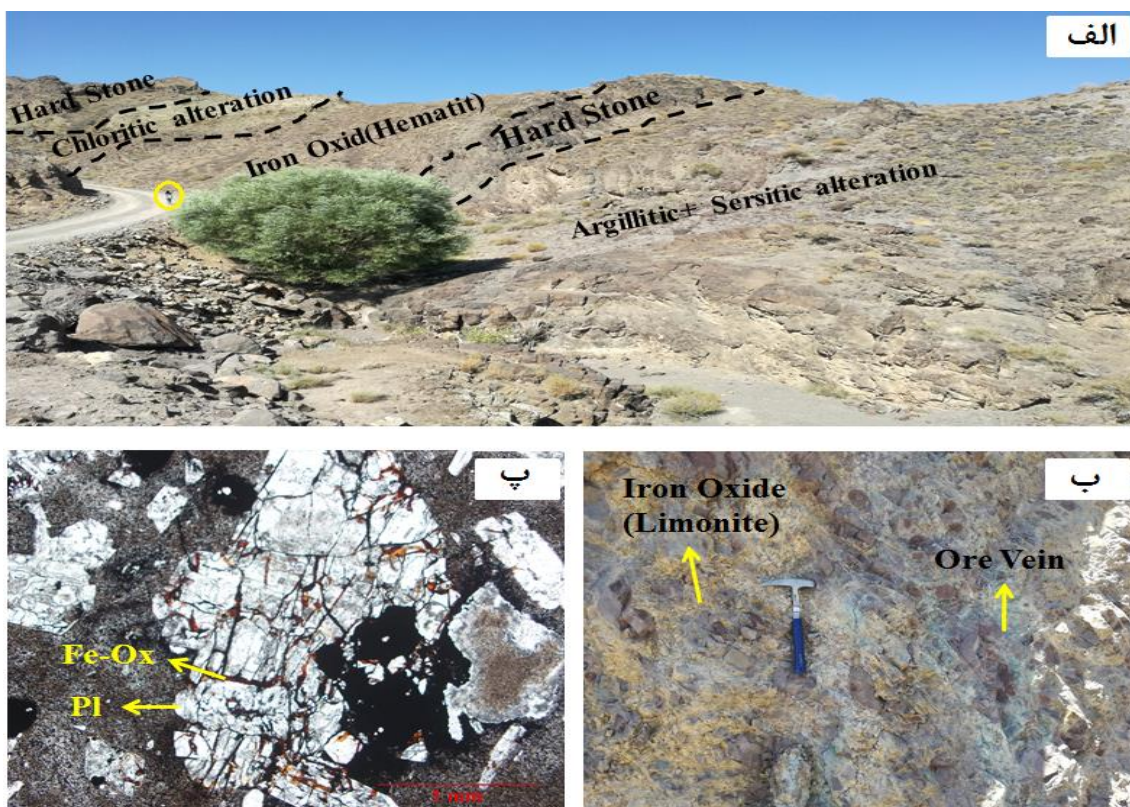


Peak List
01-085-0795; Si O ₂ ; Quartz
00-024-0027; Ca C O ₃ ; Calcite
00-029-1496; K _{0.7} Al ₂ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ; Illite-1T/MRG
00-007-0025; K Al ₂ Si ₃ Al O ₁₀ (OH) ₂ ; Muscovite-1T/MRG, syn
00-001-0959; Cu C O ₃ · Cu (OH) ₂ ; Malachite

شکل ۳-۱۰- نمودار پراش اشعه ایکس (XRD)، مربوط به شناسایی کانی‌های کوارتز، کلسیت، ایلیت و مسکوویت که بیانگر دگرسانی سیلیسی، کربناتی، آرژیلیتی و سریسیتی می‌باشد.

۳-۴-۷- آغشتگی اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت)

آغشتگی به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) به طور گسترده در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های مجاور رگه‌های کانه‌دار با رنگ زرد آجری تا زرد متمایل به نارنجی و قرمز متمایل به قهوه‌ای قابل مشاهده هستند. محلول‌های گرمابی بر روی کانی‌های فرومنیزین و کانی‌های سولفیدی آهن‌دار اولیه مانند پیریت و کالکوپیریت تأثیر گذاشته و آهن موجود در آن‌ها را آزاد و در یک محیط اکسیدان به صورت اکسید و هیدروکسیدهای آهن در داخل درز و شکاف‌ها و فضای بین دانه‌ای در توف‌ها ته‌نشست داده است (شکل ۳-۱۱). این دگرسانی در آنالیزهای XRD با کانی هماتیت مشخص شده است (جدول ۳-۱).



شکل ۳-۱۱- الف) تصویر صحرایی از پهنه‌بندی دگرسانی‌های کلریتی، آرژیلیتی و سریسیتی به همراه آغشتگی به اکسید آهن (هماتیت)، (دید عکس، جنوب غرب)، ب) تصویر صحرایی از آغشتگی لیمونیت در جوار رگه مالاکیت، پ) تصویر میکروسکوپی از چرخش محلول‌های آهن‌دار داخل شکستگی‌های پلاژیوکلاز.

جدول ۳-۱- کانی‌های تشخیص داده شده در زیر میکروسکوپ و آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD) در نمونه‌های دگرسان منطقه مورد مطالعه.

کد نمونه	نام سنگ	نوع دگرسانی	کانی‌های مشخص شده در آنالیز پراش اشعه ایکس
EV.01	سنگ میزبان	سیلیسی+کربناتی+آرژیلایت+سرسیتی	کوارتز، کلسیت، ایلیت، مسکوویت، مالاکیت
EV.02	سنگ میزبان	هماتیتی+سیلیسی+کربناتی+سرسیتی	هماتیت، کوارتز، اورتوکلاز، کلسیت، آلبیت پایین، مسکوویت
EV.08	کانسنگ مس	سیلیسی+هماتیتی+کربناتی+کلریتی+سرسیتی	کوارتز، هماتیت، اورتوکلاز، کلسیت، آلبیت پایین، پالیگورسکیت، مالاکیت، کلینوکلر، مسکوویت
EV.T5-24	کانسنگ مس	سیلیسی+سرسیتی	کوارتز، آلبیت پایین، اورتوکلاز، مالاکیت، مسکوویت
EV.T6-25	کانسنگ مس	سیلیسی+کلریتی+کربناتی+سرسیتی	کوارتز، آلبیت پایین، کلینوکلر، کلسیت، اورتوکلاز، مسکوویت، مالاکیت
EV.T8-23	سنگ میزبان	سیلیسی+هماتیتی+سرسیتی	کوارتز، هماتیت، آلبیت پایین، اورتوکلاز، مسکوویت

فصل چہارم:

کانی شناسی، ساخت،

بافت و توالی پاراژنتیکی

۴-۱- مقدمه

یکی از اصول اولیه در مطالعه چگونگی تشکیل یک کانسار بررسی‌های کانی‌شناختی، ساخت و بافت ماده معدنی و روابط پاراژنتیکی میان کانی‌ها می‌باشد. رفتار کانی‌های تشکیل دهنده هر کانسار، بازتاب ویژگی‌های شکل‌دهنده آن کانسار است (Craig and Vaughan, 1994). مطالعه کانی‌های تشکیل دهنده کانسار و رابطه بافتی آن‌ها با یکدیگر اهمیت قابل توجهی در اکتشاف، استخراج و فرآوری ماده معدنی دارد. جهت انجام مطالعات مذکور طی چند مرحله بازدید صحرایی، ۷۰ نمونه از سنگ‌های دربرگیرنده و کانسنگ ماده معدنی با مختصات جغرافیایی مشخص و بر مبنای تنوع و تغییرات سنگ‌شناسی به صورت سیستماتیک جمع‌آوری شد. برای انجام مطالعات میکروسکوپی ۳۰ مقطع نازک و ۱۸ مقطع صیقلی از نمونه‌های ذکر شده تهیه و مطالعه گردید. در تکمیل مطالعات کانی‌شناسی به منظور شناخت بهتر کانی‌های حاصل از دگرسانی تعداد ۶ نمونه به روش پراش اشعه ایکس (XRD) و همچنین جهت تشخیص ترکیب شیمیایی برخی از کانه‌ها و نقطه مشکوک به طلا، تعدادی نقطه به روش EPMA در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات و فرآوری معدنی ایران با حمایت مالی شرکت ایمیدرو مورد آنالیز و مطالعه 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.

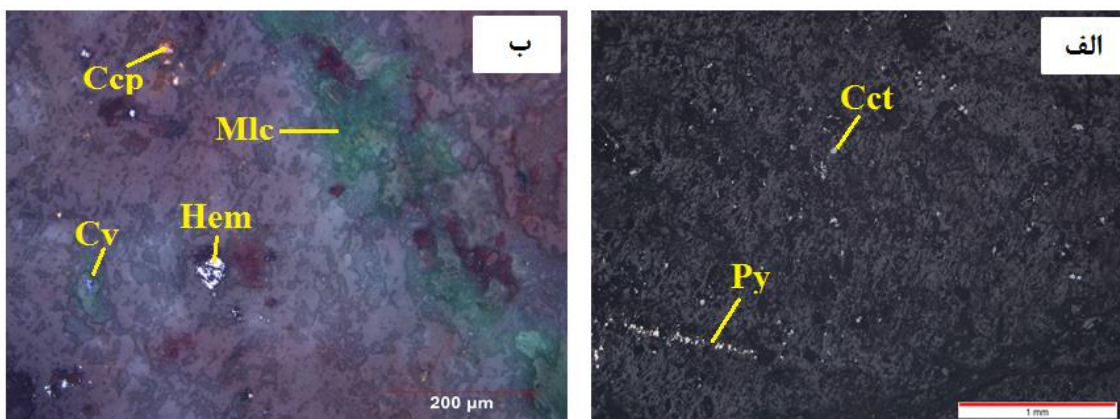
۴-۲- کانی‌شناسی

بر اساس مطالعات انجام شده کانی‌های تشکیل دهنده کانسار به پنج گروه کانی‌های سولفیدی، کربناتی، سیلیکاته، اکسیدی و باطله‌ها رده‌بندی شدند که به صورت اولیه (هیپوژن) و ثانویه (سوپرژن) شکل گرفته‌اند. در ادامه خصوصیات و ویژگی‌های کانی‌های موجود در منطقه مورد مطالعه بیشتر مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۴-۲-۱- کانی‌های سولفیدی منطقه مورد مطالعه

- پیریت (FeS_2) و کالکوپیریت (CuFeS_2)

پیریت گسترده‌ترین و فراوان‌ترین کانی سولفیدی در پوسته زمین بوده و معمولاً فاز کدر سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. کالکوپیریت نیز یکی از فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانه‌های اولیه کانسنگ مس محسوب می‌شود. پیریت و کالکوپیریت، کانی‌های منطقه هیپوژن هستند که در منطقه از فراوانی کمی برخوردارند. این موضوع می‌تواند نشان دهنده کمبود سولفید و پایین بودن دمای سیستم کانه‌زایی در محیط تشکیل باشد. پیریت در مقاطع صیقلی به صورت رنگ سفید مایل به زرد، انعکاس بالا و به شکل دانه‌های ریز و بی‌شکل با روند خطی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱، الف). کالکوپیریت نیز در مقاطع صیقلی دارای رنگ زرد برنجی، انعکاس بالا و آنیزوتروپی ضعیف می‌باشد که به صورت دانه‌های ریز و به فرم دانه پراکنده در متن سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱، ب). پیریت معمولاً در محیط ژئوشیمیایی اکسیدان ناپایدار است و به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت و گوتیت) دگرسان می‌شود (Nesse, 2000). کالکوپیریت نیز که یک کانی سولفیدی مس-آهن است، تحت این شرایط تجزیه و به اکسیدهای آبدار آهن (لیمونیت و گوتیت) و سولفید و کربنات مس (کوولیت، کالکوسیت و مالاکیت) تبدیل می‌شود.



شکل ۴-۱- الف) تصویر میکروسکوپی از پیریت (Py) با روند خطی و کالکوسیت (Cct) دانه‌پراکنده، ب) تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت (Ccp) دانه‌پراکنده که در حاشیه به گوتیت تبدیل شده، کوولیت (Cy)، مالاکیت (Mlc) و هماتیت (Hem).

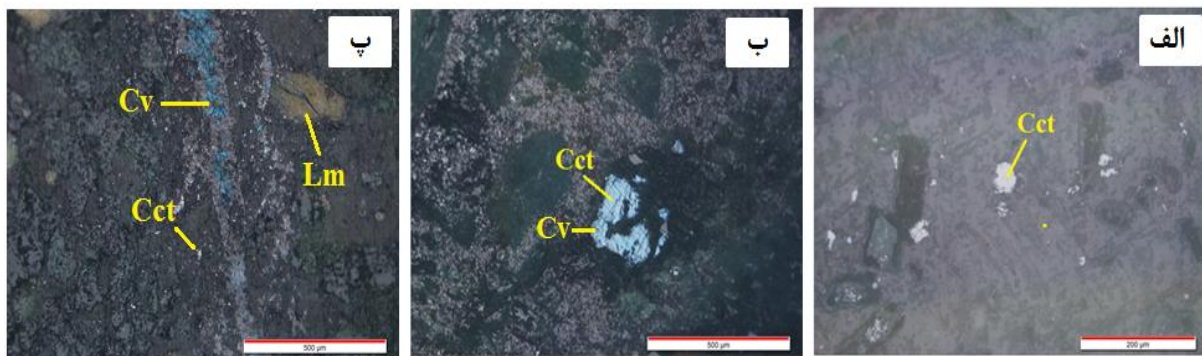
- کالکوسیت (Cu_2S)

کالکوسیت یک کانی معمول مس در سیستم‌های گرمابی دما پایین است که در نمونه‌های دستی به رنگ سیاه تا نقره‌ای رنگ مشاهده می‌شود. این کانی در زیر میکروسکوپ به رنگ سفید خاکستری با ته‌رنگ آبی مشاهده می‌شود که به راحتی از کوولیت قابل تشخیص می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی این کانی به صورت دانه پراکنده و پرکننده فضاهای خالی که اغلب در حاشیه و شکستگی‌ها به کوولیت و مالاکیت تبدیل شدگی دارد، مشاهده می‌شود (شکل ۴-۲). کالکوسیت‌ها به عنوان فراوان‌ترین کانی سولفیدی در منطقه به صورت اولیه از ته‌نشینی مستقیم سیال کانه‌دار در داخل حفرات و درزه و شکاف‌های مسیر ایجاد می‌شود. از لحاظ محیط تشکیل این کانه بیشتر در کانسارهای اپی‌ترمال، پورفیری و کانسارهای غنی شده دیده می‌شود (Marshall et al, 2004).

- کوولیت (CuS)

کوولیت از دیگر کانه‌های مهم سولفیدی مس است که در گذر از محیط اکسیدان به احیایی با افزایش تدریجی گوگرد شکل می‌گیرد. کوولیت کانه فراوانی نیست اما به عنوان یک محصول غنی‌سازی برون‌زاد

(سوپرژن) در بسیاری از کنسارهای مس یافت می‌شود. این کانه در مقاطع میکروسکوپی به رنگ آبی، با چندرنگی قوی و آنیزوتروپی بالا با بافت جانشینی در حاشیه و در امتداد درزه و شکستگی‌های کالکوسیت قابل مشاهده است (شکل ۴-۲، ب و پ). به طور کلی کولیت را می‌توان به عنوان کانی ثانویه حاصل از تجزیه کانی‌های سولفیدی مس در نظر گرفت. این کانی به طور معمول پس از تشکیل کالکوسیت و در شرایط برون‌زاد (سوپرژن) سولفیدی شکل می‌گیرد. حضور کولیت را می‌توان نشانه‌ای از آب‌شویی مس در منطقه دانست (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۳).



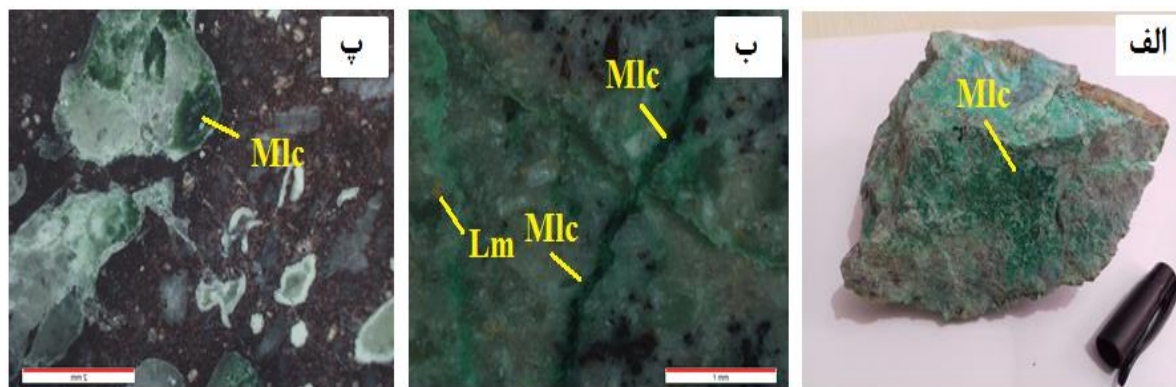
شکل ۴-۲- تصویر میکروسکوپی از کالکوسیت (Cct) دانه پراکنده، (ب) جانشینی کالکوسیت (Cct) از حاشیه و شکستگی‌ها توسط کولیت (Cv)، (پ) تصویر میکروسکوپی از رگه ثانویه کولیت (Cv)، لیمونیت (Lm) و کالکوسیت (Cct).

۴-۲-۲- کانی‌های کربناته

- مالاکیت ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$)

مالاکیت فراوان‌ترین کانی غیرسولفیدی مس‌دار و از جمله کانی‌های ثانویه منطقه می‌باشد که در اثر اکسیداسیون کانی‌های اولیه و سولفیدی مس به وجود آمده است. مالاکیت در مقطع صیقلی (PPL) به رنگ سبز تیره و در نور XPL دارای انعکاس داخلی سبز می‌باشد. به دلیل حضور این کانی در منطقه اکثر رخنمون‌های سطحی را غشای نازک سبز رنگی پوشانده است. این کانی در آنالیز XRD نیز مشخص شده است. پیدایش ثانویه مالاکیت از نظر زمانی و نوع سیال با کانه‌زایی سولفیدی کنسار متفاوت است و

احتمالا ناشی از نفوذ سیالات جوی و اکسید شدن کانی‌های سولفیدی می‌باشد. پس از کانی‌سازی سولفیدی، در طی فرآیند برون‌زاد (سوپرژن) اکسیدی کانی‌هایی نظیر مالاکیت به همراه اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در شکستگی‌ها و فضاهای کم فشار به شکل رگه- رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی شکل گرفته است. به علاوه این کانی در برخی نمونه‌ها به صورت شعاعی و همچنین قطع شدگی یک رگچه کانه‌دار توسط رگچه دیگر که تقدم و تأخر کانه‌زایی را نشان می‌دهد قابل مشاهده است (شکل ۴-۳).



شکل ۴-۳- الف) تصویر نمونه دستی از توف دارای مالاکیت (Mlc)، ب) تصویر میکروسکوپی از مالاکیت بین دانه‌ای و رگه‌ای (پ) مالاکیت به صورت پرکننده حفرات در گدازه تراکی‌آندزیت بازالتی.

۴-۲-۳- کانی سیلیکاته مس

- کریزوکولا $(Cu, Al) 2H_2SiO_2 \cdot nH_2O$

کریزوکولا یک کانی سیلیکاته آبدار مس است که در محیط ژئوشیمیایی اکسیدان اسیدی (سوپرژن) تشکیل می‌شود و در کانسار پارسیان به صورت سطحی و با فراوانی کم، همراه با مالاکیت مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده بالا بودن غلظت Si در سیال است. کریزوکولا در نمونه دستی با رنگ آبی کم‌رنگ تا سبزی می‌شود (شکل ۴-۴).



شکل ۴-۴- تصویر نمونه دستی از مالاکیت (Mlc) و کریزوکولا (Ccl) در یک نمونه کانسنگ محدوده معدنی پارسیان.

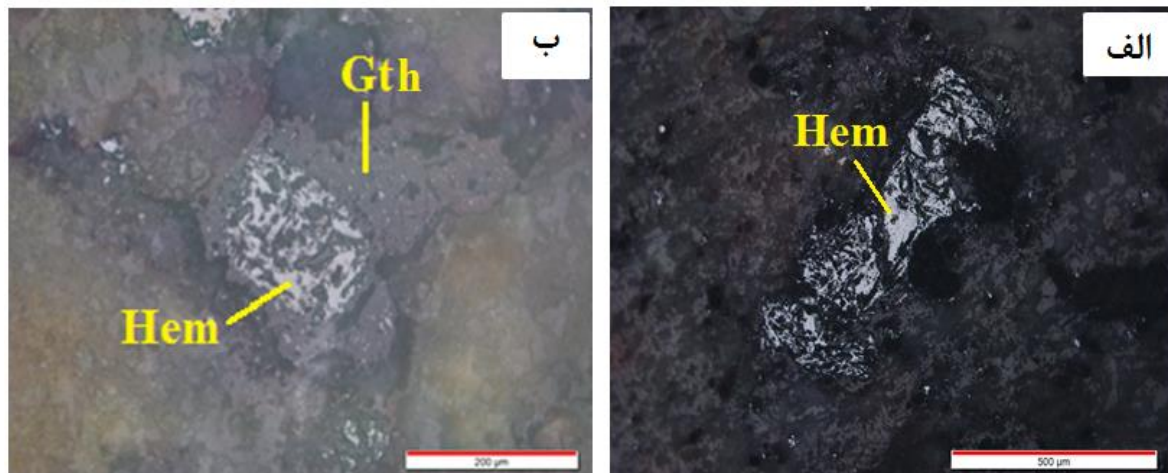
۴-۲-۴- اکسید و هیدروکسیدهای آهن و منگنز

- هماتیت (Fe_2O_3)

هماتیت منعکس کننده شرایط اکسیدان در محیط ته‌نشست است. برای تشکیل هماتیت در بخش‌های فوقانی کانسار حضور اکسیژن با فوگاسیته بالا نیاز است (Haynes et al, 1995). 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. این کانی به صورت پرکننده فضاهای خالی و دانه پراکنده در متن توف و گدازه‌های منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۴-۵) و نسبت به سایر کانی‌های آهن‌دار از فراوانی بیشتری در منطقه برخوردار است. قابل ذکر است که هماتیت در محیط هوازدگی پایدار بوده و به طور معمول توسط فرآیند هوازدگی به وجود می‌آید. بدون شک تشکیل اکسیدهای آهن به همراه کربنات‌های مس در منطقه معدنی را می‌توان به عنوان کانه‌زایی سطحی در نظر گرفت.

- گوتیت (FeO.OH)

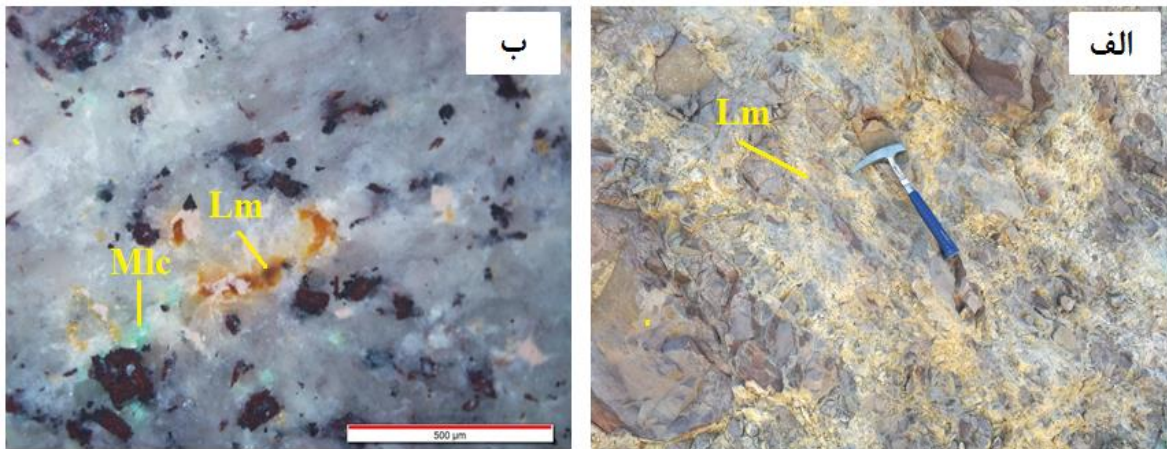
گوتیت یکی از فراوان‌ترین و پایدارترین کانی‌های اکسید آهن در بخش‌های اکسیدان و سطحی و محصول هوازدگی یا دگرسانی کانی‌های آهن‌دار به شمار می‌رود. همان‌طور که می‌دانیم پدیده انحلال و اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی سبب خارج شدن یون گوگرد و برجای ماندن هیدروکسیدهای آهن در محیط می‌شود. این کانی در مقاطع صیقلی با شدت بازتابش ضعیف و عمدتاً بی‌شکل قابل تشخیص است و به‌طور معمول از تجزیه و هوازدگی کانی‌های آهن‌دار نظیر پیریت، کالکوپیریت و هماتیت شکل می‌گیرد (شکل ۴-۵، ب). بنا به نظر Perello و Sillito (2005)، حضور گوتیت بیانگر اسیدیته کم و درصد پایین سولفید می‌باشد.



شکل ۴-۵- الف) تصویر میکروسکوپی از هماتیت (Hem) تیغه‌ای، ب) تبدیل هماتیت (Hem) به گوتیت (Gth) و بافت جانشینی.

- لیمونیت (FeO.OH.Nh₂O)

لیمونیت کانی اکسید آهن آبدار و غالباً به رنگ زرد مایل به قهوه‌ای می‌باشد که بیشتر در قسمت‌های اکسیدان و در بخش‌های سطحی کانسار دیده می‌شود (شکل ۴-۶). در واقع لیمونیت محصول نهایی دگرسانی و هوازدگی اکسیدها و سولفیدهای آهن است.



شکل ۴-۶- الف) تصویر صحرایی از رگچه‌های لیمونیت (Lm)، ب) تصویر میکروسکوپی از لیمونیت و مالاکیت (Mlc) به صورت پرکننده فضاهای خالی .

۴-۲-۵- کانی‌های باطله

کانی‌های باطله را می‌توان جزء بی‌ارزش یک کانسنگ به حساب آورد. کانی‌هایی که الزاماً استخراج ولی بعداً جدا و دور ریخته می‌شوند. در سال‌های اخیر به کانی‌های باطله در کانسارهای سولفیدی توجه بیشتری شده است زیرا زمین‌شناسان اقتصادی براین باورند که کانه‌ها و کانی‌های باطله رابطه زایشی باهم دارند (علیرضایی، ۱۳۸۹). مهم‌ترین کانی‌های باطله در کانسار مس پارسیان شامل کلسیت، کوارتز، باریت و کانی‌های رسی می‌باشد که بر اساس نمونه‌های دستی، مقاطع میکروسکوپی و همچنین آنالیز XRD شناسایی شده‌اند.

-کلسیت

یکی از فراوان‌ترین کانی‌های باطله در منطقه به شمار می‌رود که به صورت اولیه و همچنین به صورت ثانویه در نتیجه دگرسانی پلاژیوکلازها و کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار تشکیل شده است. این کانی به صورت پرکننده فضاهای خالی به اشکال رگه- رگچه‌ای و پرکننده حفرات به همراه کوارتز در سنگ‌های میزبان منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۴-۷، الف) .

- کوارتز

یکی از مهم‌ترین کانی‌های باطله کانسار می‌باشد که هم در مقاطع میکروسکوپی و هم در نمونه دستی به صورت پرکننده فضاهای خالی به اشکال رگه- رگچه‌ای و پرکننده حفرات دیده می‌شود (شکل ۴-۷، ب). عبور محلول‌های گرمابی در امتداد شکستگی‌ها باعث تشکیل رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی می‌شود (Siahcheshm et al., 2014).

- باریت

به عقیده (Pirajno, 2009)، باریت در محدوده دمایی پائین حضور دارد. باریت در منطقه پارسیان فراوانی کمی دارد و به صورت پرکننده حفرات و فضاهای خالی به همراه کلسیت در توف‌های خاکستری مشاهده شد (شکل ۴-۷، الف).

- کانی‌های رسی و سایر کانی‌ها

علاوه بر کانی‌هایی که در بالا ذکر شد کانی ایلیت، که جزو کانی‌های رسی می‌باشد و همچنین کانی‌های دیگری مانند ارتوکلاز، آلبیت، مسکوویت، کلینوکلر توسط نتایج آنالیزهای XRD مشخص شده است.



شکل ۴-۷- الف) تصویر نمونه دستی از کلسیت (Cal) به صورت پرکننده حفرات و باریت (Brt)، در میزبان توف، ب) تصویر نمونه دستی از رگه کوارتز (Qz) در میزبان توف.

۴-۳- ساخت و بافت ماده معدنی

ساخت به خصوصیتی که در بیرون زدگی‌ها و یا خصوصیتی که به طور ماکروسکوپی قابل مشاهده است و بافت به خصوصیتی که در زیر میکروسکوپ یا نمونه‌های دستی دیده می‌شود، گفته می‌شود (شهاب‌پور، ۱۳۹۰). مطالعه ساخت و بافت در کانسارها اطلاعات مهمی را در خصوص منشأ و مراحل تشکیل کانه‌زایی در اختیار ما قرار می‌دهد (نجف‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰). ساخت و بافت در کانسارهای گوناگون با توجه به ماهیت سیال‌های کانی‌ساز، مشخصات فیزیکی و شیمیایی سنگ‌های میزبان و شیوه جایگزینی کانسنگ متفاوت هستند. لذا بررسی ویژگی‌های ساخت و بافت برای تعیین رابطه بین کانه‌های معدنی و سنگ میزبان و الگوی کانه‌زایی آن‌ها در طول زمان از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. براین اساس از ساخت‌های مشاهده شده در منطقه می‌توان به ساخت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی و برشی و از مهمترین بافت‌ها به بافت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، شعاعی، جان‌شینی و دانه پراکنده اشاره کرد.

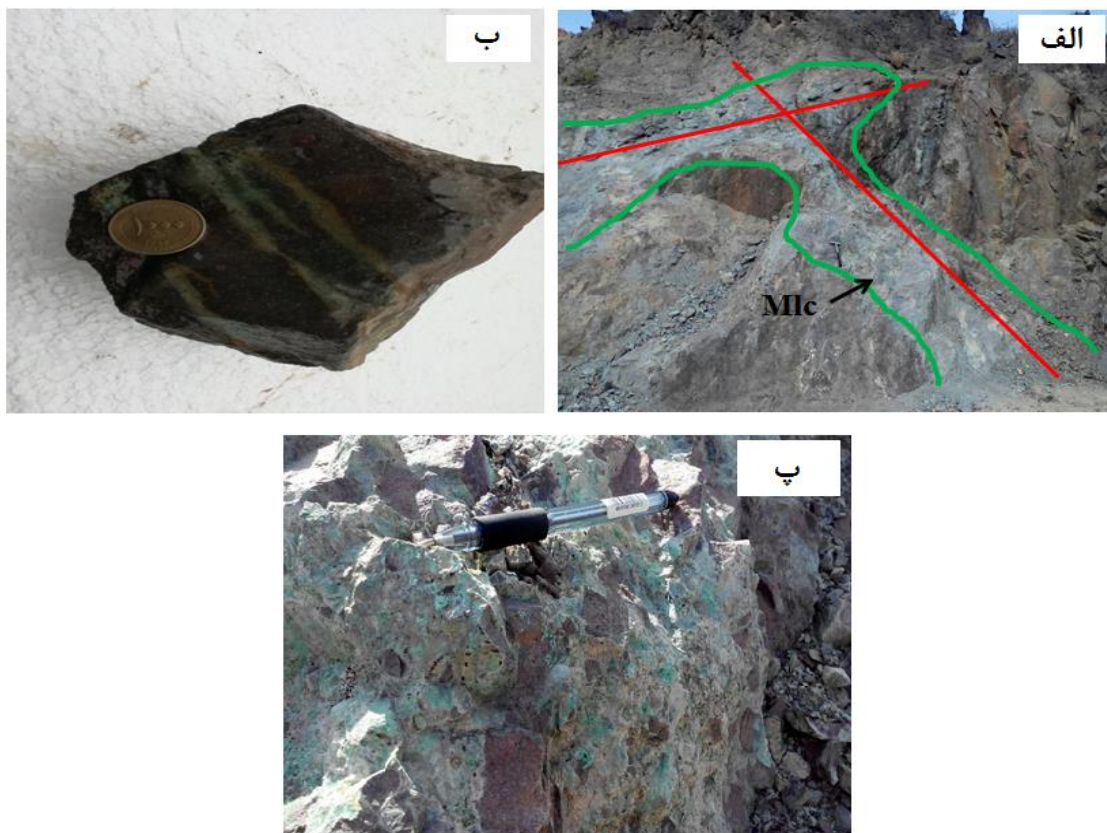
۴-۳-۱- ساخت

- ساخت رگه - رگچه‌ای

ساخت رگه- رگچه‌ای یکی از اصلی‌ترین سیماهای ماده معدنی در بخش‌های کانه‌دار و قابل استخراج به شمار می‌رود. این ساخت به عنوان یک ساخت غیرهمزاد مطرح می‌باشد که پس از تشکیل سنگ میزبان و کانی‌سازی دانه‌پراکنده در منطقه رخ داده است. رگه‌ها از نظر ریخت‌شناسی ظاهراً مسطح تا انحنادار هستند. در اینجا راستای عمده رگه‌ها و پهنه‌های کانه‌دار به پیروی از ساختارهای اصلی (گسل‌ها) است (شکل ۴-۸، الف و ب). قابل ذکر است که سیال کانه‌دار از طریق این گسل‌ها و شکستگی‌ها بالا آمده و در صورت وجود شرایط مناسب کانه‌زایی، کانی‌هایی نظیر ملاکیت و اکسیدهای آهن (لیمونیت) در امتداد آن‌ها تشکیل شده‌اند.

- ساخت برشی

ساخت برشی در نهشته‌های معدنی به دو شکل برش گرمایی و تکتونیکی ایجاد می‌شود. در منطقه مورد مطالعه هردو عامل محلول‌های گرمایی و فشارهای تکتونیکی در ایجاد ساخت برشی دخالت داشته‌اند. این ساخت در توف‌های منطقه مشاهده می‌شود که کانه‌زایی مالاکیت به صورت پرکننده فضاهای خالی در آن رخ داده است (شکل ۴-۸، پ).



شکل ۴-۸-الف) کانه‌زایی مالاکیت در امتداد گسل‌ها، ب) تصویر نمونه دستی از ساخت رگه-رگچه‌ای مالاکیت و لیمونیت، پ) کانه‌زایی مالاکیت به صورت پرکننده فضاهای خالی بین قطعات توف‌برش.

۴-۳-۲- بافت

- بافت رگه - رگچه‌ای

این بافت یکی از عمده‌ترین بافت‌های مشاهده شده در منطقه معدنی می‌باشد که در نتیجه حرکت سیال در امتداد درزه و شکستگی‌ها شکل گرفته است. از ویژگی‌های بارز آن جوان‌تر شدن کانی‌سازی‌ها از حاشیه به سمت مرکز می‌باشد (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۹). از جمله کانی‌های مشاهده شده با این بافت در نمونه‌های مطالعه شده می‌توان به مالاکیت، کالکوسیت، کوولیت، کلسیت، پیریت و لیمونیت اشاره کرد (شکل ۴-۹، الف).

– بافت پرکننده فضاهای خالی

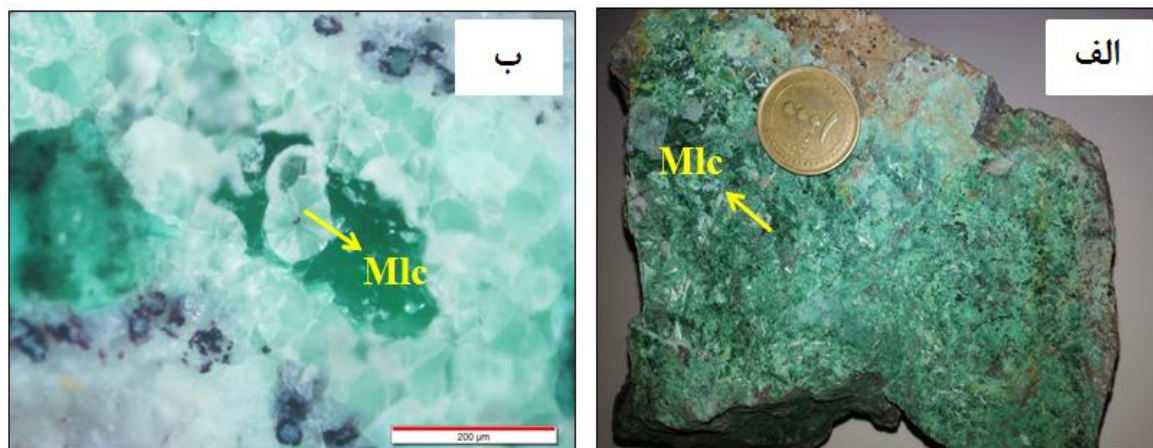
این نوع بافت به عنوان یکی از متداول‌ترین بافت‌ها در اعماق کم و سطحی مطرح است زیرا در این مناطق سنگ‌ها شکننده‌اند و جنبش‌های زمین‌ساختی عموماً با پذیرش شکستگی پاسخ می‌دهند. بنابراین سیالات کانه‌دار گردش نسبتاً آزادی دارند و به هنگام عبور از گسل‌ها و شکستگی و یا فضاهای خالی در واحد آذرآواری و گدازه، مواد همراه خود را بر جای می‌گذارند. بر اساس مطالعات صورت گرفته کانی‌هایی نظیر مالاکیت، کوولیت، کالکوسیت، کریزوکولا، کانی‌های باطله و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن این بافت را نشان می‌دهند (شکل ۴-۹، ب).



شکل ۴-۹- الف) تصویر میکروسکوپی از رگه ثانویه کوولیت (Cv)، ب) تصویر میکروسکوپی از مالاکیت (Mlc) به صورت پرکننده فضاهای بین دانه‌ای و حفرات به همراه هماتیت (Hem).

- بافت شعاعی

این نوع بافت فراوانی کمی در منطقه دارد و در آن بلورهای مالاکیت به صورت منشوری و سوزنی در کنار یکدیگر قرار گرفته و دسته بلورهایی به شکل رشته‌ای و شعاعی در فضاهای خالی تشکیل داده‌اند که هم در نمونه دستی و هم در مقطع میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۰، الف و ب).



شکل ۴-۱۰- الف و ب) تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی از مالاکیت (Mlc) با بافت شعاعی.

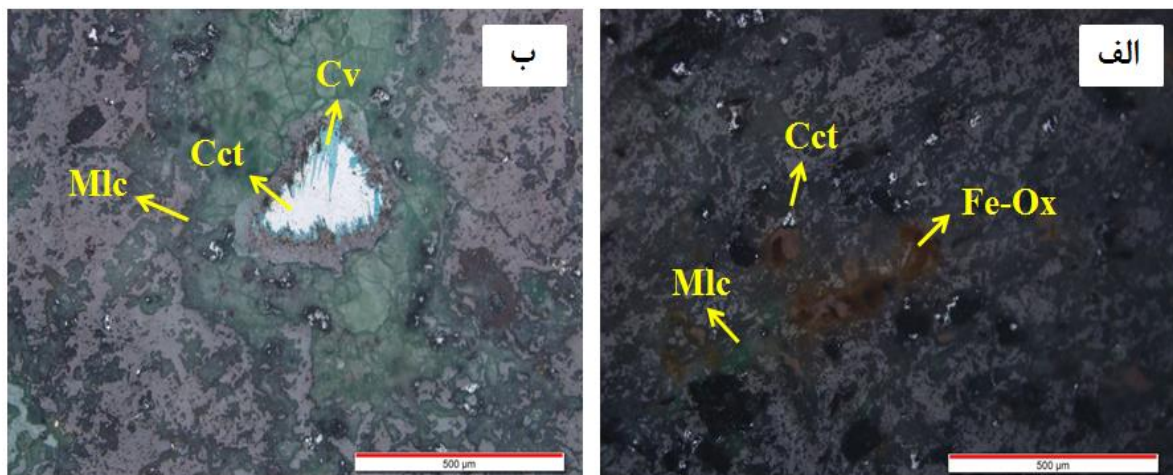
- بافت دانه پراکنده

از جمله بافت‌های مهمی است که شواهد زایشی بسیار ارزشمندی در اختیار می‌گذارد. این بافت معرف سین‌ژنتیک بودن ماده معدنی با سنگ دربرگیرنده است. این بافت اغلب در مقیاس میکروسکوپی و در کانی‌هایی نظیر کالکوسیت، کالکوپیریت، هماتیت و کولیت قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۱، الف).

- بافت جانشینی

این بافت به بافت جانشینی ثانویه نیز معروف است. فرآیند جانشینی در نتیجه واکنش‌های شیمیایی سطحی (دگرسانی و هوازدگی)، رخ می‌دهد و از این رو شکستگی‌ها، رخ‌ها و حاشیه ذرات و مرز بین دانه‌ها از جمله اولین مکان‌های مناسب جهت آغاز این فرآیند به شمار می‌آیند. ترکیب شیمیایی فاز اولیه ممکن

است ترکیب شیمیایی فازی که جانشین آن می‌شود را کنترل کند. این نوع بافت ممکن است در اثر فرآیندهایی نظیر انحلال و رسوب گذاری مجدد، اکسیداسیون و انتشار در حالت جامد رخ دهد. از جمله بافت‌های جانشینی مشاهده شده در کانسار پارسیان می‌توان به جانشینی سولفیدهای فلزی (نظیر کالکوپیریت) با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (نظیر هماتیت، لیمونیت و گوتیت) (شکل ۴-۱۱، ب)، جانشینی هماتیت توسط گوتیت (شکل ۴-۵، ب) و همچنین جانشینی کالکوسیت به کوولیت و در نهایت به ملاکیت در امتداد شکستگی‌ها و حواشی (شکل ۴-۱۲، ب) اشاره کرد.



شکل ۴-۱۱- الف) تصویر میکروسکوپی از کالکوسیت (Cct) با بافت دانه پراکنده به همراه ملاکیت (Mlc) ب) تصویر میکروسکوپی از جانشینی کالکوسیت (Cct) به کوولیت (Cv) و ملاکیت (Mlc).

۴-۴- توالی پاراژنتیکی

به کلیه کانی‌ها و کانه‌های موجود در یک کانسنگ، مجموعه مینرالی گفته می‌شود، ولی به کانه‌ها و کانی‌هایی که به طور همزمان، در یک مکان و از یک منشأ تشکیل شده باشند، پاراژنز گفته می‌شود. به مطالعه و بررسی ترتیب تبلور و یا تقدم و تأخر تبلور کانی‌ها توالی پاراژنتیکی گفته می‌شود (Bates and Jackson, 1980). به منظور تعیین توالی پاراژنزی می‌توان از شواهد ساختی و بافتی استفاده کرد. با

بررسی توالی پاراژنتیکی علاوه بر تعیین ترتیب تبلور کانی‌ها می‌توان فازها یا مراحل کانی‌سازی را نیز تعیین نمود. در منطقه پارسین کانی‌سازی در دو مرحله شامل ۱) مرحله درون‌زاد (هیپوژن): نفوذ سیالات داغ کانه‌دار در طول شکستگی‌ها و تهنشست کانی‌هایی نظیر پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت ۲) مرحله برون‌زاد (سوپرژن و هوازدگی): نفوذ آب‌های سرد جوی و تشکیل کانی‌های ثانویه نظیر کوولیت، مالاکیت، کریزوکولا و اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت و گوتیت) رخ داده است. بر طبق مطالعات و مشاهدات بافتی و کانی‌شناسی در منطقه مورد مطالعه می‌توان توالی پاراژنتی زیر را برای کانه‌زایی تعیین نمود (جدول ۴-۱).

جدول ۴-۱- مراحل تشکیل و تکوین و توالی پاراژنزی کانه‌ها و کانی‌ها در کانسار مس پارسین.

Stages Minerals		Hypogene	Supergene and Weathering	
			Reduction	Oxidation
Sulfide	Pyrite	————		
	Chalcopyrite	————		
	Chalcocite	————		
	Covellite	————	————	
Carbonate	Malachite			————
Silicate	Chrysocolla			————
Oxid and Hydroxide	Hematite			————
	Goethite			————
	Limonite			————
Gangue	Calcite	————	————	————
	Quartz	————	————	
	Barite	————		
	Clay minerals	————	————	————
Textures	Vein- veinlets	————	————	————
	Open space- filling	————	————	————
	Disseminated	————		
	Replacement		————	————
	Radial			————

فصل پنجم:

ژئوشیمی

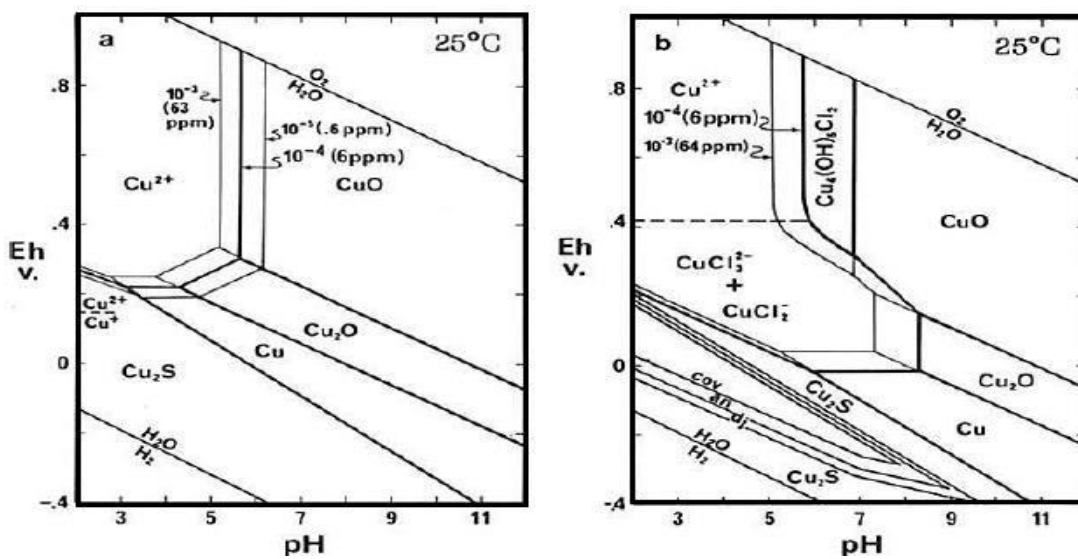
۵-۱- مقدمه

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 بسزایی در جهت تعیین ویژگی‌های محیط تشکیل و فرآیندهای مؤثر در تشکیل ذخایر معدنی دارند (Piercey, 2011). در مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی جهت تعیین نام سنگ‌های دربرگیرنده و سنگ منشأ و همچنین رابطه‌ی 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 مورد استفاده قرار گرفته است.

۵-۲- ژئوشیمی مس

مس بیست و چهارمین عنصر فراوان در پوسته زمین با فراوانی کمتر از ۱/۰ 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)، شکل‌پذیری، دارای رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز، جلائی فلزی، وزن اتمی ۶۳/۵۴، دمای ذوب ۲۵۹۵ درجه سانتی‌گراد و 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 داراست. مس تنها فلزی است که به صورت خالص، به مقدار زیاد در توده‌های بزرگ یافت می‌شود و رسانای الکتریکی و حرارتی خوبی می‌باشد (Mortimer, 1986; Mathur, 2010). از لحاظ ژئوشیمیایی مس خاصیت سیدروفیل و کالکوفیل دارد. تغییرات PH و Eh کمپلکس‌های کلریدی، رفتار مس را در دماهای پایین کنترل می‌کنند (Maynard, 1983)، (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 (Rose, 1976).



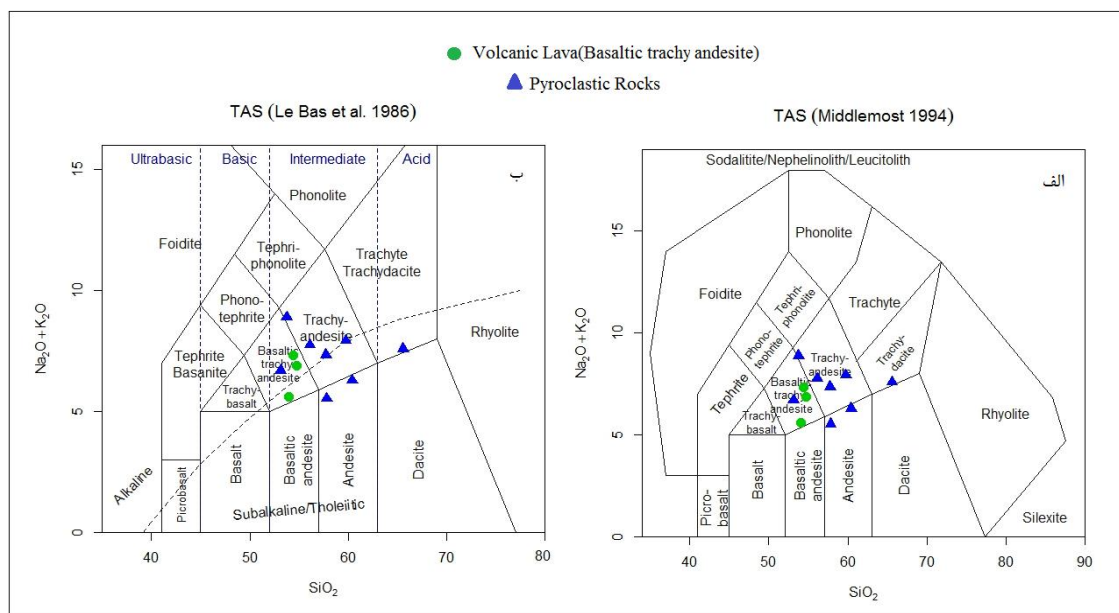
شکل ۵-۱- انحلال پذیری مس در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد به عنوان تابعی از PH و Eh، که نشان دهنده افزایش PH در حضور کلر می‌باشد. به دلیل حضور کلر، محدوده پایداری مس به شکل محلول کمپلکس افزایش می‌یابد. (a) بدون حضور کلر (b) در حضور کلر (Rose, 1976).

۵-۳- ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار

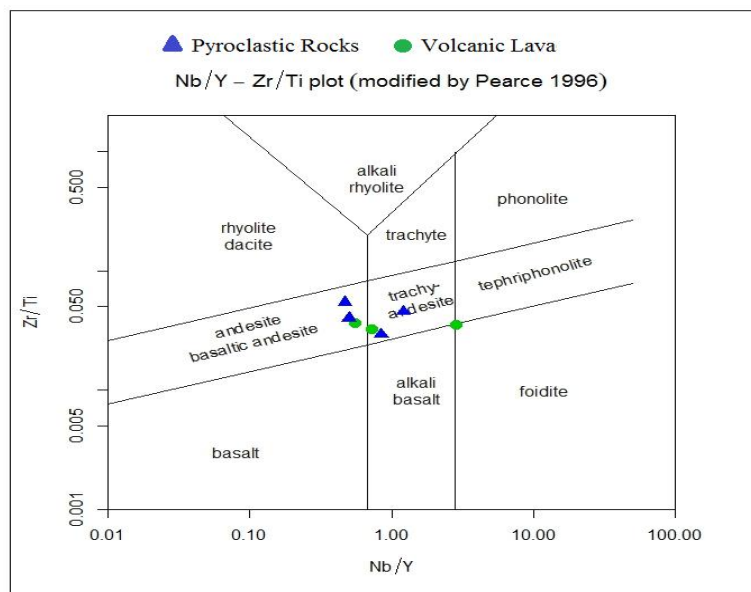
به منظور بررسی ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار مس پارسیان، طی چند مرحله بازدید صحرایی تعدادی نمونه از سنگ‌های دربرگیرنده و کانسنگ ماده معدنی با مختصات جغرافیایی و بر مبنای تنوع و تغییرات لیتولوژیکی جمع‌آوری شد. پس از مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۱۱ نمونه جهت آنالیز XRF، تعداد ۷ نمونه ICP-MS و ۲ نمونه EPMA در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات و فرآوردی معدنی ایران با حمایت مالی شرکت ایمیدرو، مورد آنالیز قرار گرفت. در این بخش با استفاده از تجزیه‌های شیمیایی و نمودارهای مختلف، شرایط تشکیل سنگ‌های منطقه بررسی می‌شود.

۵-۳-۱- نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی منطقه

براساس نمودار تغییرات ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994) و (Le Bas et al, 1986)، سنگ‌های دربرگیرنده کانسار پارسیان در گستره آندزیت، تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و تراکی- داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲، الف و ب). با توجه به این که سعی شده نمونه‌هایی که دارای کمترین دگرسانی هستند، برداشت و جهت آنالیز انتخاب شود، با این حال از آنجایی که تحرک عناصر آلکالن در سنگ‌های هوازده و دگرسان بالاست، به منظور تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های مورد نظر از نمودارهای مربوطه مبتنی بر عناصر کمیاب کم تحرک از جمله Zr ، Ti ، Nb و Y که جزء عناصر دارای قدرت میدانی بالا هستند (Rollinson, 2014) نیز استفاده شود (شکل ۵-۳). براساس نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996)، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده تراکی آندزیت، آندزیت تا آندزیت‌بازالت قرار می‌گیرند.



شکل ۵-۲- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار پارسیان: الف- در نمودار تغییرات ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)، ب- در نمودار (Le Bas et al, 1986).

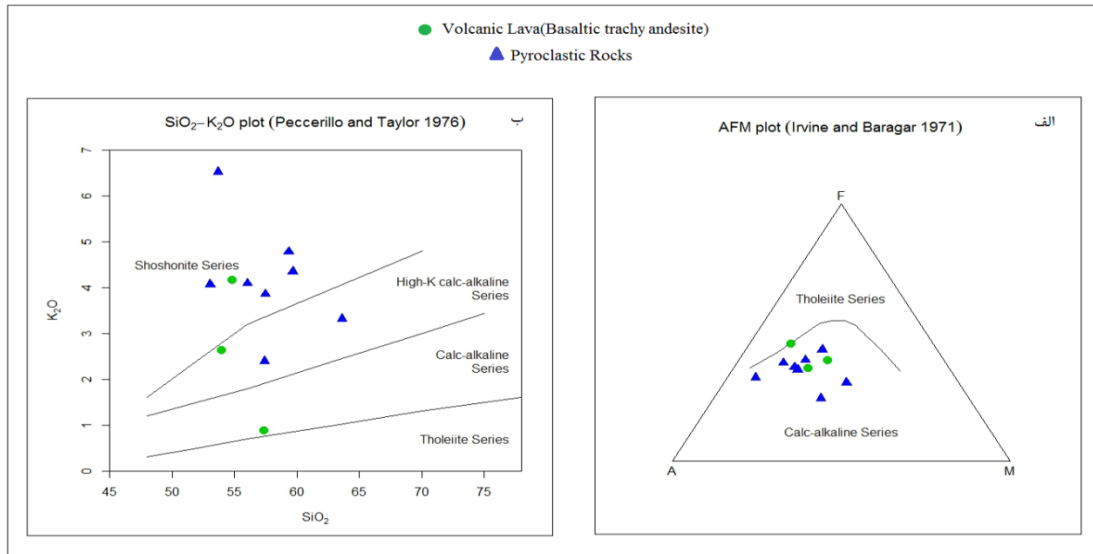


شکل ۵-۳- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار پارسیان در نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996)، نمونه‌های منطقه در محدوده تراکی‌آندزیت، آندزیت تا آندزیت‌بازالت قرار می‌گیرند.

۵-۳-۲- تعیین سری ماگمایی

یک سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف آتشفشانی است که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده و از یک ماگمای بازیک مادر، در نتیجه‌ی تفریق حاصل شده‌اند (Kuno, 1968). سیر تدریجی تغییرات ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی از یک گدازه به گدازه‌ی دیگر نشانه‌ی رابطه‌ی خویشاوندی گدازه‌ها با هم و منشأ گرفتن آن‌ها از یک منبع مشترک می‌باشد (معین وزیری و احمدی، ۱۳۷۱). در مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی تعیین سری ماگمایی سنگ درون‌گیر کانسار کمک شایانی به مقایسه کانه‌زایی مورد بررسی با تیپ‌های دیگر و پیدا کردن تیپ و در نهایت منشأ کانی‌سازی می‌نماید. براساس نمودار سه تایی AFM (Irvin and Baragar, 1971) اکثر نمونه‌ها در محدوده سری کالک‌آلکان و در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)، در محدوده کالک‌آلکان تا سری

شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۴- الف و ب). ماگماهای کالک آلکالن حاصل اختلاط ماگماهای منشأ گرفته از گوشته و پوسته‌اند (Tatsumi and Takahashi, 2006).

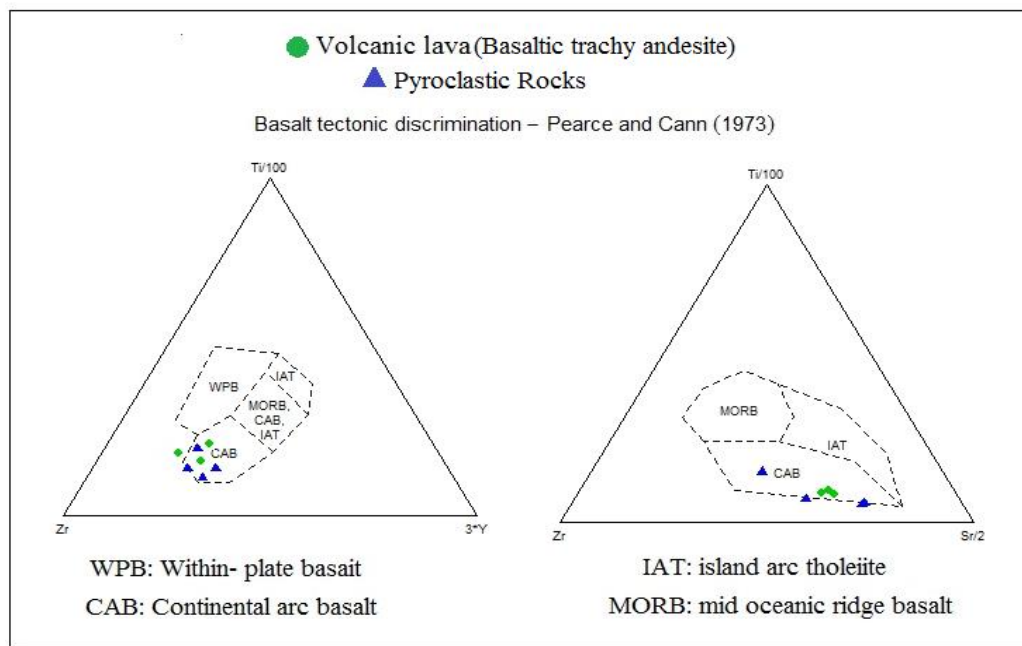


شکل ۵-۴- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار پارسیان، الف- در نمودار سه تایی AFM (Irvin and Baragar, 1971) که نمونه‌ها در محدوده سری کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند، ب- در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)، که نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکالن تا شوشونیتی قرار می‌گیرند.

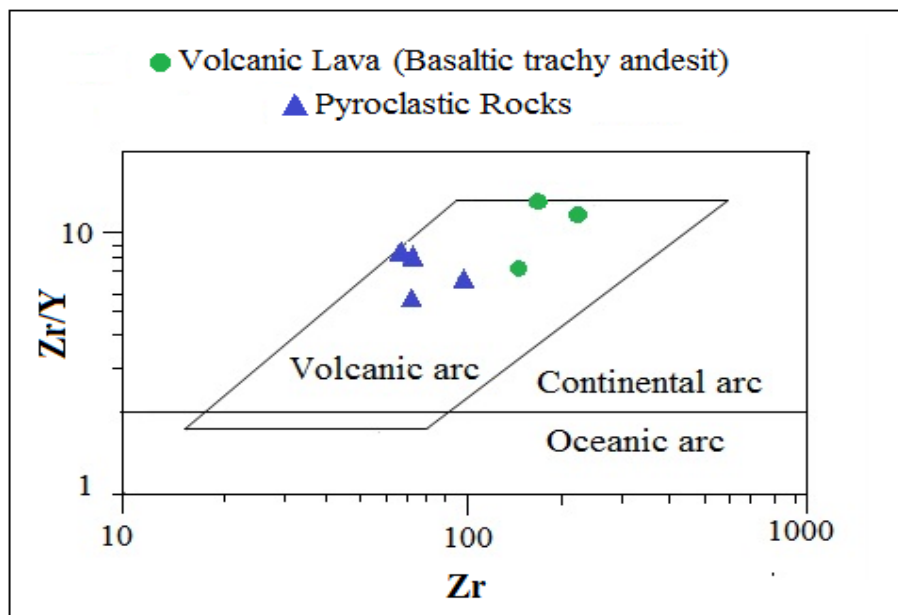
۵-۳-۳- جایگاه تکتونیکی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار

بدون شک می‌توان اظهار داشت که یکی از مناسب‌ترین روش‌ها برای تشخیص محیط‌های تکتونیکی تشکیل ماگما، استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی است. این اندیشه در ابتدا توسط (Pearce and Cann, 1973) مطرح شده است. نامبردگان نشان دادند که می‌توان بازالت‌های تولید شده در جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی را به کمک داده‌های ژئوشیمیایی از همدیگر جدا نمود. آن‌ها در این راستا نمودارهای متمایز کننده تکتونوماگمایی را پیشنهاد کردند. در بررسی‌های ایشان عناصر Sr, Nb, Y, Ti و Zr به عنوان شاخص‌های بسیار مؤثر در تعیین محیط‌های تکتونیکی مختلف تشکیل بازالت‌ها به کار گرفته شده است. اهمیت ویژه عناصر کمیاب غیر متحرک بودن آن‌ها در اغلب شرایط گرمایی است. طبق نمودارهای متمایز

کننده بازالت‌ها بر اساس متغیرهای $Y - Zr - Ti/100 * 3$ و $Sr/2 - Zr - Ti/100$ (Pearce and Cann, 1973)، نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکان (کمان آتشفشانی) قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵). در نمودار نسبت Zr/Y در مقابل Zr (Pearce, 1983)، نسبت $Zr/Y > 3$ به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و نسبت < 3 به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارد (شکل ۵-۶). در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده کمان قاره‌ای، در گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند که احتمالاً در ارتباط با فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای تشکیل شده‌اند (Franceschelli et al., 2003).



شکل ۵-۵- نمایش موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در نمودار پیشنهاد شده توسط (Pearce and Cann, 1973) بر اساس متغیرهای $Zr - Ti/100 - 3 * Y$ و $Sr/2 - Zr - Ti/100$.

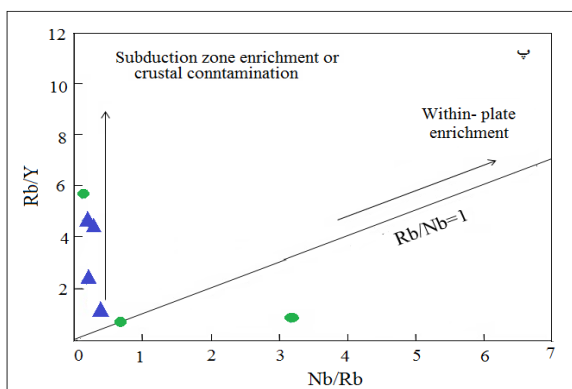
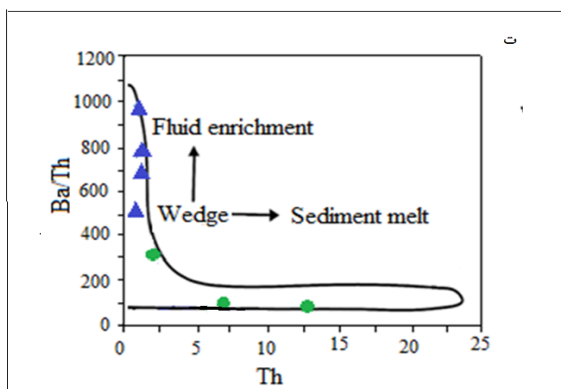
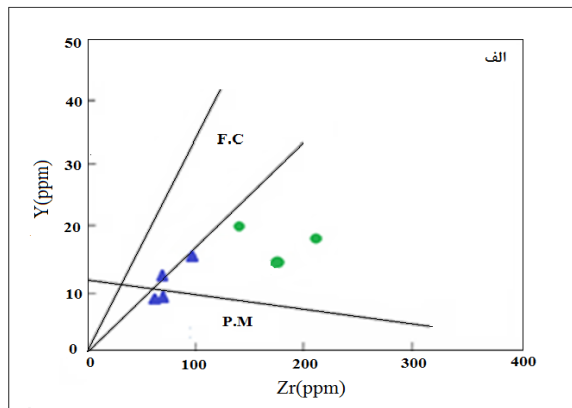
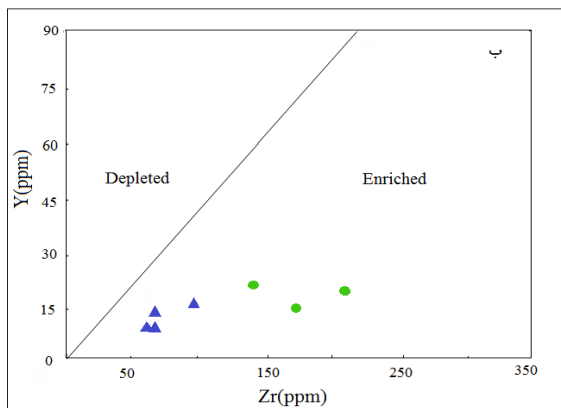


شکل ۵-۶- نمودار نسبت Zr/Y در مقابل Zr (Pearce, 1983). محل قرارگیری نمونه‌ها منطبق با کمان آتشفشانی قاره‌ای است.

۵-۳-۴- عوامل مؤثر بر ماگماتیسم در منطقه مورد مطالعه

ماگماهای حاشیه فعال قاره‌ای از عوامل زیادی تأثیر می‌پذیرند که در این بین می‌توان به تبلور تفریقی، ذوب بخشی گوه گوشته‌ای، ورقه اقیانوسی فرورونده، رسوبات فرورونده، سیالات در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای اشاره کرد. در این بخش به توصیف برخی از این عوامل احتمالی کنترل کننده ماگماتیسم در منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم. لذا برای تعیین نقش تبلور تفریقی و ذوب بخشی از نمودار Y در برابر Zr استفاده شده است (Abdollah et al., 1997). بر اساس این نمودار تبلور تفریقی در تحول سنگ‌های منطقه نقش داشته است. در پدیده ذوب بخشی (P.M)، همراه با افزایش مقدار Zr ، Y هم کاهش می‌یابد. در حالی که در پدیده تبلور تفریقی (F.C)، مقدار تغییرات Zr به مقدار Y نسبت مستقیم دارند و با افزایش Zr ، Y افزایش می‌یابد (شکل ۵-۷، الف). برای تعیین غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی منبع نمونه‌ها، نمودار Y در برابر Zr (Sun and Mc Donough, 1989)، مورد استفاده قرار گرفت که غنی‌شدگی

سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد (شکل ۵-۷، ب). برای تشخیص غنی‌شدگی به وسیله سیالات در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در موقعیت درون صفحه‌ای، از نمودار Nb/Rb- Rb/Y (Temel et al., 1998) استفاده شد (شکل ۵-۷، پ). روندهای عمومی در این نمودار در نتیجه غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای به وجود می‌آید و بدین ترتیب میزان Rb در نسبت Rb/Y بالا می‌رود. در صورتی که در موقعیت غنی‌شدگی درون صفحه‌ای، روندی مثبت بین Rb و Nb نشان می‌دهند که برابر یک است. با پیاده کردن مقادیر مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار، نمونه‌ها روندی عمودی نشان می‌دهند. بنابراین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، خصوصیات غنی‌شدگی به وسیله محلول‌های فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای را از خود بروز می‌دهند. از نمودار Ba/Th در برابر Th می‌توان برای بررسی نقش احتمالی سیال‌ها یا مذاب‌های آزاد شده از صفحه‌ی فرورونده استفاده کرد (شکل ۵-۷-ت). مقادیر بالای Ba/Th و Sr بیانگر تأثیر رسوبات در ژنز ماگماست (Morata and Aguirre, 2003). Th در سیال‌های آبگون تحرک کمی دارد و بنابراین در جریان آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورو وارد سیال‌های آبگون غنی از عناصر متحرک نمی‌شود، از سوی دیگر این گونه سیال‌های آبگون از عناصر متحرک مانند Ba بسیار غنی هستند. بنابراین انتظار می‌رود که در یک سامانه ماگمایی وابسته به فرورانش که سیال‌های آبگون آزاد شده در تولید ماگما نقش مهمی دارند نسبت عناصر متحرک به نامتحرک همانند Ba/Th به شدت افزایش یابد. از سوی دیگر، عنصر Th به خوبی توسط مذاب‌های سیلیکاته حاصل از ذوب رسوبات در صفحه فرورونده جابجا می‌شود. بنابراین، اگر این گونه مذاب‌های سیلیکاته در ژنز ماگما اهمیت زیادی داشته باشند، نسبت Ba/Th در ماگما بالا نخواهد رفت. به طور کلی، احتمالاً نقش سیال‌های آبگون حاصل از آب‌زدایی صفحه فرورونده در ژنز این ماگماها بیشتر است.



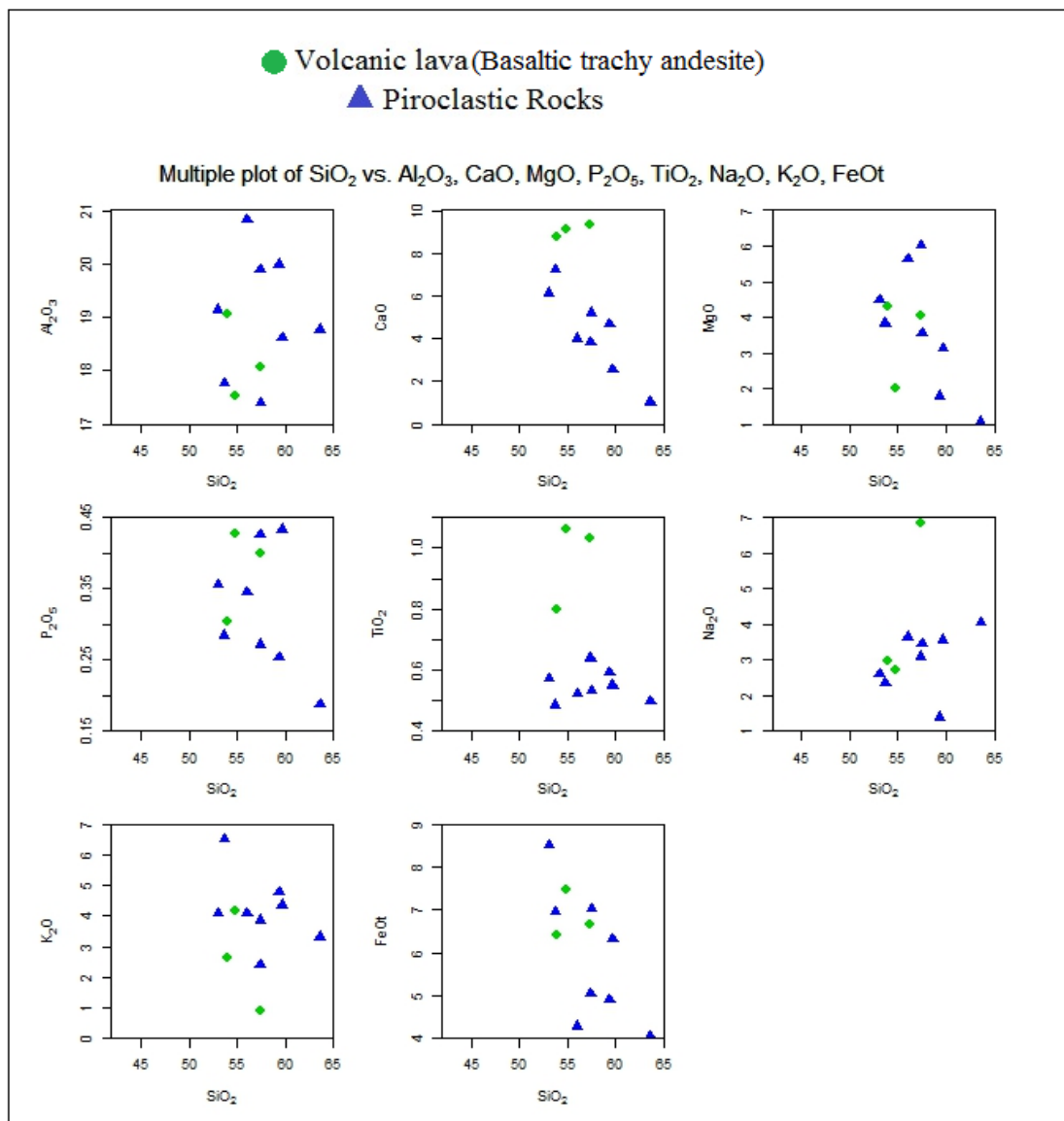
شکل ۵-۳-الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Y در برابر Zr (Abdollah et al., 1997) و نقش تبلور تفریقی در شکل‌گیری سنگ‌های منطقه، ب) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Y در برابر Zr (Sun and Mc Donough, 1989)، پ) نمودار Rb/Y در برابر Nb/Rb (Temel et al. 1998) که اکثر نمونه‌های منطقه دارای روند عمودی در این نمودار هستند. این مسئله بیانگر دخیل بودن آلودگی پوسته‌ای در به وجود آمدن سنگ‌های منطقه است، ت) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ba/Th در برابر Th.

۵-۳-۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات

نمودار تغییرات، روشی برای ساده کردن تغییرات میان هریک از عناصر می‌باشد به طوریکه روابط بین هریک از عناصر را بتوان تشخیص داد. نمودار تغییرات آلفرد هارکر، یک نمودار دو متغیره است که SiO_2 در آن به عنوان پارامتر ترسیمی برای بسیاری از سری‌های سنگ‌های آذرین در امتداد محور X پیاده می‌شود (مر و مدبری، ۱۳۸۴) و جهت بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و تحولات سنگ‌شناسی به کار می‌رود. مرسوم است که از انسجام ژئوشیمیایی قوی میان عناصر اصلی برای نشان دادن وجود

فرآیندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلیش و هضم پوسته‌ای که روابط میان عناصر اصلی را توضیح می‌دهد، استفاده نمود. روند پیوسته تغییرات اکسیدهای اصلی در این نمودارها، به عنوان شاهدهی مبنی بر روند تحول شیمیایی ماگما و مبین خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری از زمان تشکیل تا جایگزینی می‌باشد. همچنین از الگوی پراکندگی نقاط بر روی این نمودارها، جهت تعیین وابستگی و یا عدم وابستگی سنگ‌ها به یکدیگر و منشأ آن‌ها استفاده نمود. با توجه به نمودارهای هارکر ترسیم شده برای نمونه‌های مورد مطالعه، با افزایش SiO_2 ، بعضی از اکسیدهای عناصر اصلی نظیر Al_2O_3 ، Na_2O ، CaO ، P_2O_5 ، Fe_2O_3 و MgO ، روندی نزولی را از آندزیت- بازالت‌ها به سمت آندزیت‌ها نشان می‌دهند (شکل ۵-۸). نمودار هارکر بیانگر فرآیند جدایش از طریق تبلور است. هنگامی که ماگماها، فرآیند جدایشی تبلور را بدون آلودگی پوسته‌ای طی می‌کنند، داده‌های مربوط به تجزیه شیمیایی آن‌ها در نمودار هارکر، یک روند تقریباً خطی و پیوسته را به نمایش می‌گذارد. این روند خطی کم و بیش در سنگ‌های منطقه مشاهده می‌شود ولی پیوسته نبوده و کمی پراکندگی دارد که این حالت یکی از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی در حواشی فعال قاره‌ای می‌باشد و می‌تواند به آن علت باشد که ماگماهای مادر این سنگ‌ها دستخوش آلودگی پوسته‌ای شده‌اند. کاهش CaO در مقابل افزایش SiO_2 احتمالاً ناشی از آلبیتی‌شدن بلورهای پلاژیوکلاز باشد (Morata and Aguirre, 2003). روند تغییرات MgO در مقابل SiO_2 ، در سنگ‌های منطقه با کاهش مقدار کانی‌های مافیک در سنگ‌های بازالتی و آندزیت- بازالتی به سمت سنگ‌های آندزیتی مشخص است. این امر معرف مصرف شدن این اکسیدها در فازهای بازیک‌تر و با تمرکز Mg در کانی‌های الیوین و پیروکسن سازگار است. همچنین می‌تواند نشانه تبلور بخشی کانی کلینوپیروکسن در طی تبلور ماگما باشد (Gourgaud and Vincent, 2004). Fe_2O_3 نیز با افزایش میزان سیلیس، روند کاهشی دارد که علت آن سازگار بودن این عنصر در طول جدایش ماگمایی است. Fe در طول جدایش ماگمایی در کانی‌هایی همچون الیوین، پیروکسن و

مگنتیت جای می‌گیرد. بنابراین با زیاد شدن میزان سیلیس در ماگما و پیشروی به سمت سنگ‌های اسیدی‌تر، مقدار آن کمتر می‌شود. در مورد کاهش P_2O_5 نیز باید گفت که همزمان با تشکیل کانی‌های کلینوپیروکسن و هورنبلند در طول تبلور تفریقی، میزان این اکسید در ماگما کاهش می‌یابد.

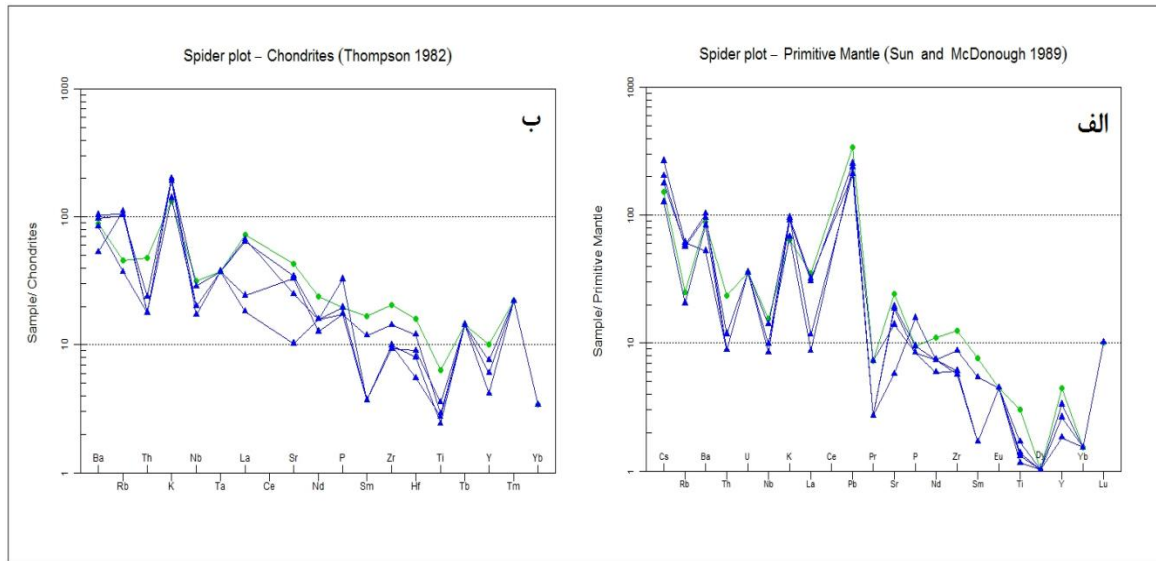


شکل ۵-۸- تغییر روند مقادیر اکسیدهای اصلی در نمودارهای هارکر مربوط به سنگ‌های دربرگیرنده کانسار پارسیان.

۵-۳-۶- نمودار عنکبوتی

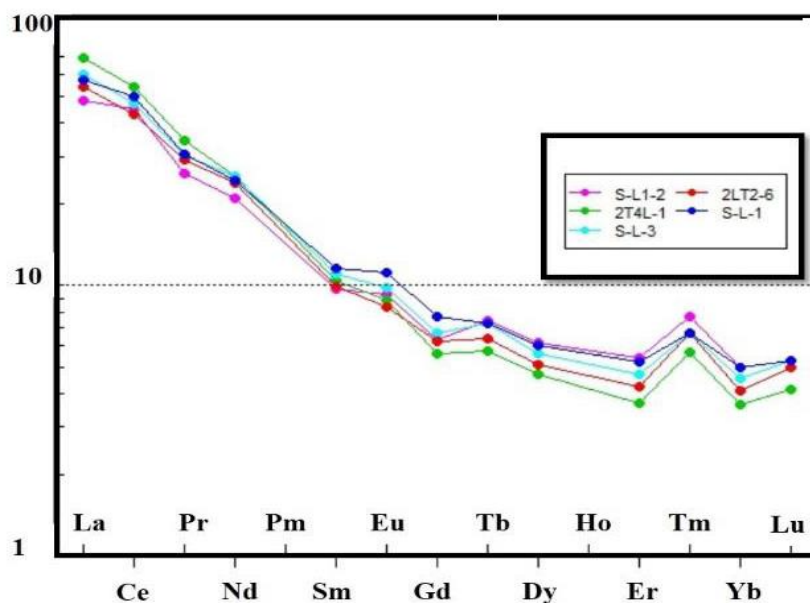
الگوی پراکندگی عناصر کمیاب و نادرخاکی برای تفسیر تاریخچه تشکیل و ژنز کانسارها کاربرد زیادی دارد. کانسارهایی که توسط سامانه‌های گرمایی تشکیل می‌شوند دارای ترکیباتی از عناصر کمیاب بوده که منعکس کننده شرایط حمل و ته‌نشینی توسط محلول‌های گرمایی می‌باشند. برای شناخت بهتر ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، داده‌های عناصر به هنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) و گوشته اولیه (Sun and Mcdonogh, 1989) مورد استفاده قرار گرفت. این نمودارها جهت بررسی میزان تغییر و تحولات ماگمای مولد نسبت به ماگماهای اولیه و همچنین منشأ و قربت‌های ژنتیکی آن‌ها از اهمیت خاصی برخوردارند. در نمودار تغییرات عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mcdonogh, 1989)، تمرکز نسبتاً بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند Pb و K و تمرکز پایینی از عناصر با شدت میدانی بالا (HFSE)، مخصوصاً Ti و Nb مشاهده می‌شود (شکل ۵-۹، الف). غنی‌شدگی از LILE می‌تواند در نتیجه درجات پایین ذوب بخشی از منشأ گوشته‌ای، تحرک عناصر طی دگرسانی، نقش پوسته متاسوماتیزه، آلودگی به وسیله مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در تولید سنگ‌های منطقه باشد. آنومالی منفی Nb و Ti مشخصه ماگماتیسم مرتبط با فرآیند فرورانش (Kuster and Harms, 1998) و مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Rollinson, 1993). با توجه به نمودار (Thompson, 1982)، عناصر K و Rb غنی‌شدگی و عناصر Nb و Ti تهی‌شدگی از خود نشان می‌دهند (شکل ۵-۹، ب). غنی‌شدگی K و Rb نشان دهنده آغشتگی ماگمای اولیه با پوسته می‌باشد. همچنین آنومالی منفی Nb در نمونه‌ها نشان دهنده ماگماهای مربوط به محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای است و می‌تواند در اثر آلودگی پوسته و سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده به وجود آمده باشد (Aldanmaz and Mitchell, 2000). غنی‌شدگی در K و Sr 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 (Jahangiri, 2007).



شکل ۵-۹- الف) غلظت عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، ب) غلظت عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به ترکیب شکنه‌های کندریتی (Thompson, 1982).

نمودار الگوی توزیع عناصر نادرخاکی به هنجار شده نسبت به کندریت در سنگ‌های محدوده پاریسین دارای پراکندگی و روندی نامشخص بوده، بدین جهت از نمودار الگوی توزیع عناصر نادرخاکی به هنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)، مربوط به کانسار ساگری (خرم‌تاش، ۱۳۹۷)، که در فاصله حدوداً ۱۵ کیلومتری محدوده مورد مطالعه قرار دارد، استفاده شد. بر طبق این نمودار (شکل ۵-۱۰)، شاهد روندی نزولی از سمت عناصر نادرخاکی سبک به سمت عناصر نادرخاکی سنگین می‌باشیم. این الگو نشان دهنده سازگاری سنگ‌های منطقه با سری ماگمایی کالک‌آلکان مرتبط با کمان آتشفشانی است (Muller and Graves, 1993).



شکل ۵-۱۰- نمودار به هنجار شده عناصر نادر خاکی (REE) سنگ‌های منطقه نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)، برگرفته از (خرم تاش، ۱۳۹۷).

۵-۴- ژئوشیمی کانسنگ

روش‌های ژئوشیمیایی نقش مهمی در تعریف بی‌هنجاری‌های وابسته به کانسارهای دارای بیرون‌زدگی و فاقد بیرون‌زدگی دارند. از بین ۳۰ فلز واسطه فقط Co, Mn, Fe, Cu, Zn, Mo, Au و Ag عموماً ذخایر گرمایی بزرگی را تشکیل می‌دهند. در این بخش برای مطالعات ژئوشیمیایی کانسار مورد مطالعه به بررسی چگونگی پراکندگی عناصر و ارتباط و همبستگی عناصر پرداخته می‌شود. به طوریکه تا حدودی می‌توان به محیط و فرآیندهای مؤثر در تشکیل کانسار پی برد. لازم به ذکر است که تمرکز و پراکندگی عناصر در هر زمان، تابع شرایط خاص محیطی از جمله Eh, PH, درجه حرارت، فشار و ویژگی‌های عناصر مانند پتانسیل یونی، تمایل ویژگی‌های ذاتی هر عنصر و یا مجموعه‌های عنصری می‌باشد (تقی زاده قورولی، ۱۳۹۳).

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

وضعیت 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 فرآیندهای مؤثر در تشکیل کانسار است (Barnes, 1997). 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. در این بخش به منظور دستیابی به خصوصیات ژئوشیمیایی کانسار، نمونه برداری از رخنمون‌های سطحی انجام گرفته است. نتایج به دست آمده مورد تجزیه و تحلیل آماری قرار گرفته و تعبیر و تفسیر داده‌ها با استفاده از نرم افزار SPSS انجام شد و به منظور بررسی همبستگی آماری بین متغیرهای کانه‌ساز با یکدیگر در منطقه مورد مطالعه از ماتریس همبستگی رتبه‌ای-پیرسن استفاده شد. ضریب همبستگی بین دو عدد +۱ و -۱ متغیر است. وجود همبستگی مثبت بیشتر از $+0/5$ نشان دهنده خروج یا ورود دو عنصر از یک محیط و یا معرف منشاء یکسان دو عنصر است. همبستگی منفی بیشتر از $-0/5$ نشان دهنده ارتباط معکوس دو عنصر با یکدیگر می‌باشد. به این معنی که ورود یک عنصر به محیط، همزمان با خروج دیگری صورت می‌پذیرد و یا دو عنصر از دو منبع جدا از یکدیگر مشتق شده‌اند. اعداد $+0/5$ تا صفر و $-0/5$ تا صفر نشان از همبستگی ضعیف یا عدم همبستگی بین زوج عناصر دارد.

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

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

دهد:

جدول ۵-۱- ضریب همبستگی بین بعضی از عناصر به روش پیرسون (Pearson) در نمونه های کانسار مس پاریس.

Ag	1																	
As	0.26	1																
Co	-0.47	-0.16	1															
Cu	0.89**	0.38	-0.66	1														
Fe	-0.56	0.02	0.86**	-0.69	1													
Li	-0.55	-0.03	0.56	-0.36	0.35	1												
Mn	-0.60	-0.27	0.87**	-0.74	0.81*	0.46	1											
Mg	-0.79*	-0.21	0.46	-0.61	0.34	0.75*	0.28	1										
Ni	-0.23	-0.68	0.59	-0.50	0.41	0.14	0.39	0.34	1									
Pb	0.26	0.53	-0.29	0.45	-0.33	0.10	-0.08	-0.45	-0.85**	1								
S	0.46	-0.17	-0.11	0.55	-0.30	0.21	-0.35	0.08	0.23	-0.15	1							
Sb	-0.28	0.69	0.21	-0.22	0.49	0.08	0.34	-0.11	-0.50	0.45	-0.67	1						
Nb	-0.61	-0.27	0.51	-0.74*	0.70	0.05	0.41	0.56	0.60	-0.78*	-0.25	0.30	1					
Ti	-0.70*	0.04	0.75	-0.76*	0.94**	0.35	0.80*	0.41	0.23	-0.21	-0.47	0.55	0.72*	1				
Zn	0.02	0.25	0.28	0.13	-0.05	0.69	0.23	-0.05	-0.20	0.59	0.17	0.18	-0.58	-0.11	1			
Sn	-0.35	0.48	0.25	-0.13	0.32	0.54	0.45	0.05	-0.57	0.71*	-0.33	0.75*	-0.24	0.45	0.57	1		
	Ag	As	Co	Cu	Fe	Li	Mn	Mg	Ni	Pb	S	Sb	Nb	Ti	Zn	Sn		

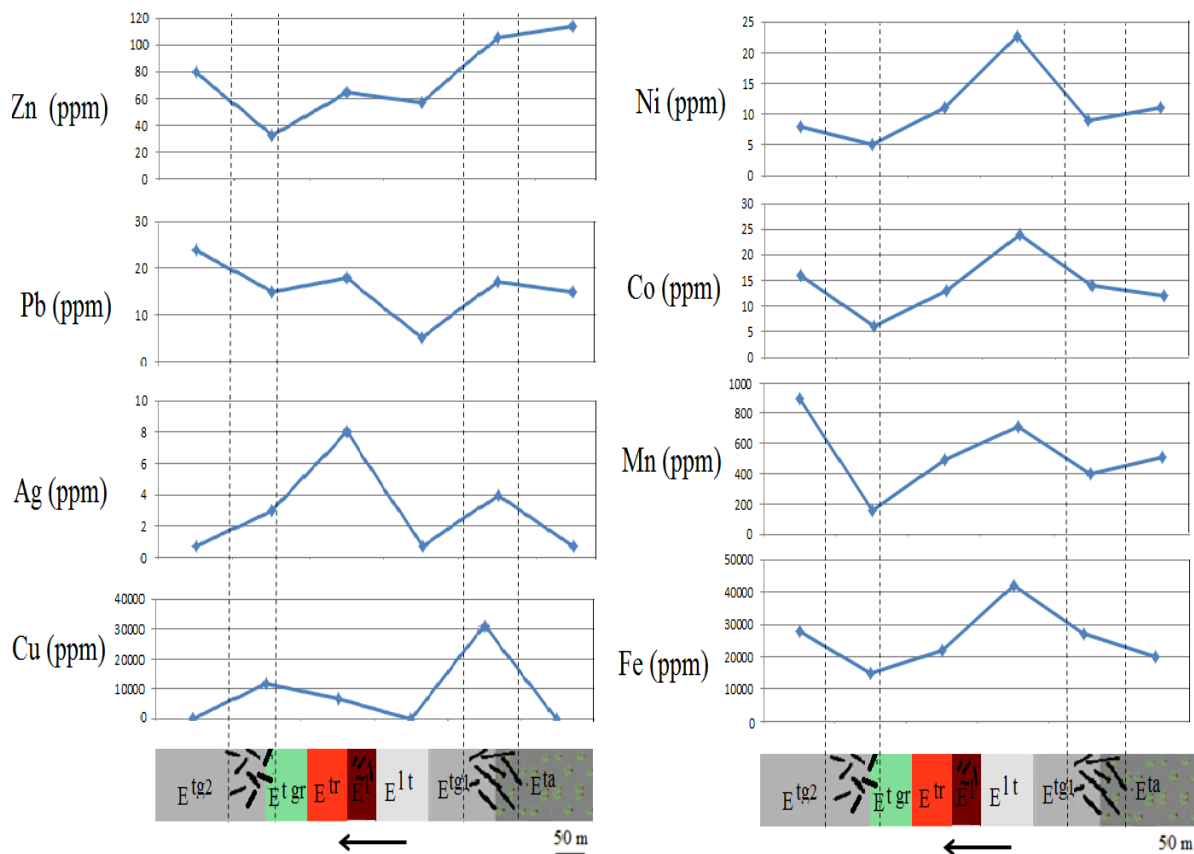
** . Correlation is significant at the 0.01 level (2- tailed)
 * . Correlation is significant at the 0.05 level (2- tailed)

درمیان فلزات پایه، همبستگی بالایی میان مس و نقره ($r = 0.89$) وجود دارد. این همبستگی بسیار بالا نشان دهنده هم منشاء بودن این دو فلز و ارتباط ژئوشیمیایی قوی بین آنها می باشد. به طور کلی عنصر نقره به انحلال مس و سرعت استخراج مس از کانی های مانند کالکوپیریت کمک می کند (Miller et al., 1981). همراه بودن نقره با مس نشان دهنده پائین بودن فشار مؤثر گوگرد است. با توجه به این که نقره همبستگی خوبی با مس نشان می دهد و همچنین با توجه به آگاهی از این مطلب که نقره به خوبی در شبکه کانی های مس از جمله کالکوسیت و کوولیت جایگزین می شود بنابراین انتظار می رود نقره در شبکه کانی های مس قرار گرفته باشد. گوگرد با اکثر فلزات از جمله آهن، سرب و کبالت همبستگی منفی نشان

می‌دهد. همبستگی منفی آهن با گوگرد می‌تواند به دلیل تبدیل کانی‌های سولفیدی به اکسیدهای آهن باشد. رخداد شست و شوی اسیدی و هوازدگی، باعث خروج گوگرد از ساختمان کانی‌ها و کاهش میزان گوگرد می‌شود. کاهش میزان گوگرد با تبدیل کانه‌های پیریت و کالکوپیریت به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن مرتبط است که در مناطق سطحی مشاهده می‌شود. آهن با Ti ($r=0/94$) و Mn ($r=0/81$) همبستگی مثبت نشان می‌دهد. افزایش Mn نشان می‌دهد که این عنصر به جهت تشابه خواص ژئوشیمیایی با آهن، در ترکیبات اکسیدی جانشین آهن می‌شود. Mn با Co ($r=0/87$) و Pb با Ni همبستگی منفی بالایی دارند. مس همبستگی منفی با عناصر Ti, Fe, Mg و Mn دارد. همبستگی منفی Fe و Cu ($r=-0/69$) به تغییرات PH و Eh در محیط بستگی دارد، زیرا مس تحت شرایط اکسیدان و PH متوسط تا پایین، دارای قابلیت انحلال وسیعی می‌باشد. در حالی که آهن تحت این شرایط از قابلیت انحلال کمتری برخوردار است.

۵-۴-۳- پراکندگی و همبستگی عناصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی منطقه پارسیان

با توجه به این که مطالعات ژئوشیمیایی از اهمیت زیادی برخوردار است، لذا تغییر ژئوشیمیایی برخی از عناصر در مقاطع زمین‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت. جهت ارزیابی چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف و بررسی همبستگی بین آنها، مقطع لیتوژئوشیمیایی از منطقه مذکور تهیه گردید. بر این اساس نمونه برداری به صورت منظم و عمود بر روند کانه‌زایی از بخش‌های مختلف صورت گرفت. در این بین رفتار بعضی از عناصر از جمله $Ni, Co, Mn, Fe, Zn, Pb, Ag$ و Cu مورد ارزیابی قرار گرفت (شکل ۵-۱۱).



شکل ۵-۱۱- میزان تغییرات برخی عناصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی رخنمون‌های سطحی کانسار مس پارسیان (براساس داده‌های ICP-MS).

نتیجه بررسی‌های اکتشافی بر روی این کانسار حاکی از افزایش قابل توجه Cu به سمت افق کانه‌دار است. همچنین شاهد افزایش Ag همراه مس هستیم، به گونه‌ای که تغییرات این عناصر در بخش‌های مختلف مقطع لیتوژئوشیمیایی مشابه بوده و نشان دهنده همبستگی مثبت میان این عناصر می‌باشد. نقره و مس تمایل کالکوفیلی قوی دارند (Agangi and Reddy, 2016). همان‌طور که می‌دانیم، Cu تحت شرایط اکسیدان و PH متوسط تا پایین، دارای محدوده قابلیت انحلال وسیعی می‌باشد، درحالی‌که Fe تحت این شرایط از انحلال کمتری برخوردار است. لذا این تفاوت منجر به جدایش Cu از Fe می‌شود. رفتار Mn نیز در ماگما شبیه به Fe است. Fe با Co نیز همبستگی مثبت نشان می‌دهد که می‌توان به جانشینی

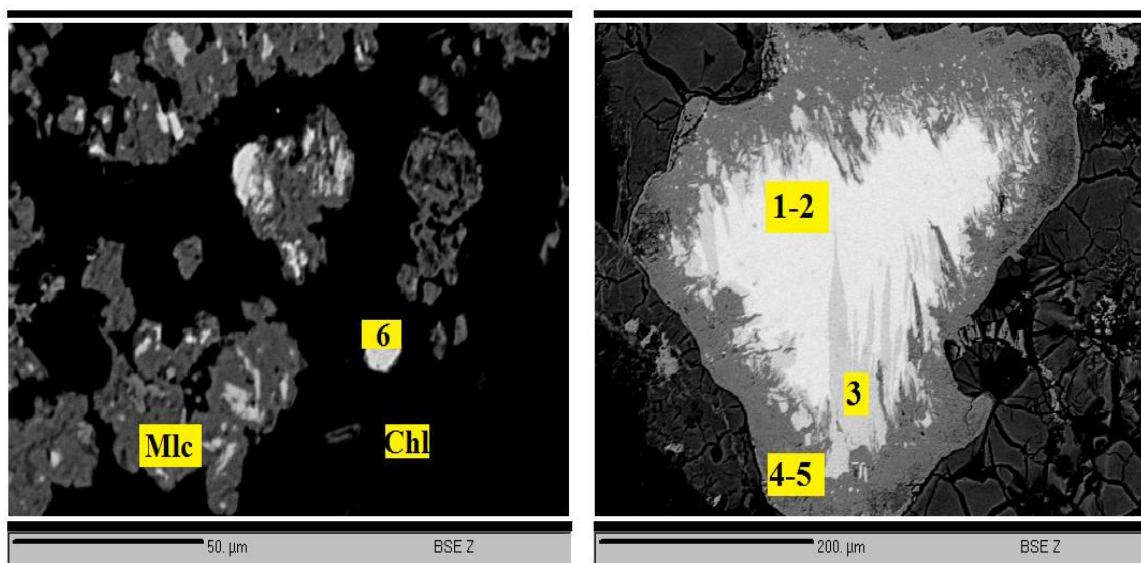
توسط اکسی هیدروکسیدهای آهن در نظر گرفت. As نیز همبستگی بالایی با Sb و W نشان می‌دهد. همبستگی‌های ذکر شده در بالا نشان می‌دهد که عناصری مانند Ag, Pb و Zn رفتاری مشابه با مس دارند و از یک روند تبعیت می‌کنند. این در حالی است که عناصر Co, Fe, Mn, Ni دارای رفتاری متفاوت با مس می‌باشند، به طوریکه هرچا مس افزایش یافته، میزان این عناصر نیز کاهش نشان می‌دهد.

۵-۵- الکترون مایکروپروپ (EPMA)

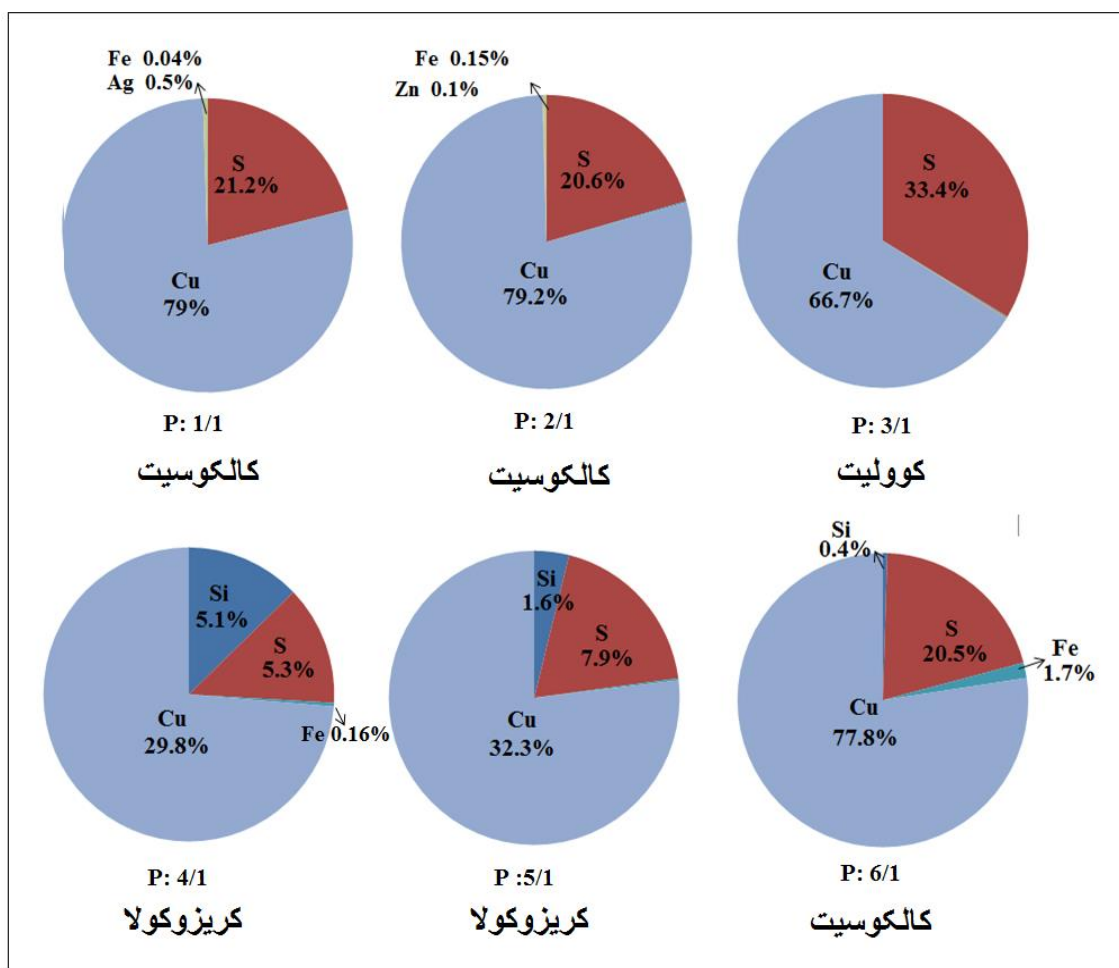
یکی از ابزارهای کارآمد که می‌توان فرآیند تشکیل و تحولات کانی‌زایی را بررسی کرد، آنالیز نقطه‌ای یک کانی می‌باشد. آنالیز الکترون مایکروپروپ از سایر روش‌هایی که برای آنالیز مواد در زمین‌شناسی به کار می‌رود، متمایز بوده و در آن تحریک و آنالیز شیمی در منطقه انتخاب شده‌ای از نمونه با قطر تا حد امکان کوچک، در روی سطح نمونه صورت می‌گیرد. این تکنیک توانایی تشخیص ترکیب یک کانی منفرد را در داخل یک مقطع یا تغییرات ترکیب را در یک دانه داراست. برای انجام این کار در کانسار مس پارسپان تعدادی مقاطع صیقلی تهیه و پس از مطالعات میکروسکوپی تعداد شش نقطه بر روی کانی‌های مختلف از دو نمونه مورد آنالیز الکترون مایکروپروپ قرار گرفتند که یکی از این نقاط مشکوک به طلا بود. نتایج حاصل در جدول (۵-۲)، ارائه شده است. در شکل (۵-۱۲)، تصاویر مربوط به پس پراکنش (BSE) است که کانی‌های موجود در نمونه و نقاط آنالیز شده را نشان می‌دهد. درصد کانیایی حاصل از نتایج این آنالیز بر روی نمودارهای دایره‌ای نشان داده شده است (شکل ۵-۱۳). نمونه‌های آنالیز شده حاوی کانه‌های کالکوسیت، مالاکیت، کوولیت و کانی مشکوک به کریزوکولا می‌باشد.

جدول ۵-۲- مقادیر آنالیز EPMA بر روی نمونه‌های کانسار مس پارسین (واحد اندازه‌گیری بر اساس درصد/ وزن اتمی)

Point.No	1/1	2/1	3/1	4/1	5/1	6/1
SI	0	0	0	5/16	1/63	0/47
S	21/22	20/6	33/43	5/32	7/98	20/53
Ti	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0
Fe	0/04	0/15	0/12	0/16	0/09	1/7
Ni	0	0	0/12	0	0	0
Cu	79/03	79/28	65/76	29/81	32/33	77/85
Zn	0	0/1	0	0	0	0
Ag	0/51	0.38	0	0	0	0
Cd	0	0	0	0	0	0
Au	0	0	0	0	0	0
Total	100/8	100/52	99/43	40/45	42/03	100/56



شکل ۵-۱۲- تصاویر پس پراکنش (BSE) کانی‌های موجود در نمونه (اعداد روی تصاویر نشانگر نقاط آنالیز است)



شکل ۵-۱۳- نمودارهای دایره‌ای جهت تعیین درصد مشارکت عناصر در کانه‌ها.

فصل ششم:

مطالعات میان‌باره‌های

سیال

۶-۱- مقدمه

مطالعه سیالات به دام افتاده در زمان تشکیل کانی‌ها، برای شناخت شرایط حاکم بر محیط، اعم از محیط-های رسوب گذاری (از نظر حرارت و شوری)، دگرگونی (از نظر فشار و درجه حرارت) و آذرین (از نظر ترکیب شیمیایی ماگما، فشار و حرارت حاکم بر محیط تشکیل کانی‌ها) کاملاً روشن و واضح است. به طور کلی یکی از راه‌های مطالعه منشاء و دمای کانه‌زایی، مطالعه سیالات درگیر است. مطالعه سیال درگیر در کنار سایر مطالعات زمین شناسی از جمله: کانی‌شناسی، روش‌های تجزیه شیمیایی و ایزوتوپی در نحوه تشکیل کانسارها حائز اهمیت است. به منظور مطالعات سیال درگیر، دو نمونه کانی شفاف (کلسیت) همراه با کانه‌زایی در محدوده مورد نظر برداشت و با مطالعه آن‌ها در مجموع ۲۱ عدد میان‌بار سیال تشخیص داده شد که نتایج حاصله به شرح زیر می‌باشد.

۶-۲- روش مطالعه

به منظور تعیین دما، شوری، چگالی و حتی ترکیب احتمالی سیال مسئول کانه‌زایی و دگرسانی در سنگ-های منطقه مورد مطالعه دو نمونه از رگه-رگچه کلسیتی همراه با کانه‌زایی انتخاب و پس از تهیه مقطع دو برصیقل، مطالعه میان‌بارهای سیال در مرکز تحقیقات و فرآوری معدنی ایران صورت گرفت. نتایج حاصل از مطالعه آن‌ها در جدول (۷-۱) ارائه شده است. اندازه‌گیری پارامترهای دمایی با استفاده از Stage:THMS600 گرم‌کننده و منجمدکننده با مدل Linkam که بر روی میکروسکوپ ZEISS نصب است، صورت گرفت. دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است و مجهز به دو کنترل‌گر، گرمایش (TP94) و سرمایش (LNP)، مخزن ازت (جهت پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (جهت خنک کردن دستگاه در دمای بالا) می‌باشد.

جهت کالیبراسیون دستگاه از استانداردهای زیر استفاده گردید:

Heating : ± 0.6 , Freezing: ± 0.2

کالیبراسیون دستگاه با تلورانس:

Heating: Cesium nitrate, melting point: $+414^{\circ}\text{C}$

Freezing: n-Hexane, melting point: -94.3°C

کالیبراسیون Stage در گرمایش با دقت ± 0.6 درجه بوده که با نیترات سزیم (Cesium nitrate) و با نقطه ذوب 414 درجه صورت پذیرفت و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه و با ماده استاندارد ان- هگزان (n-Hexane) با نقطه ذوب -94.3 درجه سانتی گراد انجام گرفت.

جدول ۶-۱- نتایج مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر بر روی نمونه کلسیت (T1.6 و T1.7) در کانسار پاریسیان.

n	Size (μm)	Type	Origin	T _e (C)	T _m (C)	Wt % NaCl	Thv-1 (C)	Shape	Degree Of fill	Density (g/cm)	Host minerals
1	5				-0.5	0.88	129			0.946	
2	7				-4.5	7.17	85			1.018	
3	10				-4	6.45	90			1.010	
4	18				-4.8	7.59	112			1.003	
5	6				-4.1	6.59	146			0.969	
6	6				-5.1	8.68	130	میانبارها به اشکال		0.997	
7	6				-5.6	8.68	119	چند وجهی نامنظم و		1.005	
8	22				-4.5	7.17	85	Negative crystal		1.018	
9	10	L+V	Primary	-21	-4.5	7.17	129	مشاهده می‌شوند.	0.85 to 0.9	0.987	Calcite
10	12				-4.1	6.59	115			0.994	
11	10				-1.5	2.57	112			0.970	
12	7				-5	7.86	110			1.006	
13	7				-4.5	7.17	145			0.974	
14	6				-4	6.45	143			0.971	
15	10				-4	6.45	104			1.001	
16	7				-5	7.87	133			0.989	
17	15				-4	6.45	100			1.003	
18	6				-4.5	7.17	136			0.982	
19	10				-5	7.86	108			1.008	
20	8				-4.8	7.59	109			1.005	
21	12				-4.5	7.17	134			0.983	

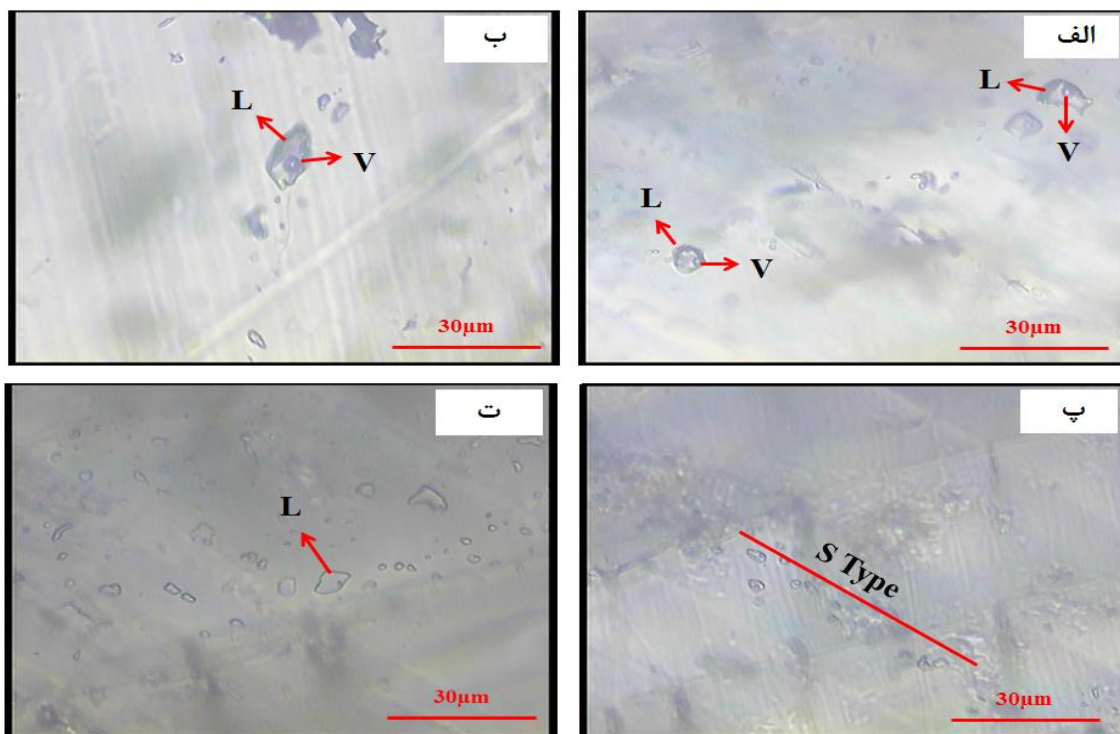
۳-۶- طبقه‌بندی میان‌بارهای سیال

سیالات درگیر ممکن است در تمام کانی‌ها یافت شوند (Velencia Moreno et al., 2001). ده کانی اصلی که در آن‌ها انکلوژیون‌ها به طور رایج گزارش شده‌اند شامل کوارتز، فلوریت، هالیت، کلسیت، آپاتیت، دولومیت، اسفالریت، باریت، توپاز و کاسیتريت می‌باشند. تاکنون تقسیم‌بندی‌های مختلفی در مورد میان‌بارهای سیال ارائه شده است. عواملی چون زمان تشکیل میان‌بارها، فازهای داخلی و نوع میان‌بارهای سیال اساس این تقسیم‌بندی‌ها هستند. در تقسیم‌بندی رودر (Roedder, 1984)، براساس زمان تشکیل (طبقه بندی پارائنتیک)، زمان تشکیل میان‌بارهای سیال نسبت به زمان تشکیل بلور دربرگیرنده سنجیده می‌شود. در این طبقه‌بندی سیال به سه گروه اولیه (P)، ثانویه (S) و ثانویه کاذب (PS) تقسیم می‌شود. با توجه به این که هدف از مطالعه میان‌بارهای سیال بازسازی شرایط زمان تشکیل کانی از جمله فشار، دما و شوری سیال می‌باشد، میان‌بارهای سیال اولیه مناسب برای مطالعه می‌باشند و باید از مطالعه میان‌بارهایی که دچار دم‌بردگی و نشت شده‌اند، همچنین میان‌بارهای با اشکال غیرعادی مانند بلورهای منفی و سیالات کشیده شده اجتناب کرد. از آنجاییکه تشکیل سیالات درگیر اولیه در شرایطی همزمان با رشد بلور آغاز و با ادامه دادن رشد آن پایان می‌یابد، در نتیجه ماهیت سیال به خوبی نشانگر ماگمایی است که در آن شناور بوده است. تقسیم‌بندی میان‌بارهای سیال بر اساس نسبت فازهای درونی شامل فازهای مایع، جامد و گاز نیز صورت می‌گیرد. براساس تقسیم‌بندی (Shepherd et al., 1985)، میان‌بارهای سیال براساس فازهای داخلی در چندگروه از جمله: سیالات درگیر تک فاز (L)، سیالات درگیر دو فاز غنی از مایع (L+V)، سیالات درگیر دوفازی غنی از بخار، سیالات درگیر تک فاز بخار (V)، سیالات درگیر چند فاز جامد و چند جامدی (S+L+V)، سیال درگیر حاوی مایع نامیژاک (L_1+L_2+V) و سیالات درگیر شیشه‌ای تقسیم شده‌اند. میان‌بارهای مطالعه شده بر پایه‌ی فازهای درونی جزء میان‌بارهای دو فاز غنی از مایع (L+V) و تک فاز مایع محسوب می‌شوند. در تقسیم‌بندی دیگر میان‌بارها بر اساس نوع سیال به دو

دسته سیال همگن و غیر همگن گروه‌بندی می‌شوند که سیالات به دام افتاده در میان‌بارهای مطالعه شده همگی از نوع همگن به حساب می‌آیند.

۴-۶- پتروگرافی میان‌بارهای سیال

اولین گام در مطالعه‌ی میان‌بارهای سیال، استفاده از میکروسکوپ نوری برای کسب اطلاعاتی مانند فراوانی، شکل، اندازه میان‌بارهای سیال و نسبت فازهای مختلف داخل انکلوزیون‌ها است. با توجه به نسبت فازهای مختلف داخل انکلوزیون‌ها می‌توان تخمین‌هایی تقریبی در مورد ترکیب، چگالی و دمای همگن-شدن هر یک از انکلوزیون‌ها به دست آورد (سیمونز، ۱۳۹۳). سیالات درگیر در نمونه‌های منطقه، غالباً از نوع سیالات درگیر اولیه و با پراکندگی تصادفی می‌باشند (شکل ۶-۱، الف، ب و ت). سیالات درگیر ثانویه نیز در امتداد یک خط قرار گرفته‌اند و احتمالاً در ارتباط با شکستگی‌های ایجاد شده تشکیل شده‌اند (شکل ۶-۱، پ). اندازه میان‌بارهای سیال نیز ۵ تا ۲۲ میکرومتر بوده و از لحاظ شکل به صورت چند وجهی نامنظم و Negative Crystal می‌باشند.



شکل ۶-۱- پتروگرافی میان‌بار سیال، الف و ب) سیالات درگیر دو فازی غنی از مایع (L+V)، پ) روند خطی میان‌بارهای سیال ثانویه (S Type)، ت) سیال درگیر تک فاز مایع (L).

۶-۵- مطالعات ریز دما سنجی (میکروترمومتری) سیالات درگیر

همان طور که می‌دانیم مطالعات ریز دما سنجی (میکروترمومتری)، براساس مشاهده دقیق و تشخیص تغییرات فازی سیال درگیر، طی مراحل سرمایش و گرمایش بنا شده است. بدین منظور ابتدا عملیات سرمایش^۱ و سپس گرمایش^۲ بر روی میان‌بارهای سیال دو فازی صورت گرفت. در زیر به صورت مختصر نتایج حاصل از این مطالعات شرح داده شده است.

^۱ Freezing
^۲ Heating

۶-۵-۱- مطالعات سرمایش

به طور کلی، سرمایش به فرآیندی گفته می‌شود که در آن یک سیال درگیر تا زیر دمای اتاق تا جایی که تغییر فاز از مایع به جامد مشاهده شود، سرد می‌شود. این میان‌بارها بسته به ترکیب، نوع فازهای تشکیل دهنده، چگالی و یا شوری سیالات، در دماهای مختلف منجمد می‌شوند. در این روش ابتدا دما افزایش داده شد تا یخ شروع به ذوب شدن کند. قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارت دیگر اولین دمایی که در آن یخ ذوب می‌شود، دمای یوتکتیک (Te) نامیده می‌شود. این دما ارتباط مستقیم با نوع نمک‌ها و کاتیون‌های موجود در مایع دارد. با ادامه روند گرم کردن، ذوب بلورهای یخ ادامه می‌یابد تا جایی که آخرین بلور یخ از بین برود. دمایی که در آن آخرین بلور یخ ذوب شود دمای ذوب نهایی یخ (TMicp) در نظر گرفته می‌شود. ذکر این نکته ضروری است که نتایج حاصل از این مطالعات برای به دست آوردن درجه شوری سیال مورد استفاده قرار می‌گیرد. برای سیستم‌های آبگین آب و نمک، مطالعات سرمایش بهترین روش برای تعیین شوری سیالات درگیر است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص دارای رابطه‌ای مستقیم با نمک موجود در محلول است. این امر با اندازه‌گیری دمای ذوب نهایی یخ در هنگام حرارت دادن مجدد میان‌بارهایی که قبلاً منجمد شده‌اند، قابل حصول است. به دلیل دشواری تشخیص نوع نمک در سیال درگیر، معمولاً دمای ذوب یخ را به صورت معادل وزنی نمک طعام گزارش می‌کنند. در مورد سیالات درگیر مورد مطالعه، به علت عدم حضور بلور نمک به صورت فاز جامد نمی‌توان از دمای انحلال فاز جامد به منظور تعیین شوری استفاده نمود؛ لذا از معادله زیر که برای سیستم‌های دو فازه فاقد بلور نمک ارائه شده است، استفاده گردید (Shepherd et al., 1985).

$$\text{Salinity(Wt\% NaCl)} = 1,76958 T_m - 4,238 * 10^{-2} T_m^2 + 5,2778 * 10^{-4} T_m^3 + 0,28$$

Tm: دمای ذوب آخرین قطعه یخ بر حسب درجه سانتی‌گراد.

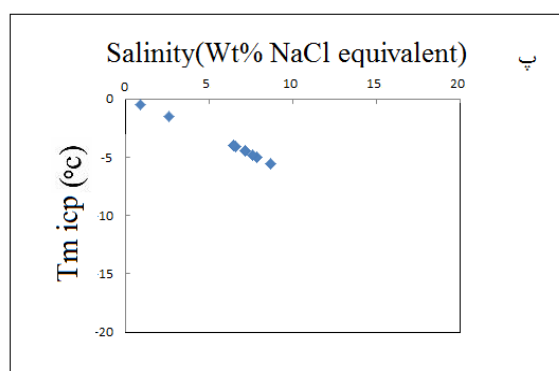
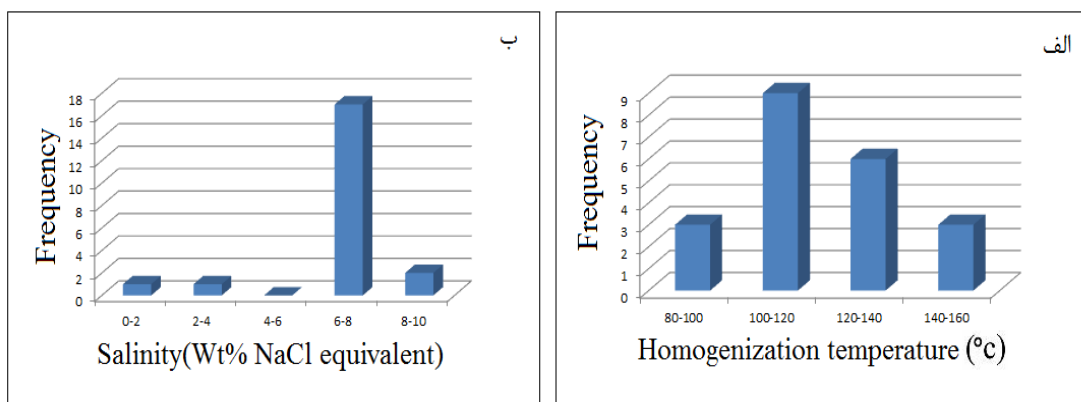
باتوجه به فرمول ارائه شده، سیالات موجود در نمونه‌های مورد مطالعه دارای شوری بین ۰/۸۸ تا ۸/۶۸ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند.

۶-۵-۲- مطالعات گرمایش

در این روش با حرارت‌دهی و افزایش دمای میان‌بارهای سیال، دمایی را که در آن سیال همگن می‌شود (TH) اندازه‌گیری می‌کنند. دمای همگن‌شدن فقط تخمینی از حداقل دمای تشکیل کانی است و به ندرت معادل دمای به دام افتادن سیال (TT) است (در هنگام به دام افتادن سیال همزمان با جوشش، دمای همگن‌شدن با دمای به دام افتادن سیال برابر است). اختلاف (TT-TH) که به تصحیح فشار معروف است، علاوه بر عامل فشار به چگالی سیال نیز وابسته است. بنابراین برای اکثر میان‌بارها جهت تخمین دمای به دام افتادن با استفاده از دمای همگن‌شدن، اطلاع از ترکیب سیال (شوری کل بر حسب درصد وزنی معادل NaCl) نیز ضرورت دارد. دمای همگن‌شدن (TH) میان‌بار سیال مطالعه شده در منطقه پارسیان در بازه دمایی ۸۵ تا ۱۴۶ درجه سانتی‌گراد قرار دارد.

۶-۶- تعیین شوری میان‌بار سیال

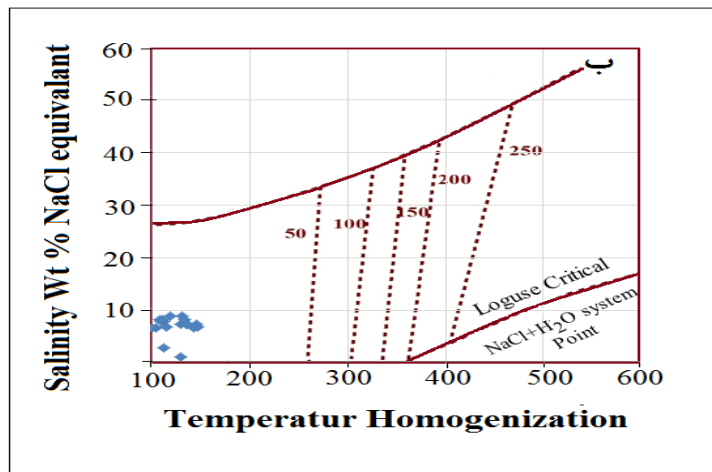
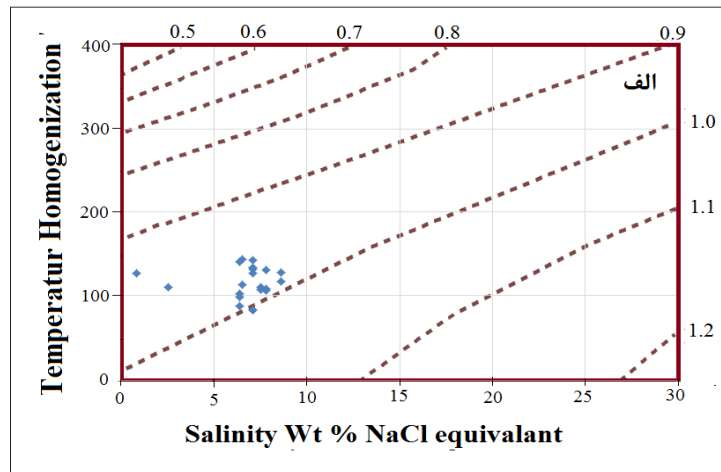
ارتباط دمای همگن‌شدن و شوری با یکدیگر در سامانه‌های گرمایی حائز اهمیت می‌باشند؛ به گونه‌ای که هر یک به تنهایی نمی‌توانند نقش مؤثری در ایجاد ویژگی‌های ذخایر معدنی داشته باشند. با توجه به نمودارهای توزیع فراوانی مربوط به دمای همگن‌شدن و میزان شوری میان‌بارهای سیال، به ترتیب مقدار ۱۰۰-۱۲۰ درجه سانتی‌گراد و ۶-۸ درصد وزنی معادل NaCl را نشان می‌دهد (شکل ۶-۲، الف و ب). به علاوه نمودار شوری در مقابل دمای نهایی ذوب یخ (Large et al., 1988)، رسم شد که بر این اساس پایین‌ترین دمای ذوب یخ مطابق با بالاترین درجه شوری در سیال می‌باشد (شکل ۶-۲، پ).



شکل ۶-۲- الف) نمودار توزیع فراوانی دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در منطقه مورد مطالعه، ب) نمودار توزیع فراوانی میزان شوری میان‌بارهای سیال در منطقه مورد مطالعه، پ) نمودار شوری در برابر دمای نهایی ذوب یخ (Large et al., 1988).

۶-۷- تعیین چگالی و فشار در زمان تشکیل کانسنگ

براساس نمودار ارائه شده بر پایه دمای همگن شدن در مقابل شوری سیال (Wilkinson, 2001) و نمودار دمای همگن شدگی در مقابل میزان شوری (Ramdohr, 1980)، چگالی سیالات در بازه ۰/۹ تا ۱ gr/cm³ و فشار بخار محلول کمتر از ۵۰ بار می‌باشد (شکل ۶-۳).

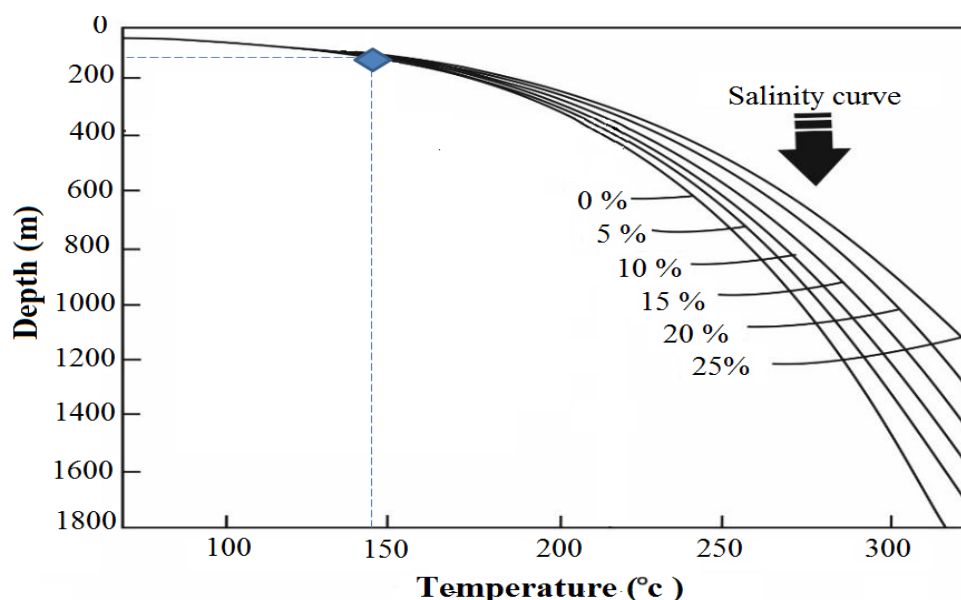


شکل ۶-۳-الف) نمودار دما- شوری جهت تعیین چگالی محلول‌های $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ اشباع از بخار آب، ب) نمودار تعیین فشار بخار محلول بر اساس دمای همگن شدن و میزان شوری (Ramdohr, 1980).

۶-۸- تعیین عمق تشکیل سیالات با استفاده از میان‌بارهای سیال

با استفاده از دمای همگن شدن و شوری طبق نمودار ارائه شده توسط (Haas, 1971)، امکان تعیین عمق تشکیل سیال‌ها و کانی‌سازی وجود دارد (شکل ۶-۴). بر این اساس حداقل عمق به دام افتادن میان‌بارهای سیال در کانسار مس پارسیان ۱۵۰ متر برآورد شد. همان‌طور که می‌دانیم، میان‌بارهای سیال تحت شرایط جوشش شاخص‌های ارزشمندی برای تعیین P-T هستند، زیرا تحت این شرایط دمای همگن شدن با

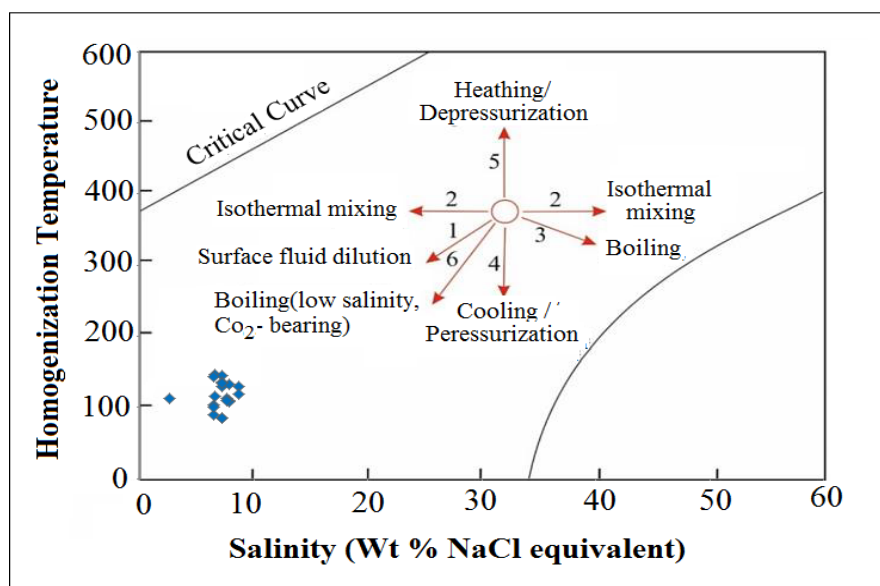
دمای تشکیل برابر می‌باشد (Al-Hwaiti et al., 2010). به این نکته باید توجه کرد که دمای همگن شدن به ندرت معادل دمای به دام افتادن سیال است. اگر سیال در حین جوشش به دام افتاده باشد می‌توان امیدوار بود که دمای همگن شدن با دمای به دام افتادن سیال برابر باشد که وجود همزمان میان‌بارهای غنی از بخار با میان‌بارهای غنی از مایع از مهمترین نشانه‌های آن می‌باشد. با توجه به مطالعات میان-بارهای سیال، پدیده جوشش در منطقه رخ نداده است. فرآیند جوشش زمانی رخ می‌دهد که فشار هیدرواستاتیک بیشتر از فشار لیتوستاتیک باشد همین امر سبب کاهش سریع فشار محصور کننده سیالات گرمایی خواهد شد. در حقیقت جوشش سیالت گرمایی یک سازوکار و فرآیند اولیه برای تحرک و تمرکز فلزات در هنگام تشکیل کانسارهای فلزی محسوب می‌شود که این فرآیند در شرایط دمای بالا و فشار پایین رخ می‌دهد. از آنجاییکه کانسار مورد مطالعه در عمق کم و فشار پایین نهشته شده است، چگالی ترکیب اثر چندانی بر درجه حرارت همگن شدن ندارد و می‌توان از آن صرف نظر کرد. در نتیجه می‌توان دمای همگن شدگی را به عنوان درجه حرارت واقعی در نظر گرفت.



شکل ۶-۴- تعیین عمق به دام افتادن میان‌بارهای سیال در منطقه مورد مطالعه (Haas, 1971).

۹-۶- عوامل مؤثر بر ته‌نشست کانه‌ها

برای پی بردن به سیر تکاملی سیالات مسبب کانی‌سازی، نمودار ارائه شده توسط (Wilkinson, 2001)، مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۶-۵). ذکر این نکته ضروری است که با استفاده از روندهای کلی حاصل از فرآیندهای مختلفی که دما و شوری یک سیال را تحت تأثیر قرار می‌دهند، می‌توان مسیر تحول سیال را تعیین نمود. از آمیخته شدن سیال با سیالات سردتر و شوری پایین، روند ۱ حاصل می‌شود. به علاوه، آمیخته شدن سیال ایزوترمال با سیالات با شوری متفاوت، روند ۲ را ایجاد خواهد کرد. قابل ذکر است که سیالات جوی با نفوذ به مناطق عمیق پوسته‌ای داغ شده و در حین صعود به سمت بالا با سیالات گرمابی افقی‌های کم عمق‌تر آمیخته می‌شود. در مسیر ۳، جوشش سیال باعث افزایش شوری فاز مایع باقی مانده خواهد شد. قابل ذکر است که پدیده جوشش از سیال گرمابی ناهمگن به وجود می‌آید، در نتیجه نسبت فازهای گاز و مایع در میان‌بارهای سیال متفاوت خواهد بود. سیالات غنی از گاز در دماهای بالا همگن می‌شوند، در نتیجه این سیالات در کنار سیالات غنی از مایع می‌توانند عاملی در گسترده‌گی دامنه دمایی اندازه‌گیری شده باشد. سرد شدن ساده نیز روند ۴ را شکل می‌دهد. همچنین، نشت میان‌بارها در طی گرم شدن، روند ۵ را ایجاد می‌کند. در نتیجه با ترسیم داده‌های حاصل از مطالعات میکروترموتری میان-بارهای سیال بر روی نمودار، داده‌های کانسار پارسیان، روند ۱ (فرآیند رقیق شدگی با آب‌های سطحی) را نشان می‌دهند.

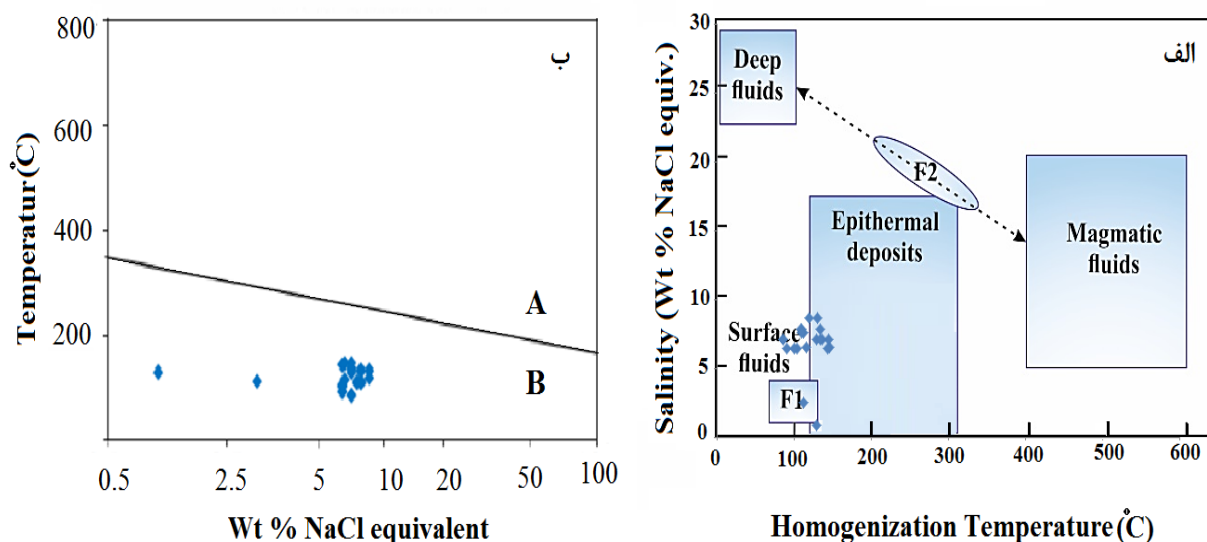


شکل ۶-۵- نمودار دمای همگن شدن- شوری جهت تعیین عوامل مؤثر در تکامل سیال و ته‌نشست مواد معدنی (Wilkinson, 2001).

۶-۱۰- تعیین منشأ سیال و نوع کمپلکس‌های احتمالی

جهت تعیین منشأ سیال کانی‌سازی در منطقه پاریسیان و همچنین بررسی بیشتر انطباق کلیه داده‌ها و مشخص کردن سهم هرکدام از سیالات، از نمودار ارائه شده توسط (Esteban- Arispe et al, 2016) ، استفاده شد (شکل ۶-۶، الف). در این نمودار F1، سیال گرمابی با شوری کم (1-3 Wt. % NaCl eq) و درجه حرارت 100°C، به عنوان آب‌های سطحی و F2، سیال با شوری متوسط (16-21 Wt. % NaCl eq) و درجه حرارت بالاتر (200-340°C) مخلوطی از سیال اولیه و ماگمایی می‌باشد. لذا با ترسیم داده‌های حاصل از مطالعات ریز دما سنجی میان‌بارهای سیال بر روی این نمودار، می‌توان نتیجه گرفت که سیالات مؤثر در کانی‌سازی، سیالی با شوری و دمای پایین‌تر است که این ویژگی می‌تواند معرف سیالاتی که توسط آب‌های جوی و یا در اثر تأثیر همین آب‌های جوی بر روی سیالات ماگمایی حاصل شده‌اند، باشد. بنابراین سیالات بیشتر از سطح منشأ گرفته‌اند که در اعماق گردش کرده و سیالاتی با شوری و دمای پایین ایجاد کرده‌اند.

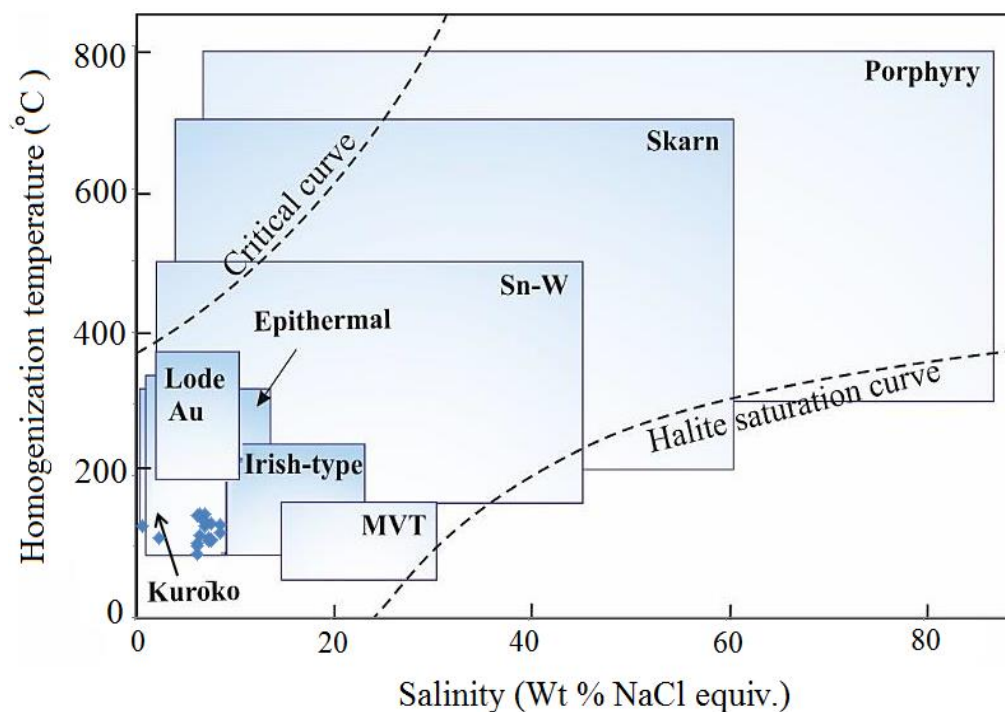
جهت تعیین نوع لیگندهای مؤثر در حمل فلزات، نمودار (Larg et al., 1988)، مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۶-۶، ب). در این نمودار در سیال‌های گرمابی با شوری و دماهای بالا، لیگندهای کلریدی و در سیال‌های با شوری و دماهای پایین لیگندهای سولفیدی نقش مؤثری در حمل فلزات دارند. با توجه به این که نمونه‌های مورد مطالعه غالباً دارای دما و شوری پایینی می‌باشند، در نمودار (Larg et al., 1988)، تمامی نمونه‌ها در بخش لیگندهای سولفیدی واقع شدند. به طور کلی می‌توان گفت لیگندهای سولفیدی نقش مؤثری در حمل فلزات داشته‌اند.



شکل ۶-۶-الف) نمودار درجه شوری - دمای همگن شدن جهت تعیین منشأ سیال به دام افتاده (Esteban- Arispe et al., 2016)، ب) نمودار (Larg et al., 1988)، جهت تعیین لیگندهای احتمالی حمل فلزات در کانسار مورد مطالعه، (A لیگندهای کلریدی، B لیگندهای سولفیدی).

۱۱-۶- تعیین تیپ کانسار احتمالی

با توجه به درصد شوری و دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال موجود در نمونه‌های مورد مطالعه و همچنین براساس نمودار طراحی شده توسط (Wilkinson, 2001)، میان‌بارهای سیال مورد مطالعه در کانسار پارسیان، اغلب در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌گیرند (شکل ۶-۷).



شکل ۶-۷- نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری میان‌بارهای سیال و تعیین تیپ احتمالی (Wilkinson, 2001).

فصل هفتم

تیپ کانه‌زایی، الگوی
تشکیل، نتیجه‌گیری و
پیشنهادات اکتشافی

۷-۱- مقدمه

معرفی و ارائه یک الگوی زمین‌شناختی و پیشنهاد یک راهکار اکتشافی مبنی بر شناسایی و اکتشاف ذخایر جدید در مناطق با شرایط زمین‌شناسی مشابه، از جمله مهم‌ترین اهداف مطالعه هر کانسار می‌باشد که این امر در گرو شناخت دقیق پارامترهای کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی است. در این بخش ابتدا خلاصه‌ای از مشاهدات در ارتباط با کانه‌زایی، دگرسانی، ساخت و بافت، مطالعات ژئوشیمیایی و مطالعات میان‌بارهای سیال در کانسار ارائه و کانسار مورد مطالعه با انواع مشابه خود در ایران و جهان مقایسه شده است. بر مبنای نتایج حاصل از مطالعات انجام شده بر روی کانسار، به ارائه الگو و مدل تشکیل کانسار پرداخته و در پایان به نتیجه‌گیری و ارائه پیشنهادات اکتشافی اشاره شده است.

۷-۲- خلاصه‌ای از شواهد ژنتیکی موجود در ارتباط با کانه‌زایی

۷-۲-۱- جایگاه زمین‌شناسی و محیط تکتونیکی

محدوده معدنی پارسیان، بخشی از مجموعه آتشفشانی- رسوبی نوار طرود- چاه شیرین می‌باشد که به صورت یک فرازمین با روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی در حاشیه شمالی پهنه ساختاری- رسوبی ایران مرکزی و در بخش شرقی کمان ماگمایی البرز رخنمون دارد. این نوار به طور چیره از سنگ‌های آذرین مزوزوئیک پسین تا ترشیری ساخته شده است که اوج فعالیت ماگمایی این مجموعه طی ائوسن میانی تا بالایی رخ داده است. الگوی ساختاری این ناحیه توسط دو گسل امتداد لغز اصلی انجیلو در شمال و طرود در جنوب با راستای شمال‌شرقی- جنوب‌غربی کنترل می‌شود (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳). در یک نگاه کلی، سنگ‌های رخنمون یافته در نوار طرود- چاه شیرین شامل توالی‌هایی از سنگ‌های رسوبی، آتشفشانی و آتشفشانی- تخریبی می‌باشد (مهرابی و قاسمی سیانی، ۱۳۸۹). در ضمن توده‌های نفوذی زیادی به سن احتمالی ائوسن پسین- الیگوسن در داخل این مجموعه نفوذ کرده و آن‌ها را تحت تأثیر قرار

داده‌اند. سنگ‌های منطقه در محدوده سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی می‌باشد و از دیدگاه زمین‌ساختی در موقعیت کمان ماگمایی و مرتبط با پهنه فرورانش قاره‌ای قرار می‌گیرند.

۷-۲-۲- سنگ میزبان

طبق بررسی‌های صورت گرفته در منطقه، واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه شامل مجموعه سنگ‌های آذرآواری (کریستال‌توف، لیتیک‌توف، توف‌برش و توف‌آگلومرا) با ترکیب آندزیت، تراکی‌آندزیت بازالتی، تراکی‌آندزیت و تراکیت به همراه رخنمون کوچکی از گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب تراکی‌آندزیت بازالتی می‌باشد که این واحدها در مناطق هموار با رسوبات عهد حاضر پوشیده شده‌اند. بخش اعظم ماده معدنی در امتداد درزه و شکستگی‌های واحد آذرآواری رخ داده است. کانه‌زایی اندکی نیز به صورت پرکننده فضاهای خالی در واحد گدازه‌ای مشاهده شد.

۷-۲-۳- کانی‌شناسی، ساخت و بافت

بر اساس مطالعات آزمایشگاهی و میکروسکوپی کانی‌های تشکیل دهنده کانسار به پنج گروه کانی‌های سولفیدی (کالکوسیت، کولیت، پیریت و کالکوپیریت)، کربناتی (مالاکیت)، سیلیکاته (کریزوکولا)، اکسیدی (هماتیت، لیمونیت و گوتیت) و باطله‌ها رده‌بندی می‌شوند. کانی‌های باطله در کانسار شامل کلسیت، کوارتز، باریت و کانی‌های رسی می‌باشد که کلسیت و کوارتز از فراوانی بیشتری برخوردار است. در کانسار پارسیان کانی‌سازی به دو صورت اولیه (هیپوژن) و ثانویه (سوپرژن و هوازدگی) مشاهده می‌شود. عمده‌ترین ساخت‌های مشاهده شده در منطقه، ساخت رگه- رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی و عمده‌ترین بافت‌ها شامل رگه- رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، دانه پراکنده، شعاعی و جانشینی می‌باشد.

۷-۲-۴- کانه‌زایی و دگرسانی

کانه‌زایی اصلی مس در منطقه پارسیان در واحدهای آذرآواری با ساختار کلی رگه‌ای در دو آنومای (شماره ۲ و ۱) رخ داده است. در کنسار مورد مطالعه دو عامل اصلی کانه‌زایی حضور سنگ‌های نفوذپذیر آذرآواری و عملکرد شدید نیروهای تکتونیکی می‌باشد که با ایجاد گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌ها، شرایط را برای برقراری چرخه سیالات هیدروترمال فراهم آورده‌اند. طی بررسی‌های گسترده در منطقه مورد مطالعه، ۶ نوع دگرسانی مرتبط با کانه‌زایی از جمله سریسیتی، سیلیسی، آرژیلیتی، کربناتی، کلریتی و آغستگی اکسیدهای آهن در منطقه پارسیان تشخیص داده شد. این دگرسانی‌ها تمام واحدهای سنگی منطقه را تحت تأثیر خود قرار داده و سبب تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی گسترده‌ای در آن‌ها شده که با فاصله گرفتن از محل کانه‌زایی، از شدت آن‌ها کاسته شده است.

۷-۲-۵- شواهد ژئوشیمیایی

باتوجه به توضیحات ارائه شده در فصل ششم، نمودار به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی منطقه، غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای از عناصر LILE مانند K, Pb, Sr و تهی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Nb و Ti نشان می‌دهند که این امر مشخصه ماگماتیسم مرتبط با فرآیند فرورانش است. بررسی همبستگی بین مس و سایر عناصر در منطقه پارسیان نشان می‌دهد که عناصری مانند Ag, Pb, Zn همبستگی مثبت با مس دارند و از یک روند تبعیت می‌کنند. این در حالی است که عناصر Co, Fe, Mn, Ni دارای رفتاری متفاوت با مس می‌باشند، به طوریکه هرچا مس افزایش یافته، میزان این عناصر نیز کاهش نشان می‌دهد.

۷-۲-۶- شواهد حاصل از مطالعات سیالات درگیر

با توجه به مطالعات سیالات درگیر، میانگین درجه همگن شدن سیالات درگیر در کانسار مس پاریسیان $146-85^{\circ}\text{C}$ و دامنه تغییرات شوری $0.88-8/6 \text{ Wt\% NaCl}$ به دست آمده است. بر اساس نمودار ارائه شده توسط (Wilkinson, 2001)، این سیالات در محدوده کانسارهای اپی ترمال قرار می گیرند که در واقع شرایط دما- شوری احراز شده با شرایط تشکیل کانسارهای اپی ترمال همخوانی دارد. به علاوه با توجه به روند تغییرات شوری نسبت به دمای همگن شدن، عمق تشکیل سیالها و کانی سازی کمتر از ۲۰۰ متر می باشد. بدون شک کاهش دما و شوری در طی صعود سیال و اختلاط سیالات ماگمایی با آبهای کم شور و سرد جوی، سبب تشکیل رگه های کانه دار در عمق کم شده است.

۷-۳- مقایسه ویژگی های کانسار مس پاریسیان با کانسارهای شاخص جهان

طبقه بندی کانسارهای مختلف بر اساس خصوصیات مشابه (زایش، مکان، عوامل تشکیل و غیره)، توانایی ما را در پیجویی و اکتشاف بالا می برد. همان طور که می دانیم شکل گیری کانسارها بسیار متنوع است که می تواند کانسارهای با اهمیت اقتصادی و توزیع گسترده را در کل جهان شکل دهد. با توجه به تمام شواهد و مطالب ارائه شده در فصول گذشته، کانسار مس پاریسیان قابل قیاس با کانسارهای نوع مانتو^۱، لایه های سرخ آتشفشانی^۲، میشیگان^۳ آمریکا (کویناوی) و همچنین کانسارهای گرمابی رگه ای (اپی ترمال)^۴ می باشد. کانسارهای مس نوع مانتو از گونه کانسارهای چینه کران با میزبان گدازه های آتشفشانی هستند که برای اولین بار در شیلی کشف شدند. این نوع ذخایر مس، پس از کانسارهای مس پورفیری و کانسارهای IOCG، سومین ذخایر مس در شیلی محسوب می شوند. معمولاً این تیپ کانسارها منطبق با لایه بندی و یا درون طبقات یا گدازه ها تشکیل می شوند. سنگ میزبان در این ذخایر، گدازه های بازالتی و بازالتی با

^۱Manto – Type copper

^۲Volcanic redbed copper

^۳Michigan(Keweenaw) Type

^۴Hydrothermal vein- Type(Epithermal)

ماهیت کالک‌آلکان تا تولییتی است که در محیط کشتی مرتبط با فرورانش و حوضه‌های پشت کمائی تشکیل شده‌اند. سنگ میزبان این کانسارها بیشتر تحت تأثیر دگرسانی آلبیتی، کربناتی و پروپلیتی قرار دارند. به‌علاوه، کانی‌شناسی توده معدنی ساده و بیشتر شامل، کالکوسیت، بورنیت \pm دیژنیت، کالکوپیریت و کوولیت می‌باشد. این ذخایر دارای عیار بالای مس و محتوای نقره پایین و در بیشتر موارد بدون طلا می‌باشند. منشأ سیالات در این تیپ کانسارها به‌طور عمده در ارتباط با رخداد فرآیندهای دیازنز تدفینی تا دگرگونی می‌باشد.

کانی‌سازی مس در کانسارهای نوع آتشفشانی- لایه‌ای سرخ به‌طور معمول از زمان پروتروزئیک تا ترشیری رخ داده است. این گونه ذخایر در جایگاه‌های آتشفشانی قاره‌ای تا دریایی کم‌عمق در عرض‌های پایین تا متوسط و محیط‌های خشک تا نیمه‌خشک تشکیل می‌شوند. سنگ میزبان کانی‌سازی در این تیپ شامل گدازه‌های بازالتی اسپیلیتی شده، توف و سنگ‌های رسوبی وابسته از جمله کنگلومرا، ماسه‌سنگ و غیره است. به‌علاوه مس طبیعی، کالکوسیت، دیژنیت، بورنیت و هماتیت و پیریت و مقادیر کمی نقره خالص از جمله نهشته‌های مس در این کانسارها می‌باشد (Kirkham, 1996). بدیهی است که برای شکل‌گیری یک نهشته مس لایه‌های سرخ آتشفشانی بایستی بخش مهمی از انباشته در محیط‌های خشکی تهنشین شوند. همچنین، بسیاری از سنگ‌های رسوبی بایستی در یک حالت اکسیدی قرار گیرد (Cabral and Beaudoin, 2007) و گدازه‌ها فرصتی برای گوگردزایی داشته باشند. در این نوع نهشته‌ها گوگرد بایستی در سیال کانه‌دار به‌صورت سولفات حمل شود و محل‌های ته‌نشست کانه‌ها به سولفید احیا شود.

کانسارهای نوع کویناوی که به کانسارهای مس نوع میشیگان نیز معروف‌اند، در شبه جزیره کویناوی (میشیگان) و در گروه کانسارهای آندزیتی- بازالتی قرار می‌گیرند. این تیپ‌ها بیشتر در ریفتهای میان قاره‌ای یافت می‌شوند. در این کانسارها مس طبیعی کانه اصلی می‌باشد. مس آزاد در این نوع ذخایر معمولاً با نقره آزاد همرا است که این موضوع بیانگر پایین بودن فشار بخشی گوگرد می‌باشد. با توجه به

پایین بودن فشار و درجه حرارت (کمتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) معمولاً در این تیپ کانسارها دگرسانی مشاهده نمی‌شود و یا اگر تشکیل شود در حد دگرگونی درجه پایین (رخساره پره‌نیت - پومپله‌ایت) است. پرترفدارترین نظریه در مورد زایش کانه‌سازی در این گونه ذخایر، نظریه اپی‌ژنتیک بودن آنها می‌باشد. قابل ذکر است که که انباشته‌های اقتصادی این ذخایر تاکنون در شیلی و بولیوی دیده شده‌اند.

از آنجاییکه تعیین تیپ کانه‌زایی در اکتشاف نواحی معدنی بسیار حائز اهمیت می‌باشد، بدین جهت به مقایسه خصوصیات کلی کانسار پارسیان و تیپ‌های نامبرده با توجه به موقعیت جغرافیایی، محیط تکتونیکی، سری ماگمایی، سنگ میزبان و همراه، سن، کانی‌شناسی، باطله، دگرسانی، ساخت و بافت و عوامل کنترل کننده در جدول (۷-۱) پرداخته شده است. کانسار پارسیان از نظر شکل هندسی ماده معدنی، نوع سنگ میزبان، دگرسانی و دیاژنز (نبود دگرسانی آلبیتی و دیاژنز در کانسار پارسیان)، با تیپ مانتو و از نظر محیط تشکیل، دگرسانی و سری ماگمایی و شکل هندسی ماده معدنی با تیپ میشیگان متفاوت است. همچنین از نظر نوع سنگ میزبان و شکل هندسی با تیپ آتشفشانی - لایه ای سرخ متفاوت است. کانسار مس پارسیان با توجه به شاخص‌های اصلی که مورد بررسی قرار گرفته است، بیشترین شباهت را به کانسارهای گرمابی رگه‌ای (اپی‌ترمال) دارد.

جدول ۷-۱- تیپ کانه‌زایی مس پارسیان در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای تیپ مانتو، آتشفشانی- لایه‌ای سرخ ،

گرمايي رگه‌ای (آبی‌ترمال) و میشیگان در سایر نقاط جهان.

ویژگی‌های شاخص	پارسیان	مانتو	آتشفشانی- لایه‌ای سرخ	گرمايي رگه‌ای (آبی‌ترمال)	میشیگان
موقعیت جغرافیایی	ایران (جنوب غرب شاهرود)	شمال شیلی	کانادا (Mont Alexandra)	شمال غرب چین (Tula/Gongliu)	میشیگان (Western Upper Peninsula)
محیط تکتونیکی	حاشیه فعال قاره‌ای	حوضه‌های پشت کمائی درون قاره‌ای	بازالت‌های کمائی	فرورانش (در ارتباط با کمان‌های آتشفشانی)	ریفت میان قاره‌ای
سری ماگمایی	کالک آلکان	کالک آلکان تا تولیتی	کالک آلکان	کالک آلکان	تولیتی
سنگ میزبان و همراه	سنگ‌های آذرآواری (توف و آگلومرا)، تراکی آندزیت بازالت	آندزیت، آندزیت بازالتی، ماسه سنگ، توف‌برش، سیلستونی و سنگ آهک	بازالت اسپیلیتی شده	توف و آندزیت	ریفت‌های آتشفشانی بازالتی با لایه‌های کنگلومرای قرمز همراه با لنزهایی از ماسه سنگ قرمز و فئوهای، سیلستون و شیل های سیاه تا خاکستری
سن	اوسن میانی- بالایی	ژوراسیک- کرتاسه زیرین	سیلورین بالایی	کربونیفر پیشین	پرکامبرین - سیلورین
کانی شناسی کانسنگ	مالاکیت، کریزوکولا، کوولیت کالکوسیت، کالکوپیریت و پیریت	کالکوپیریت، پیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت تتراهدریت، مس طبیعی، گالن اسفالریت، هماتیت، مگنتیت	مس طبیعی، بورنیت، کالکوپیریت، دیژنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و پاروویت	پیریت، طلا، کالکوپیریت، گالن اسفالریت، کوولیت و لیمونیت	کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت، کوپریت، تنوریت، مس طبیعی مالاکیت و کریزوکولا
کانی‌های باطله	کلسیت، کوارتز، باریت، زئولیت و کانی‌های رسی	کوارتز، کلسیت، هماتیت و کلریت	کوارتز، کلسیت، هماتیت و کلریت	کوارتز، سرسیت، کلریت، کلسیت و کلسدوئن	کلسیت، کوارتز، اپیدوت و فلدسپار پتاسیم دار
دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی	کربناتی، سیلیسی، سرسیتی، زئولیتی، آرژیلیتی، حدوداً کلسیتی و اکسیدهای آهن	آلبیتی، کلریتی و پروپیلیتی	آلبیتی، کلریتی و هماتیتی	سیلیسی، آرژیلیتی، سرسیتی و پروپیلیتی	*
ساخت و یافت کانی‌سازی	رگه‌رگچه‌ای، دانه پراکنده جانشینی، پراکنده فضاهای خالی و شعاعی	رگه‌ای، پراکنده فضاهای خالی، استوک ورک ودانه پراکنده	دانه پراکنده، جانشینی، پراکنده فضاهای خالی و رگه‌ای	پراکنده فضاهای خالی، برشی، کلوform نوری، شانه‌ای، رگه‌ای استوک ورک و دانه پراکنده	دانه پراکنده، پراکنده فضاهای خالی، برشی، آمیکدالوئیدال و رگه‌ای
عوامل کنترل کننده کانه‌زایی	گسل‌ها، درزه و شکستگیها	گسل‌ها	گسل‌ها	گسل‌ها	گسل‌ها و ویژگی‌های ساختاری
شکل هندسی	رگه‌ای	چینه‌سان و شبه چینه‌سان	چینه‌سان	رگه‌ای	چینه‌کران / چینه‌سان
مرجع	تحقیق حاضر	Kojima et al., 2009	Cabral and Beaudoin, 2007	Chen et al. 2012	Bornhorst and Barron, 2011

علامت * به معنای نبود داده می‌باشد.

۷-۴- خصوصیات کانسارهای گرمابی رگه‌ای (اپی‌ترمال)

کانسارهای گرمابی رگه‌ای معمولاً در قسمت فوقانی پوسته زمین تا عمق ۱۵۰۰ متری، زیر سطح ایستابی و در دماهای بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، بر اثر آب‌های جدا شده از ماگما و یا آب‌های جوی فرورونده در درون گدازه‌ها حاصل می‌شوند. بنابراین در بعضی مناطق، سیالات کانسارساز اساساً ماگمایی می‌باشند و درجه مخلوط شدگی آب‌های جوی و تأثیرات آن متفاوت است. محیط تکتونیکی این کانسارها اغلب با پهنه فرورانش جزایر قوسی و حاشیه قاره‌ها ارتباط دارد (White and Hedenquist, 1995). طبقه بندی‌های مختلفی برای کانسارهای اپی‌ترمال وجود دارد که در حال حاضر بر اساس کانی‌شناسی، دگرسانی، PH، سولفیداسیون و اکسیداسیون، دو نوع کانی‌سازی با عنوان سولفیداسیون بالا و سولفیداسیون پایین به رسمیت شناخته شده است (Robb, 2004; Nadeau, 2011; Zhong et al., 2017).

-کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا

از خصوصیات شاخص کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا، می‌توان به حضور مجموعه کانی‌های انارژیت پیریت ± کولیت، آلونیت، باریت، پیروفیلیت، دیاسپور، ایلیت و کائولینیت، دگرسانی آرژیتی پیشرفته و نهایتاً عدم حضور آدولاریا اشاره کرد. این نوع کانسارها توسط سیالات غنی از گوگرد و اکسیدی (HSO_4^- , SO_4^{2-} , SO_4)، با PH اسیدی، شوری نسبتاً بالا و با منشأ ماگمایی حاصل می‌شوند. از فلزات آن-ها می‌توان به Cu و Au به همراه مقادیر کمتری Te، Ag و Bi اشاره کرد. این دسته از کانسارها از نوع همجوار بوده و در داخل یا نزدیکی دهانه آتشفشانی شکل می‌گیرند (Zhong et al., 2017; Nadeau, 2011).

– کانسارهای اپی ترمال با سولفیداسیون پایین

کانسارهای اپی ترمال با سولفیداسیون پایین توسط سیالات فقیر از گوگرد و احیایی (HS^- , H_2S)، با PH تقریباً خنثی، شوری پایین و با منشأ جوی حاصل می‌شوند. این نوع کانسارها با حضور کانی‌های آدولار یا و سریسیت و همچنین کلسدون، کلسیت، ایلیت یا ایلیت-اسمکتیت در نزدیکی یا درون رگه‌ها و عدم حضور آلونیت و کائولینیت اولیه مشخص می‌گردند. قابل ذکر است که کانسارهای با سولفیداسیون پایین معمولاً مانع کانی‌سازی Cu نمی‌شوند ولی فلزاتی نظیر Au، Ag و همچنین فلزات پایه (Zn و Pb) به همراه مقادیر کمتری Se، Sb، As و Hg در این کانسارها بیشتر شناخته شده‌اند (Zhong et al., 2017; Nadeau, 2011). کانسارهای اپی ترمال سولفیداسیون پایین از نظر تعداد بیشتر از نوع اپی ترمال سولفیداسیون بالا هستند ولی میزان ذخیره نوع سولفیداسیون بالا بیشتر است (جدول ۷-۲).

جدول ۷-۲- تفکیک محیط‌های کانسارهای اپی ترمال و خصوصیات آن‌ها (Robb, 2004).

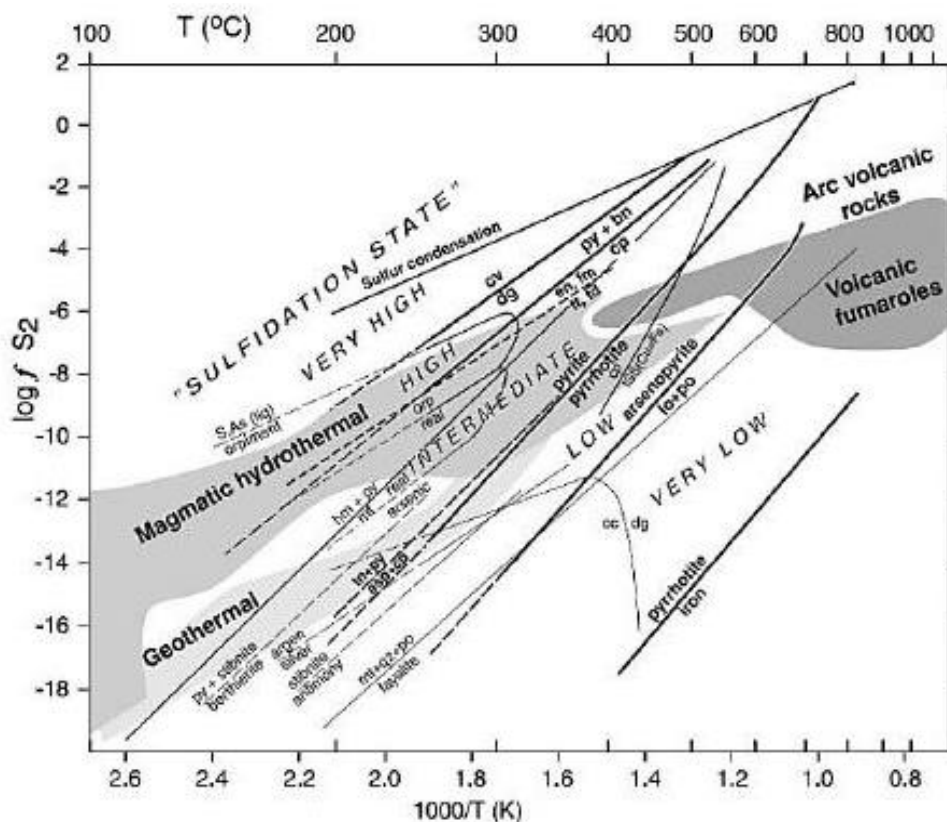
High-sulfidation	Low-sulfidation
Oxidized sulfur species (SO_2 , SO_4^{2-} , HSO_4^-) in ore fluid/vapor	Reduced sulfur species (HS^- , H_2S) in ore fluid/vapor
<i>Also referred to as</i> Gold–alunite, acid–sulfate, alunite–kaolinite	Adularia–sericite, hot spring-related
<i>Fluids</i> Acidic pH, probably saline initially, dominantly magmatic	Near-neutral pH, low salinity, gas-rich (CO_2 , H_2S), dominantly meteoric
<i>Alteration assemblage</i> Advanced argillic (zonation: quartz–alunite–kaolinite–illite–montmorillonite–chlorite)	Adularia–sericite (zonation: quartz/chalcedony–calcite–adularia–sericite–chlorite)
<i>Metal associations</i> Au–Cu (lesser Ag, Bi, Te)	Au–Ag (lesser As, Sb, Se, Hg)

در تقسیم بندی دیگر بر اساس ترکیبات سولفیدی درون زاد (هیپوژن) توسط (Sillitoe and Hedenquist, 2003)، کانسارهای اپی ترمال به سه دسته سولفیداسیون بالا، سولفیداسیون متوسط و سولفیداسیون پایین تقسیم می شوند. خلاصه ای از این سه نوع کانی سازی در جدول (۳-۷) آورده شده است.

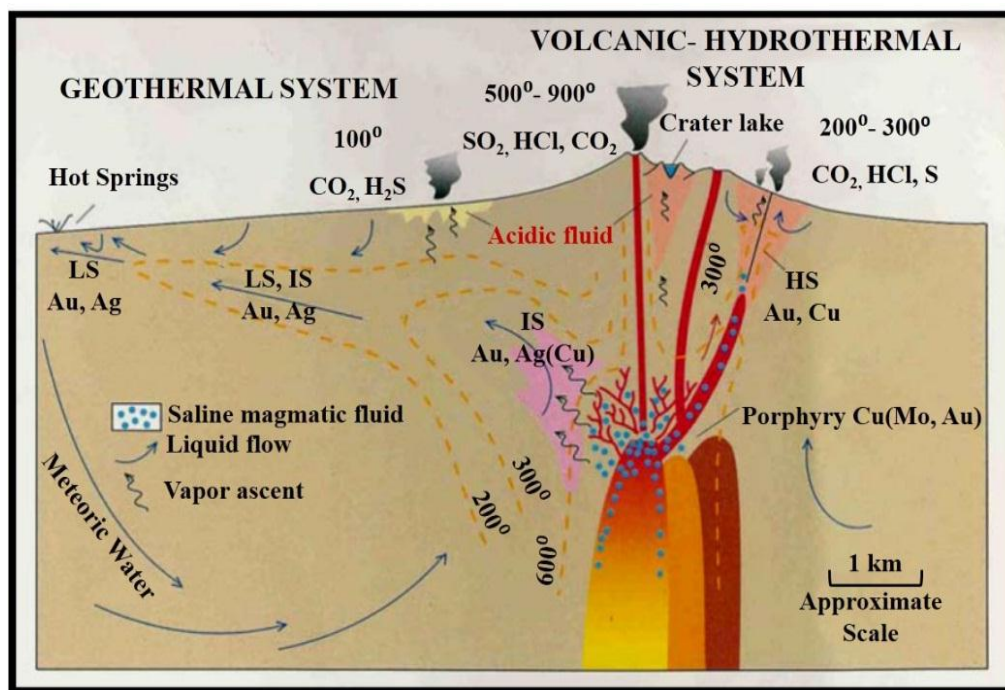
جدول ۳-۷ برخی از مشخصات مهم کانسارهای اپی ترمال موجود در دنیا (Sillitoe and Hedenquist, 2003).

Epithermal Types	High sulfidation		Intermediate sulfidation	Low sulfidation	
	Oxidized magma	Reduced magma		Subalkaline magma	Alkaline magma
Magma Types	Oxidized magma	Reduced magma	-	Subalkaline magma	Alkaline magma
Key proximal alteration minerals	Quartz-alunite/APS; quartz-pyrophyllite/dickite at depth	Quartz-alunite/APS; quartz-dickite at depth	Sericite; adularia generally uncommon	Illite/smectite-adularia	Roscoelite-illite-adularia
Genetically related volcanic rocks	Mainly andesite to rhyodacite	Rhyodacite	Principally andesite to rhyodacite but locally rhyolite	Basalt to rhyolite	Alkali basalt to trachyte
Sulfide abundance	10-90 vol %		5-20 vol %	Typically <1-2 vol %	2-10 vol %
Key sulfide species	Enargite, luzonite, famatinite, covellite	Acanthite, stibnite	Sphalerite, galena, tetrahedrite-tennantite, chalcopyrite	Minor to very minor arsenopyrite ± pyrrhotite; minor sphalerite, galena, tetrahedrite tennantite, chalcopyrite	
Main metals	Au-Ag, Cu, As-Sb	Ag, Sb, Sn	Ag-Au, Zn, Pb, Cu	Au ± Ag	
Minor metals	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg	Bi, W	Mo, As, Sb	Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg	
Gangue	Carbonate, Quartz, Barite		Carbonate, Quartz, Barite, manganese silicates	Carbonate, fluorite	Carbonate, Celestite, Barite, Fluorite,
Type example	El Indio, Chile, Yanacocha, Peru	Potosí, Bolivia, Fresnillo, Mexico	Baguio, Philippines	Midas, Nevada	Emperor, Fiji
APS = aluminum-phosphate-sulfate minerals					

نمودار T-fS₂ محدوده تشکیل انواع نهشته‌های گرمایی با سولفیداسیون بالا، متوسط و پایین را نشان می‌دهد (شکل ۷-۱). همچنین در شکل (۷-۲) نحوه تشکیل کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا، سولفیداسیون متوسط و سولفیداسیون پایین بر اساس مدل شماتیک نشان داده شده است (Hedenquist et al., 2000; Cooke and Simmons, 2000).



شکل ۷-۱- نمودار T-fS₂، نشان دهنده تشکیل انواع مجموعه‌های سولفیدی در کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا، حدواسط و پایین.



شکل ۷-۲- مدل شماتیک چگونگی تشکیل کنسارهای اپی ترمال سولفیداسیون بالا (H.S)، متوسط (I.S) و پایین (L.S).

۷-۴-۱- مقایسه کنسار مس پاریسیان با تیپ گرمابی رگه‌ای (اپی ترمال) در سایر نقاط جهان

جهت دستیابی به تیپ احتمالی کانه‌زایی مس و عناصر همراه در منطقه مورد مطالعه، به طور کلی در جدول (۷-۴)، مقایسه‌ای در خصوص ویژگی‌های کانی‌سازی محدوده معدنی با برخی از ویژگی‌های کنسارهای اپی ترمال شاخص با سولفیداسیون بالا، حدواسط و پایین در سایر نقاط جهان صورت پذیرفت. با در نظر گرفتن تمام شواهد موجود از جمله محیط تکتونیکی تشکیل، سنگ میزبان، کانی‌های معدنی و باطله، درجه حرارت کم، شوری پایین، دگرسانی‌های مشاهده شده و همچنین حضور سربیسیت و عدم حضور آدولاریا، حاکی از آن است که کنسار مس پاریسیان یک کنسار اپی ترمال با سولفیداسیون حدواسط است که بیشترین شباهت را با کنسارهای Sahinli (غرب ترکیه) و Mazarr'on (جنوب شرق اسپانیا) دارد. هرچند علی‌رغم شباهت‌ها تفاوت‌هایی نیز در آن‌ها به چشم می‌خورد

جدول ۷-۴- تیپ کانه‌زایی کانسار مس پارسیان در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا، حدواسط و پایین در سایر نقاط ایران.

کانسار ویژگی‌ها	Parsian	Zijinshan	Sahinli	Lago fontana	Yueyang	Mazarr'on
موقعیت جغرافیایی	ایران (جنوب غرب شاهرود)	جنوب شرق چین	غرب ترکیه	جنوب غرب آرژانتین	جنوب شرق چین	جنوب شرق اسپانیا
محیط تکتونیکی	حاشیه فعال قاره‌ای	*	فرورانش	کمان آتشفشانی	*	فرورانش
سری ماگمایی	کالک آلکالن	*	کالک آلکالن	کالک آلکالن	*	کالک آلکالن
سنگ - میزبان و همراه	سنگ‌های آذرآاری (توف و آگلومرا)، گدازه تراکی آندزیت بازالت	بیوتیت گرانیت دانه متوسط تا ریز	آندزیت-داسیت	آندزیت، آندزیت- بازالتی، بازالت، توف و سنگ‌های رسوبی (ماسه سنگ و کنگلومرا)	باتولیت گرانیتی	آندزیت- داسیت
سن	اوسن میانی - بالایی	ژوراسیک میانی	اوسن میانی	ژوراسیک زیرین - کرتاسه	ژوراسیک زیرین - میانی	میوسن
کانی‌شناسی کانسنگ	مالاکیت، کریزوکولا، کولیت، کالکوسیت، پیریت و کالکوپیریت، هماتیت، لیمونیت و گوتیت	کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت، پیریت، کولیت، دیژنیت، مالاکیت، طلای طبیعی، گالن، انارژیت و سولفید قلع	پیریت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، تتراهدریت، مولیبدنیت، بورنیت، دیژنیت، کالکوسید ت، کولیت و سروزیت	گالن، آرسنوپیریت، کالکوپیریت، پیریت)، روتیل، سروزیت، کالکوسی، کولیت، طلا و نقره طبیعی	پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، بورنیت، کالکوسیت، الکتروم، نقره و طلای طبیعی	گالن، اسفالریت، پیریت کالکوپیریت، تتراهدریت پیروتیت، تنانتیت، آرسنوپیریت، مارکاسیت
کانی‌های باطله	کلسیت، کوارتز، باریت، زئولیت و کانی‌های رسی	دیکیت، آلونیت و کوارتز	کوارتز، ایلیت، سرسیت، باریت و کلسیت	کوارتز و کلسیت	کلسیت، کوارتز- آدولاریا و آپاتیت	کربنات، باریت و کوارتز
دگرسانی - های مرتبط با کانه‌زایی	کربناتی، سیلیسی، کلریتی، آرژیلیتی حدواسط، سرسیتی و	سیلیسی، آرژیلیتی - پیشرفته، سرسیتی	آرژیلیتی و آرژیلیتی پیشرفته	آرژیلیتی، پروپلیتیک، سرسیتی،	سرسیتی و آدولاریا - کربنات	آرژیلیتی، آرژیلیتی پیشرفته، سیلیسی و

پروپلیتی		سیلیسی		آلونیتی	اکسیدهای آهن	
پرکننده فضاهای خالی، دانه پراکنده، رگه‌ای، نواری و کلوفر	دانه پراکنده، رگه‌رگچه‌ای، استوک‌ورک، توده‌ای، برشی و کلوفر	رگه‌ای، دانه-پراکنده، پرکننده فضاهای خالی، برشی، جانشین، نواری و شانهای	رگه‌رگچه‌ای و جانشینی	رگه‌ای، دانه-پراکنده و جانشینی	رگه‌رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، دانه پراکنده، جانشینی و شعاعی	ساخت و بافت کانی-سازی
650m	448-527m	600m	400-1000m	1400-2100m	150 m	عمق کانی-سازی
TH=190-260 °C Salinity=12-18 (Wt%NaCl)	TH=184-379 °C Salinity=0.4-7.6 (Wt%NaCl)	TH=180-325 °C Salinity=1.7-4.3 (Wt%NaCl)	TH=220-322 °C Salinity=4.3-6.9 (Wt%NaCl)	TH=260-280 °C Salinity=10 (Wt%NaCl)	TH=85-146 °C Salinity=0.88-8/68 (Wt%NaCl)	دما و شوری سیال
Zn-Pb-Cu-Ag-Fe	Ag- Au-Cu	Ag-Au-Pb-Zn-Cu	Au-Cu-Pb-Zn	Cu-Au	Cu-Ag	عناصر معدنی
اپی ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	اپی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	اپی ترمال سولفیداسیون بالا (HS)	اپی ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	تیپ کانه-زایی
Esteban-Arispe et al., 2016	Zhong et al., 2017	Lanfranchini et al., 2013	Yilmaz et al., 2010	Zhong et al., 2018	تحقیق حاضر	مرجع

علامت * به معنای نبود داده می‌باشد.

۷-۴-۲- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس پارسیان با کانسارهای شاخص اپی ترمال ایران

مطالعات انجام گرفته تاکنون نشان داده است که کشور ایران از پتانسیل بالایی برای تشکیل کانسار گرمایی رگه‌ای برخوردار است لذا اکتشاف و مطالعه این تیپ کانه‌زایی‌ها می‌تواند بسیار مهم باشد. این ذخایر معمولاً در سنگ‌های آتشفشانی ترشیری و در موقعیت کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش قاره‌ای رخ داده‌اند. در جدول‌های (۷-۵ و ۷-۶)، کانسار مس پارسیان با برخی از کانسارهای تیپ رگه‌ای شناسایی شده در سایر نقاط ایران و نوار طرود- چاه شیرین مقایسه شده است.

جدول ۷-۵ تیپ کانه‌زایی کانسار مس پارسیان در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارها و اندیس‌های اپی‌ترمال با سولفیداسیون حدواسط و پایین در سایر نقاط ایران.

کودکان	جارو	چشمه مرضیه	نیکوئیه	کالچویه	گلوجه	پارسیان	کانسار ویژگی‌ها
استان خراسان جنوبی	جنوب غرب کرج	شمال غرب بردسکن	غرب استان قزوین	جنوب غرب نائین	شمال استان زنجان	ایران (جنوب غرب شاهرود)	موقعیت جغرافیایی
حاشیه فعال قاره‌ای(در ارتباط با فرورانش بلوک لوت)	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه کمان قاره‌ای	کمان حاشیه قاره‌ای	فرورانش(کمان آتشفشانی و مناطق همزمان با برخورد)	کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ها و فرورانش	حاشیه فعال قاره‌ای	محیط تکتونیکی
پهنه‌ساختاری لوت شمالی	پهنه فلزایی ساوه-کاشان-نائین(در محل اتصال پهنه-های ساختاری ارومیه-دختر و ایران مرکزی) نوار ماگمایی البرز - آذربایجان	پهنه‌ساختاری خواف-درونه	پهنه طارم- هشتجین	کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر	طارم- هشتجین	طرود- چاه شیرین	موقعیت زمین ساخت
کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	ساب‌آلکان- کالک آلکان	کالک آلکان	سری ماگمایی
آندزیت، تراکی‌آندزیتی و ریولیتی	تراکیت، تراکی-آندزیت، آندزیت، بازالتی، توف‌های ریولیتی، داسیت و ایگنمبریت	گدازه های آندزیتی، آندزیت-بازالت و آندزیت	توف، ریوداسیت، و آندزیت-آندزیت‌بازالت	گدازه‌های پیروکسن آندزیت، تراکی‌آندزیت، ماسه‌سنگ توفی و لیتیک توف	توف، ایگنمبریت، ریولیت، گدازه‌های تراکی‌آندزیتی، آندزیت پورفیری و ریوداسیت	سنگ‌های آذرآوری (توف و آگلومرا)، گدازه‌های تراکی آندزیت بازالت	سنگ میزبان و همراه
اٲوسن-تٲوزن	اٲوسن میانی-البگوسن	اٲوسن	اٲوسن	اٲوسن	اٲوسن- البگوسن	اٲوسن میانی-بالایی	سن
پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، رآلگار، اورپیمت، کوولیت، سروزیت، سیدریت، آنکریت، هماتیت، لیمونیت، آزوریت، مالاکیت، اکسید و هیدروکسیدهای آهن منگنز	اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت، مس طبیعی، کالکوسیت، کوولیت، کریزوکولا و بورنیت	کالکوپیریت، پیریت، کالکوسیت، بورنیت، مالاکیت، آزوریت، کوولیت، مگنتیت، هماتیت، لیمونیت و گوتیت	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، سروزیت، هماتیت و گوتیت	کالکوپیریت، گالن، پیریت، مگنتیت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، هماتیت، مالاکیت، آزوریت و کوپریت	مگنتیت، اسپیکولاریت،(هماتیت ورقه-ای)، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت، پیریت، سروزیت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، دیژنیت، کوولیت و همی‌مورفیت	مالاکیت، کریزوکولا، کوولیت، کالکوسیت، پیریت کالکوپیریت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت	کانی‌شناسی کانسنگ

کانی های باطله	کلسیت، کوارتز، باریت و کانی های رسی	کوارتز، کلسیت، گوتیت، فلوریت و اکسید آهن	کوارتز، کلسیت و باریت	کوارتز و کلسیت	کربنات، کوارتز، باریت و زئولیت	کوارتز، کلسیت، باریت، کلریت و اپال	کوارتز و کلسیت
دگرسانی های مرتبط با کانه زایی	کربناتی، سیلیسی، کلریتی، آرژیلیتی حدواسط، سریسیتی و اکسیدهای آهن	سیلیسی، آرژیلیتی حدواسط، سریسیتی و پروپیلیتی	سیلیسی و پروپیلیتی	سیلیسی، آرژیلیتی، سریسیتی و پروپیلیتی	آرژیلیتی متوسط، سیلیسی و کربناتی	سریسیتی، سیلیسی، کلریتی و پروپیلیتی	آرژیلیتی متوسط و پیشرفته، سیلیسی، سریسیت-پیریت، کوارتز-اکسید آهن-کربنات و پروپیلیتی
ساخت و بافت کانی سازی	رگه رگچه ای، پرکننده فضاهای خالی، دانه پراکنده، جانشینی و شعاعی	رگه-رگچه ای، پرکننده فضاهای خالی، منطقه ای، جانشینی، افشان، خوشه انگوریو برشی	رگه-رگچه ای، نواری، توده-ای، دانه پراکنده، پرکننده فضاهای خالی، برشی، تیغه ای، کلو فرم، اسفروئیدال، جانشینی و اکسلوشن	رگه-رگچه ای، نواری، توده-ای، دانه پراکنده، پرکننده فضاهای خالی، برشی، تیغه ای، کلو فرم، اسفروئیدال، جانشینی و اکسلوشن	رگه ای، رگه رگچه ای، دانه پراکنده و جانشینی	رگه ای، پرکننده فضاهای خالی، برشی و افشان	دانه پراکنده، پرکننده فضاهای خالی و رگه-رگچه ای
عوامل کنترل کننده کانه زایی	گسل ها	گسل ها و درزه و شکاف ها	گسل ها	گسل ها و شکستگی ها	گسل	گسل ها	گسل ها
دما و شوری سیال	TH=85-146°C Salinity=0.88-8/68 (Wt%NaCl)	TH=140-320°C Salinity=5.3-15.8 (Wt%NaCl)	TH=175-324°C Salinity=0.166-9.188 (Wt%NaCl)	TH=133-312°C Salinity=0.3-5.5 (Wt%NaCl)	TH=151-181°C Salinity=1.5-2.3 (Wt%NaC)	TH=98.2-161.5 °C Salinity=6.2-12 (Wt%NaCl)	TH=109-429°C Salinity=0.2-9.17 (Wt%NaCl)
عمق کانی سازی (m)	150m	400-900m	400m	205-1300m	کمتر از ۲۰۰ متر	بیش از ۴۰۰ متر	189-1510m
عناصر معدنی	Cu-Ag	Cu-Au	Cu,Au	Au, Ag, Pb, Zn,Cu,Fe	Cu,Ag,Zn, Pb	Cu-Ag-Au	Au-Cu
تیپ کانه زایی	ابی ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	ابی ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	ابی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	ابی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	ابی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	ابی ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	ابی ترمال سولفیداسیون حدواسط تا پایین (IS-LS)
مرجع	تحقیق حاضر	مهرابی و همکاران، ۱۳۸۸	مهوری و همکاران، ۱۳۸۸؛ حسینی دینانی و همکاران، ۱۳۹۱	مهرابی و همکاران، ۱۳۸۸؛ حسینی دینانی و همکاران، ۱۳۹۱	سلطانی، ۱۳۹۵	شهبسوار و همکاران، ۱۳۹۱؛ صالحی و همکاران، ۱۳۹۳	امرابی، ۱۳۹۵

علامت * به معنی کمبود داده می باشد.

جدول ۶-۷- تیپ کانه‌زایی کانسار مس پارسیان در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون حدواسط و پایین در نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-

چاه‌شیرین.

کانسار	پارسیان	آبگاره	چشمه حافظ	ابوالحسنی	ساغری	رباعی	چاه موسی	چالو	گندی
ویژگی‌ها									
موقعیت جغرافیایی	ایران (جنوب غرب شاهرود)	جنوب دامغان	شمال غرب طرود	شمال معلمان	جنوب شاهرود	جنوب دامغان	شمال غرب طرود	جنوب شاهرود	شمال معلمان
محیط تکتونیکی	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای	فرورانش حاشیه قاره-ای (CAB)	فرورانش حاشیه قاره-ای (CAB)	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای
سری ماگمایی	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان
سنگ میزبان و همراه	سنگ‌های آذر آوری (توف بازالت و توف تراکی آنندزیت بازالت)	آنندزیت، آنندزیت بازالتی، بازالت و توف	آنندزیت، آنندزیت بازالتی، تراکی آنندزیت و ریوداسیت	آنندزیت، تراکی آنندزیت، ماسه سنگ	آنندزیت تا بازالت، داسیت، توف و آگلومرا	آنندزیت و آنندزیت بازالت	ساب‌ولکانیک بیوتیت-هورنبلند، آنندزیت پورفیری و داسیت	تراکی آنندزیت-تراکی آنندزیت بازالتی، بازالت اسپیلیتی برشی	ریولیت، ریوداسیت، سیلتستون و ماسه سنگ، سیلتستون و برش آتشفشانی
سن	اوسن میانی-بالایی	اوسن میانی-بالایی	اوسن	اوسن میانی-بالایی	اوسن	اوسن	اوسن پسین-لیگوسن	اوسن	اوسن میانی
کانی‌شناسی کانسنگ	مالاکیت، کریزوکولا، کولیت، کالکوسیت، پیریت کالکوپیریت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت	پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کولیت، مالاکیت و کریزوکولا	گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت، بورنیت، کالکوسیت، دیزنیت، تتراهدريت، سروزیت، کولیت، هماتیت (اسپیکولاریت)، گوتیت و لیمونیت	گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، کولیت، مالاکیت، سروزیت و اسمیت زونیت	کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، دیزنیت، کولیت، مالاکیت، آزوریت و کریزوکولا، پیریت، هماتیت، مگنتیت و لیمونیت	کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، دیزنیت، کولیت، مالاکیت، آزوریت و کریزوکولا، پیریت، هماتیت، مگنتیت و لیمونیت	پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، دیزنیت، کالکوسیت، کولیت، نئوتوسیت و مالاکیت	مگنتیت، پیریت، گالن، تتراهدريت، طلا، بورنیت، کالکوپیریت، کالکوسیت، کولیت، مالاکیت، کریزوکولا و هماتیت تیغه‌ای	کالکوپیریت، پیریت، طلا، بورنیت، اسفالریت، گالن، نقره تتراهدريت، کالکوسیت، تانتیت، مالاکیت، آزوریت، سروزیت، اسمیت زونیت، اکسید و هیدروکسیدهای آهن
کانی‌های باطله	کلسیت، کوارتز، باریت و کانی‌های رسی	کوارتز، کلسیت و ژپس	کوارتز، کلسیت، باریت و اکسیدهای آهن و منگنز	کوارتز، کلسیت، باریت، اپیدوت و کلریت	کلسیت، ژپس، کوارتز، کانی‌های رسی	کوارتز، کلسیت، دولومیت و کانی‌های رسی	کوارتز، کلسیت و باریت	کلسیت، کوارتز، باریت، فلدسپار، پتاسیم، کلریت و اکسیدهای آهن و	کوارتز، کلسیت و باریت

	منگنز								
دیگرسانی های مرتبط با کانه زایی	سیلیسی-سولفیدی، سربستی و پتاسیک	سربستی و پروپیلیتی	آرژلیک، کلریتی، کربناتی، سیلیسی	آرژلیک، کلریتی، کربناتی، سیلیسی، سربستی و اکسید آهن	کانولینیتی، کرباتی و اپیدوتی	سیلیسی، آرژلیتی، سربستی، کانولینیتی و پروپیلیتی	سیلیسی، آرژلیتی، حدواسط، سربستی، کربناتی، کلریتی و اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت)	کربناتی، سیلیسی، کلریتی، آرژلیتی، حدواسط، سربستی و اکسیدهای آهن	
ساخت و بافت کانی سازی	رگه-رگچه ای، شکافه پرکن، برشی و انتشاری	رگچه ای و افشان	رگه-رگچه ای، پرکننده فضاهای خالی، جانشینی، دانه پراکنده و اکسلوشن	رگه-رگچه ای، پرکننده فضای خالی و بین دانه-ای، جانشینی	برشی، نواری، شانه ای، کلوفر، پرکننده فضاهای خالی، دانه پراکنده و رگه ای	رگه-رگچه ای، انتشار برشی، شکافه پرکن و نواری نامتقارن	رگه-رگچه ای، پرکننده فضاهای خالی، دانه-پراکنده، شعاعی و جانشینی	رگه-رگچه ای، پرکننده فضاهای خالی، دانه پراکنده، جانشینی و شعاعی	
عوامل کنترل کننده کانه زایی	گسل ها	گسل ها	گسل ها و شکستگی ها	گسل ها و شکستگی ها	گسل ها و شکستگی ها	گسل ها و درزه و شکستگی ها	گسل ها و درزه و شکستگی ها	گسل ها و درزه و شکستگی ها	
دما و شوری سیال	TH=290-356 °C Salinity=3-11 (Wt%NaCl)	TH=396-420 °C Salinity=5-12.5 (Wt%NaCl)	TH=140-170 °C Salinity=2-6 (Wt%NaCl)	TH=100-140 °C Salinity=5,3-16 (Wt%NaCl)	TH=234-340 °C Salinity=03.73-9.89 (Wt%NaCl)	TH=140-276 °C Salinity=03.73-9.89 (Wt%NaCl)	TH=145-217 °C Salinity=03.73-9.89 (Wt%NaCl)	TH=85-146 °C Salinity=0/88-8/68 (Wt%NaCl)	
عمق کانی-سازی (m)	>700m	600-2250m	کمتر از ۲۰۰ متر	کمتر از ۲۰۰ متر	360m	380m	390m	150 m	
عناصر معدنی	Cu-Au	Cu-Ag	Cu	Cu-Au	Pb-Zn-Cu-Ag-Au	Pb-Zn-Cu-Ag-Au	Cu-Ag	Cu-Ag	
تیپ کانه زایی	ایبی ترمال سولفیداسیون متوسط (IS)	ایبی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	ایبی ترمال سولفیداسیون متوسط (IS)	ایبی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	ایبی ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	ایبی ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	ایبی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	ایبی ترمال سولفیداسیون متوسط (IS)	
مرجع	مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳؛ Mehrabi et al., 2015	امام جمعه، ۱۳۸۵؛ امام جمعه و همکاران، ۱۳۸۷؛ Mehrabi et al., 2015	عبداللهی، ۱۳۹۵	خرم تاش، ۱۳۹۷	Shamania et al., 2004; Mehrabi et al., 2015	مهرابی و قاسم سیانی، ۱۳۸۹؛ حقیقی و همکاران، ۱۳۹۲؛ مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳	مه‌آبادی، ۱۳۹۷	تحقیق حاضر	

۷-۵- عوامل مؤثر در تشکیل کانسار مس پارسیان

۷-۵-۱- موقعیت تکتونیکی منطقه

کانسارهای رگه‌ای گرمابی (سولفید پایین) بیشتر مرتبط با کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل می‌شوند (White and Hedenquist, 1995). با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی در فصل ۶، سنگ‌های منطقه پارسیان در بخش بازالت‌های کمان قاره‌ای و سری کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده یک جایگاه تکتونیکی کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش است که برای تشکیل کانسارهای گرمابی رگه‌ای مناسب می‌باشد.

۷-۵-۲- سنگ میزبان

سنگ میزبان یکی از فاکتورهای اساسی برای تشکیل کانی‌سازی بعد از محیط تکتونیکی می‌باشد. محیط تکتونیکی، نوع ماگما را تعیین می‌کند و ماگمای تشکیل شده نوع کانه‌زایی را مشخص می‌کند. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، سنگ میزبان کانسار مس پارسیان، شامل مجموعه سنگ‌های آذرآواری (کریستال توف، لیتیک توف، توف‌برش و توف‌آگلومرا) به همراه رخنمون کوچکی از گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب تراکی‌آندزیت بازالتی می‌باشد که طی فعالیت آتشفشانی ائوسن میانی- بالایی تشکیل شده‌اند. بدیهی است که تخلخل و نفوذپذیری بالای سنگ‌های آذرآواری و وجود درزه و شکستگی‌ها در گدازه‌های زیر دریایی، محیط مناسبی را برای تمرکز ماده معدنی فراهم کرده‌اند.

۷-۵-۳- ساختارهای زمین‌شناسی منطقه

گسل‌های ناحیه‌ای به عنوان کنترل‌کننده مهم در شکل‌گیری ذخایر اپی‌ترمال محسوب می‌شوند. مطالعات ساختاری و کانه‌زایی در منطقه نشان می‌دهد که جایگیری سیالات و شکل‌گیری رگه‌ها در ارتباط مستقیم با شکستگی‌های فراوان موجود از قبل در منطقه، زمینه را برای نفوذ آب‌های جوی فراهم کرده که در نتیجه

اختلاط آب‌های ماگمایی، سیالات گرمایی شکل گرفته‌اند. طی واکنش متقابل این سیالات با سنگ‌های میزبان، محلول‌های غنی از عناصر فلزی (مس، سرب، روی و غیره) تشکیل شده‌اند. همان‌طور که در فصل-های گذشته ذکر شد، گسل‌های موجود در منطقه دارای روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی و شمال‌شرقی- جنوب‌غربی می‌باشند که غالب کانه‌زایی‌ها در امتداد گسل‌های با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی رخ داده است.

۷-۵-۴- منبع حرارتی

کانسارهای اپی‌ترمال رابطه مشخصی با عملکرد توده‌های آذرین نفوذی نیمه‌عمیق دارند (Wang et al., 2016). تعداد کمی از ذخایر اپی‌ترمال می‌توانند در ارتباط با توده‌های نفوذی عمیق باشند. آب‌های جوی که از امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها به اعماق نفوذ می‌کنند در ابتدا سرد بوده و قابلیت شستشو و انحلال عناصر فلزی را ندارند. این آب‌ها در مجاورت با توده‌های نیمه‌عمیق و دایک‌ها گرم شده و به سمت بالا حرکت می‌کنند. ضمن حرکت این آب‌ها به سطح عناصر فلزی و غیرفلزی انحلال پذیر را مهاجرت داده و در سطوح بالاتر با کاهش دما و فشار و در نتیجه ناپایدار شدن کمپلکس‌ها، عناصر به شکل کانی مناسب محیط ژئوشیمیایی حاکم، ته‌نشین می‌شوند. تنوع و گستردگی دگرسانی‌ها و حضور دایک‌های مرتبط با توده‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه، احتمال وجود یک توده نفوذی نیمه عمیق را برای تأمین حرارت مورد نیاز برای چرخش محلول‌های گرمایی در شکل‌گیری کانسار مس پارسین تأیید می‌کند.

۷-۵-۵- منشأ و ماهیت سیالات کانسار ساز

سیالات کانه‌ساز در سامانه کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین، محلول‌های کم دما و رقیقی هستند که از اختلاط سیالات ماگمایی و جوی حاصل می‌شوند. در کانسار مس پارسین دمای همگن شدن بین ۸۵ تا ۱۴۶ درجه سانتی‌گراد و شوری حدود ۰/۸ تا ۸/۶۸ درصد وزنی نمک طعام است که دلالت بر آمیختگی یک

سیال داغ و شور (ماگمایی) با یک سیال سردتر و رقیق تر (آب‌های جوی) و همچنین چیرگی آب‌های جوی بر سیال ماگمایی دارد. آمیختگی سیال ماگمایی با محلول‌های جوی، سبب افزایش PH و کاهش درجه شوری می‌شود. نوع کانی‌های تشکیل دهنده و دگرسانی گرمایی و همچنین نبود آلونیت، دما و شوری پایین سیال، حاکی از ماهیت کمی قلیایی تا نزدیک به خنثی و حاوی HS^- و CO_2 سیال است.

۷-۵-۶- منشأ عناصر کانه‌ساز

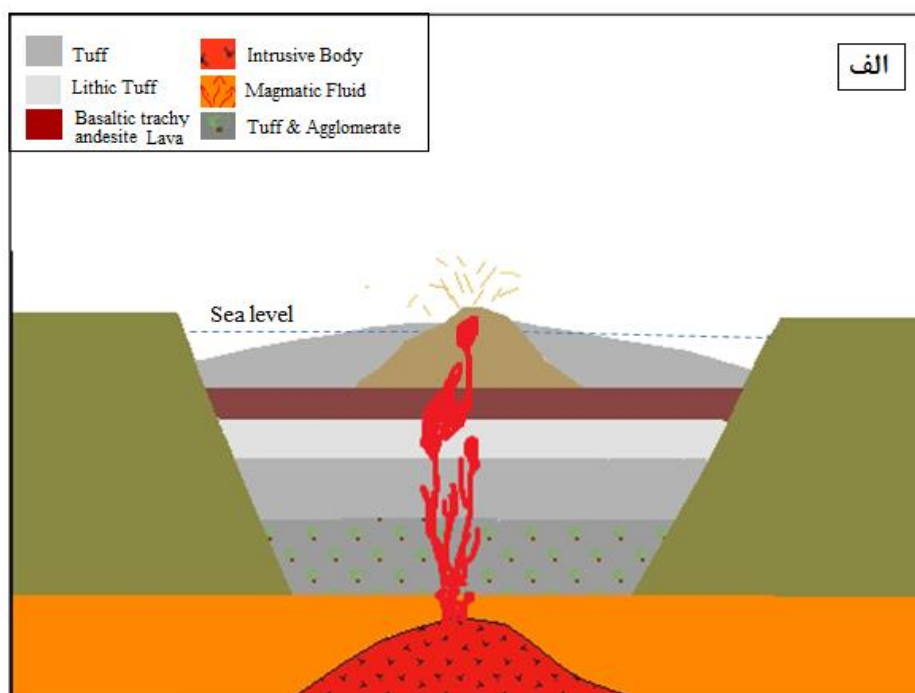
میزان تکامل سیال گرمایی و درصد اختلاط با آب‌های جوی، در نوع فلزات و کانه‌های موجود می‌تواند تأثیر مستقیم داشته باشد. در مورد منشاء مس و فلزات همراه در منطقه معدنی، باید گفت که توف‌ها و گدازه‌های منطقه می‌توانند منشاء مهمی برای مس و دیگر فلزات محسوب می‌شوند. این سنگ‌ها حاوی کانی‌های سیلیکاته پایدار (پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن) هستند که مقادیری مس و عناصر همراه درون شبکه ساختاری خود دارند. مس و عناصر همراه موجود در این کانی‌ها توسط سیالات گرمایی، از شبکه آن‌ها آزاد و در سیال کانه‌ساز به صورت محلول وارد و حمل می‌گردند. میزان این فلزات در این سیالات وابسته به درجه حرارت و PH سیال می‌باشد؛ به گونه‌ای که با افزایش میزان دما و کاهش PH میزان فلزات در سیال زیاد می‌شود. نوع فلزات هم وابسته به ترکیب شیمیایی سنگ دیواره (سنگ‌های حدواسط و مافیک) می‌باشند. همچنین از عوامل دیگری که بر میزان فلزات در سیال می‌تواند تأثیر گذارد، نسبت سیال به سنگ است. هرچه نسبت سیال به سنگ بالا باشد، میزان فلزات در سیال هم بالاست. سیالات حاوی فلزات ممکن است به طور مستقیم از ماگما هم نشأت بگیرند که سهم این سیالات غنی از فلز در کانسار پارسیان بسیار محدودتر به نظر می‌رسد.

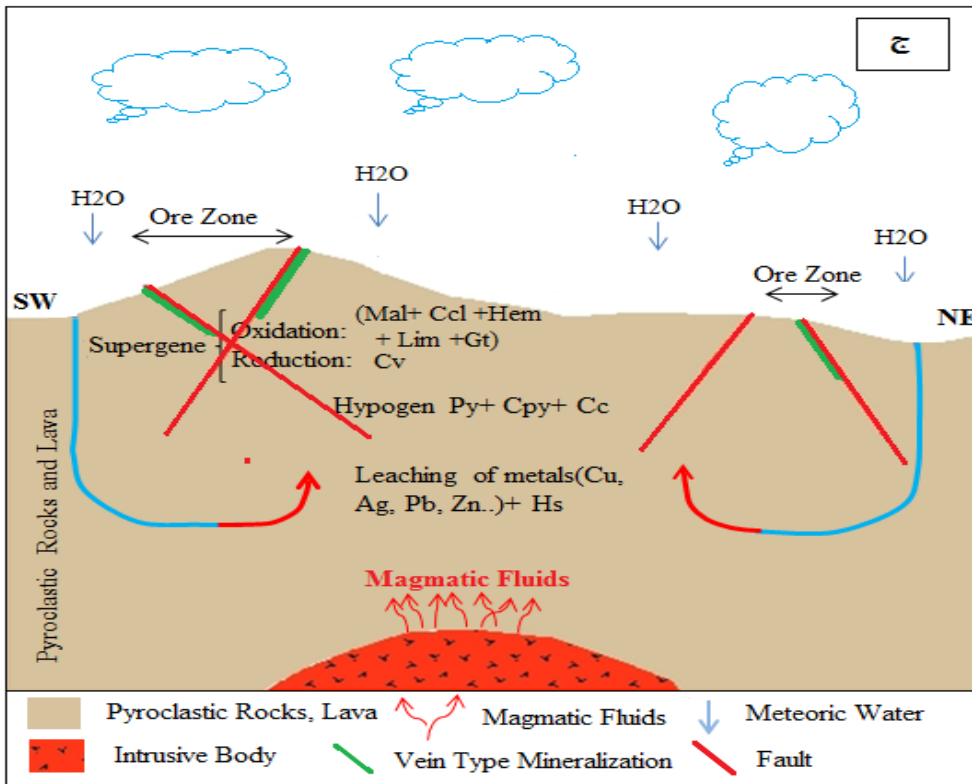
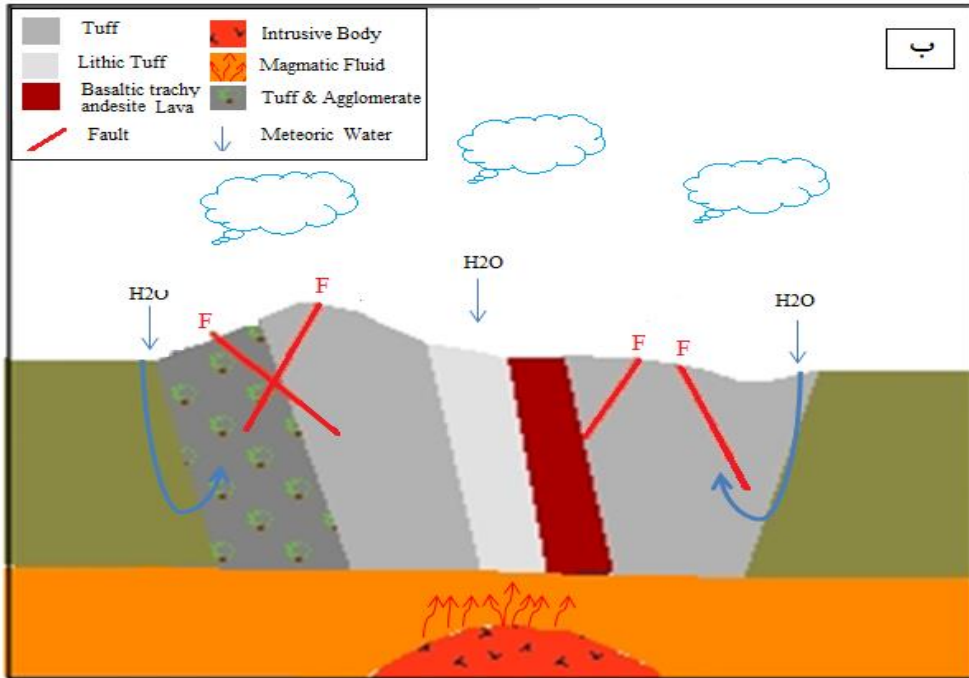
۷-۶- الگوی تشکیل کانسار

شکل ۷-۳، الف) ایجاد یک حوضه کششی همراه با فعالیت‌های آتشفشانی داخل حوضه و ته‌نشست توالی توف، آگلومرا، گدازه و ...

شکل ۷-۳، ب) چین خوردگی، گسل خوردگی، فرو رفتن آب‌های جوی، نفوذ توده‌های نفوذی و شروع چرخه هیدروترمالی.

شکل ۷-۳، ج) مدل نهایی کانزایی، کانی‌سازی در افق‌های مختلف دمایی و عمق.





شکل ۷-۳- مدل شماتیکی از تشکیل کانسار مس پارسین.

۷-۷- پیشنهادات اکتشافی و تحقیقاتی

- ۱- نتایج به دست آمده در این تحقیق با استفاده از اطلاعات سطحی و حداکثر عمق ۵۰ متری کانسار می- باشد. از این رو پیشنهاد می‌گردد جهت بررسی کیفیت و کمیت کانه‌زایی در اعماق تعدادی گمانه اکتشافی عمیق‌تر در بخش‌های کانه‌دار و مناطق مجاور آن حفر شود.
- ۲- با توجه به ارتباط کانه‌زایی با سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی به همراه دگرسانی‌های مرتبط با آن و همچنین ارتباط کانه‌زایی با گسل‌ها و شکستگی‌ها، پیشنهاد می‌شود پی‌جویی مس در مقیاس ناحیه‌ای با استفاده از تکنیک دورسنجی و ژئوفیزیک هوایی انجام پذیرد. روش IP نیز در ادامه می‌تواند در مساحت بزرگتر و با دقت بیشتر جهت تعیین شکل ماده معدنی در اعماق بیشتر راهگشا باشد.
- ۳- با توجه به اینکه کانه‌زایی در این مناطق بیشتر در امتداد گسل‌ها صورت گرفته است، برداشت گسل‌ها و شکستگی‌ها و همچنین تحلیل عملکرد سازوکار آنها می‌تواند راهنمای مفیدی در کشف مناطق امید بخش باشد.
- ۴- انجام آنالیزهای ایزوتوپی برای تعیین دقیق منشاء سیالات کانه‌ساز در کانسار مس پاریسیان پیشنهاد می- گردد.

منابع و مأخذ

آقاجانی مرسا س، امامی م. ه، لطفی م، قلی‌زاده ک. و قاسم‌سیانی م، (۱۳۹۵) " منشأ رگه‌های پلی‌متال اپی ترمال در منطقه نیکویییه (باختر قزوین) بر اساس مطالعات کانی‌شناسی، دگرسانی و میان‌بار سیال " **فصل‌نامه علوم زمین**، شماره ۹۹، دوره ۲۵، ص. ۱۵۷-۱۶۸.

آقنابتی س. ع، (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران" چاپ اول، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۶۰۸.

اسماعیلی زینلی م، کریم‌پور م ح و ملک‌زاده شفارودی آ، (۱۳۹۳) "سنگ‌نگاری، دگرسانی، کانی‌سازی و پیجویی‌های ژئوشیمیایی در منطقه‌ی شمال غرب ارغش نیشابور" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، شماره ۱، دوره ۲۲: ص ۶۳-۷۴.

اشراقی ص. ع. و جلالی ا، (۱۳۸۵)، " نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ معلمان" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

امام جمعه ا، راستاد ا، بوذری ف. و رشید نژاد عمران ن.ا، (۱۳۸۷) "معرفی سامانه واحد کانه‌زایی افشان - رگچه‌ای و رگه‌ای مس (سرب و روی) در محدوده معدنی چاه‌موسی - قله کفتران، بخش خاوری کمان ماگمایی طرود - چاه‌شیرین" **فصل‌نامه علوم زمین**، شماره ۷۰، دوره ۱۸، ص. ۱۱۳-۱۲۵.

امام جمعه ا، (۱۳۸۵)، پایان‌نامه ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و ژنز کانسار مس چاه‌موسی (شمال غرب طرود، استان سمنان)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.

امرایبی س، (۱۳۸۵) " بررسی‌های سنگ زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی، دگرسانی و مطالعه میان‌بارهای سیال در سامانه رگه‌ای طلا - مس‌دار محدوده اکتشافی کودکان، خراسان جنوبی " **مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته**، شماره ۱۹، ص ۳۷-۴۷.

پورشعبان ا، خاکزاد ا و ابراهیمی میمند، (۱۳۸۹) "مطالعه کانه‌نگاری و لیتوژئوشیمیای در کانسار مس رگه‌ای کلاته مهران سمنان"، فصلنامه علمی پژوهشی زمین و منابع واحد لاهیجان، سال سوم، شماره چهارم.

تاج‌الدین ح.ع، (۱۳۷۷)، پایان‌نامه ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و ژنز اثر معدنی طلای دارستان(جنوب دامغان)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.

تقی‌زاده قورولی س، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و الگوی تشکیل کانسار منگنز ذاکری، جنوب‌غرب سبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

جبارزاده ز، حسین‌زاده م.ا و فرامرزی(۱۳۹۵) "بررسی زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب(نادرخاکی) در کانی‌سازی رگه‌ای فلزات پایه منطقه یارالوجه، (شمال‌غرب اهر- آذربایجان شرقی)" فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۳۷، دوره ۱۰، ص.۶۱-۴۵.

جبارزاده ز، حسین‌زاده م.ا، مؤید م. و فرامرزی ر، (۱۳۹۴) "کانی‌شناسی و زمین‌شیمی دگرسانی‌های گرمابی در رخدادهای یارالوجه، (شمال‌غرب اهر- آذربایجان شرقی)" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، دوره ۲۳، ص. ۷۵-۸۶.

جعفریان ع، و ولی‌زاده م، (۱۳۶۸)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی پترولوژی قوس ولکانوپلوتیک رشته کوه کوه‌زر- طرود و مجموعه‌های کانه‌زایی وابسته"، دانشگاه تهران.

حسینی دینانی ه. و باقری ه، (۱۳۹۱) "تعیین مرکز تقریبی کانه‌سازی و شرایط نهشت مس- طلا با استفاده از مطالعات کانه‌نگاری و میانبارهای سیال در اندیس کالچوییه (جنوب‌غرب نائین) مجله پترولوژی، شماره ۹، دوره ۳، ص ۱۷-۳۶.

حسینی دینانی ه، باقری ه. و شمسی پور دهکردی ر، (۱۳۹۱) " مطالعات کانه‌سازی و زمین‌شیمی اندیس مس کالچویه (جنوب غرب نائین) " **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، شماره ۲، دوره ۴، ص ۲۵۶-۲۴۱.

حقیقی ا، علیرضایی س. و اشرف پور ا، (۱۳۹۲) " کانه‌زایی، دگرسانی و ویژگی‌های سیال کانه‌زا در کانسار فلزات پایه و گرانبه‌های چشمه‌حافظ، رشته‌کوه طرود- چاه‌شیرین، شمال ایران مرکزی " **فصل‌نامه علوم زمین**، شماره ۸۸، دوره ۲۲، ص. ۱۱۰.

خادمی م، (۱۳۸۶)، رساله دکتری: "ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌شناسی منطقه ترود"، دانشگاه شهید بهشتی.

خرم‌تاش ی، (۱۳۹۷)، پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نحوه تشکیل کانسار مس ساغری، جنوب شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

راستاد ا، تاج‌الدین ح.ع، رشیدنژاد عمران ن.ا. و باباخانی ع.ر، (۱۳۷۹) " خاستگاه و پتانسیل طلا (مس) در محدوده معدنی دارستان- باغو(جنوب دامغان) " **فصل‌نامه علوم زمین**، شماره ۳۶-۳۵، ص. ۷۹-۶۰.

راستاد ا، رشیدنژاد عمران ن.ا. و تاج‌الدین ح.ع، (۱۳۷۷) "زمین‌شیمی و عوامل کنترل مننده کانه‌سازی طلا- مس در اثر معدنی دارستان(جنوب دامغان)" دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، انجمن زمین‌شناسی ایران.

رشیدنژاد عمران ن، (۱۳۷۱)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانه-سازی طلا در منطقه باغو (جنوب دامغان)"، دانشگاه تربیت معلم.

سادات حسینی م، (۱۳۹۴)، "بررسی شرایط زمین‌شناسی و ساختاری منطقه طرود- معلمان در استان سمنان به منظور شناسایی کانیزایی مس"، نوزدهمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران نهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور.

سازمان جغرافیایی ارتش، (۱۳۵۴) "نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود" نقشه شماره NI40-1.

سلطانی ا، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس ابری، رهبری و چشمه مرضیه، شمال غرب درونه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

سیمونز و، (۱۳۹۳)، راهنمای عمل برای سیالات درگیر، انتشارات دانیال، تبریز.

شعمانیان اصفهانی، غ (۱۳۸۱)، رساله دکتری: "مطالعه دگرسانی گرمابی فلزات پایه و گرانبها در منطقه **معلمان**"، دانشگاه شهید بهشتی.

شهاب‌پور ج، (۱۳۹۰)، "زمین‌شناسی اقتصادی"، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان.

شهسوار ش، یزدی م، فودازی م. و گلزار ه، (۱۳۹۱) "کانی‌سازی مس و نقره در اندیس معدنی جارو، کرج" فصل‌نامه زمین‌شناسی محیط زیست، شماره ۱۸، دوره ۳، ص ۸۳-۹۵.

صالحی ز، فرامرزی ن.ا، مسعودی ف. و رضوی م.ح، (۱۳۹۳) "ویژگی‌های سیالات کانه‌سازمس، نقره و طلا جارو (جنوب غرب اشتهارد- کرج)" مجله ژئوشیمی، شماره ۲، دوره ۳، ص ۸۵-۹۲.

طالع ماسوله س، قربانی م، حکیمی آسیابر، س، (۱۳۸۹). "مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی کانسار مس چاه گله سمنان شمال غرب ترود" **فصلنامه علمی پژوهشی زمین و منابع واحد لاهیجان**، سال سوم، شماره اول

عبدالهی ا، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس و آهن رباعی، جنوب دامغان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

علیرضایی س، (۱۳۸۹) "زمین‌شناسی کانسارها" چاپ دوم، امیرکبیر، تهران، ص ۹۸۳.

قربانی م، (۱۳۸۱)، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران"، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، ص ۶۵۹.

قربانی م، (۱۳۸۶) " زمین شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران " چاپ اول، انتشارات آرین- زمین، ص ۴۹۲.

قربانی، ق، (۱۳۸۴)، رساله دکتری: "پترولوژی سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان، دانشگاه شهید بهشتی.

کریم‌پور م ح، سعادت س، (۱۳۸۹) "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی" چاپ چهارم، انتشارات مشهد.

کهنسال ر، (۱۳۷۷)، پایان نامه ارشد: "بررسی توده‌های نفوذی نیمه ژرف در محدوده ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال.

مر ف. و مدبری س، (۱۳۸۴) " کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی " چاپ اول، مرکز نشر دانشگاهی، تهران، ص ۴۵۲.

معین وزیری ح، احمدی ع، (۱۳۷۱)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، دانشگاه تربیت معلم.

مهبادی ر، (۱۳۹۷)، پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار مس آبگاره، جنوب دامغان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

مهرابی ب. و قاسم‌سیانی م، (۱۳۸۹) "کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار پلی‌متال چشمه‌حافظ، استان سمنان، ایران" **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، شماره ۱، دوره ۲: ص ۱-۲۰.

مهرابی ب، طالع‌فاضل، قاسم‌سیانی م. و اقبالی م.ع، (۱۳۹۳) " بررسی نحوه کانی‌سازی و تشکیل کانسار رگه-ای مس-طلا گلوچه (شمال زنجان) براساس شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمی و سیالات درگیر " **مجله علوم دانشگاه تهران**، شماره ۴، دوره ۳۵، ص ۱۸-۱۹۹.

مهرابی ب، قاسمی‌سیانی م. و طالع‌فاضل ۱، (۱۳۹۳) "بررسی سامانه کانه‌زایی فلزات پایه و گرانبها در محدوده‌های معدنی چشمه‌حافظ و چالو کمان ماگمایی طرود-چاه‌شیرین" **فصل‌نامه علوم زمین**، شماره ۹۳، دوره ۲۴، ص ۱۰۵-۱۱۸.

مهوری ر، شمسی پور ر، باقری ه، نقره‌ئیان م. و مکیزاده م.ع، (۱۳۸۸) "مطالعات کانی‌شناسی و سیالات درگیر در کانسار مس-طلا کالچویه، شرق اصفهان" **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، شماره ۱، دوره ۱، ص ۴۷-۵۵.

موسوی نقابی ا، (۱۳۸۸) پایان نامه ارشد: "بررسی کانی‌شناسی و ژنز معدن روی و سرب قله کفتران(شاهرود)" دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت معلم تهران.

ناهدی‌فر ا، (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس دیان(جنوب دامغان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

نجف‌زاده ع، خلیلی مبرهن ش، احمدیان ج، (۱۳۹۰) "زمین‌شناسی اقتصادی" انتشارات پیام نور، ص ۴۱۳.

هوشمندزاده ع، علوی نائینی م. وحقپور(۱۳۵۷) "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه طرود(از پرکامبرین تا عهد حاضر)" سازمان تحقیقات زمین‌شناسی و معدنی کشور، ص ۱۳۸.

یعقوب پور ع.م، (۱۳۸۷) "مطالعات کانی‌شناسی و میکروترموتری کانسار چاه فراخ سمنان(جنوب سمنان)" مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز.

Abdollah I.A., Said A.A. and Visona D.(1997) “ New geochemical and petrologic data on gabbro syenite between Harageysa and Berberia. Shikib (North Somalia)” **Journal of African earth Science**. 23,3, pp363-376.

Agangi A. and Reddy S.M.(2016) “Open- system behaviour of magmatic fluid phase and transport of copper in arc magmas at Krakatau and Batur volcanoes, Indonesia” **Journal of Volcano logy and Geothermal Research**, 327, pp 669-686.

Akaryalı E. and Tüysüz, N. (2013) “ The genesis of the slab window – related Arzular low-sulfidation epithermal gold mineralization (eastern Pontides, NE Turkey)” **Geoscience Frontiters**, 4(94), pp 409-421.

Aldanmaz A. and Mitchell J.G.(2000) “Petrogenetic evolution of late cenozoic, post- collision volcanism in western Anatolia, Turkey” **Journal of volcanology and Geothermal Research**, 102(1-2) pp.67-95.

Al-Hwaiti M. Zoheir B. Lehmann B. and Rabba I. (2010) “ Epithermal gold mineralization at Wadi Abu Khushayba, southwestern Jordan” **Ore Geology Reviews**, 38(1-2), pp 101-112.

Barnes H.L.(1997) “**Geochemistry of hydrothermal ore deposits**” (1). John Wiley & Sons.

Bates R.L Jackson., J. A. (1980) “**Glossary of geology. American Geological Institute**”, Falls church, Virginia, 751p.

Bazargani-Guilani K., Rabbani M. S. (2004) “Amygdaloidal and other cavity filling zeolites of Kuh-e-Aradeh, Central Iran”. **Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran**, 15(2), pp. 149-157.

Bornhorst T.J. and Barron R.J. (2011) “Copper deposits of the western Upper Peninsula of Michigan” **Geological Society of America Field Guide**, 24, pp 83-99.

Cabral A.R. and Beaudoin G. (2007) “Volcanic red-bed copper mineralisation related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre” **Quebec Appalachians**, Canada. *Mineralium Deposita*, 42(8), pp 901-912.

Chen Y.J. Pirajno F. Wu G. Qi J.P. and Xiong X.L. (2012) “Epithermal deposits in north Xinjiang, NW China” **International Journal of Earth Sciences**, 101(4), pp 889-917.

Cooke D.R and Simmons S.F. (2000), “Characteristics and genesis of epithermal gold deposits”. **Reviews in Economic Geology**, 13, pp.221-244.

Craig G.R. and Vaughan, P. (1994), “**Ore Microscopy and Ore Petrography**”. John Wiley and Sons, 434p. Institute, Falls Church, Virginia, pp**751**.

Craig J.R. and Vokes F.M., (1993), “The metamorphism of pyrite and pyritic ores” **an overview, Mineralogical Magazine**, 57, pp. 3-18.

- Esteban-Arispe I. Velasco F. Boyce A. J. Morales-Ruano S. Yusta, I. and Carrillo-Rosúa, J. (2016) “Unconventional non-magmatic sulfur source for the Mazarrón Zn–Pb–Cu–Ag–Fe epithermal deposit (SE Spain)” **Ore Geology Reviews**, 72, pp 1102-1115.

Fisher R.V.(1966) “Rocks composed of volcanic fragments” **Earth science Review**,1(4), pp.287-298.

Fard M. Rastad E. and Ghaderi M. (2006) “Epithermal gold and base metal mineralization at Gandy deposit, north of Central Iran and the role of rhyolitic intrusions” **Islamic Republic of Iran**, 17(4), pp 327-335.

Franceschelli M., Cruciani G., Puxeddu M., Utzeri D.(2003) “Pre-variscan metagabbro from NW Sardinia, Italy: evidence of an enriched asthenospheric mantle source for continental alkali basalts” **Geological Journal**, 38(2), pp.145-159.

Frost, B.R.(2014), “Essentials and igneous and metamorphic petrology” Cambridge university press.

Galley A.G., Hannington M.D., Jonasson I., (2007). "Volcanogenic massive sulphide deposits", **Journal of Mineral Deposits of Canada**, 5, 141-161.

Ghorbani M. (2013) “**The economic geology of Iran: mineral deposits and natural resources**” Springer Science and Business Media, pp. 569.

Gourgaud A., Vincent P.M. (2004) “Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad” **Journal of volcanology and geothermal research**, 129(4), pp.261-290.

Gupt A.K.(2007), “ **Petrology and genesis of igneous rocks**”, Naresa publishing Hous, pp.479.

Haas J.L. (1971) “The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure”. **Economic Geology**, 66(6), pp.940-946.

Haynes D. W., Cross K. C., Bills R. T., Reed M. H. (1995) “Olympic Dam ore genesis; a fluid-mixing model” **Economic Geology**, 90(2), pp. 281-307.

Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E.(2000) “Exploration for epithermal gold deposits” **Reviews in Economic Geology**, 13(2), pp.45-77.

Irvinen T.N.J and Baragar W.R.A.F. (1971) “A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks” **Canadian journal of earth sciences**, 8(5), pp.523-548.

Jahangiri A.(2007) “Post- collisional Miocene adakitic Volcanism in NW iran: Geochemical and geodynamic implications” **Journal of Asian Earth sciences**, 30(3), pp433-447.

Kawabata H. and Shuto, K (2005) “Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesites from the Setouchi volcanic belt, Japan: implications for Archean TTG formation” **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 140(4), pp.241-271.

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.

Kuno H. (1968) "Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. Bulletin Volcanologique" 32(1), pp.141-176.

Kuster D., Harms U,(1998). "post- collisional granitoids from the southern and northwestern parts of the late Neoprotozoic East African Orgogen", a review . **Lithos**, 45, pp177-195.

Kirkham R.V. (1996) "Volcanic redbed copper" **Geology of Canadian mineral deposit types**, pp 241-252.

Lanfranchini M. E. Etcheverry R.O. de Barrio R.E. and Hernández C.R. (2013) "Precious metal bearing epithermal deposits in western Patagonia (NE Lago Fontana region), Argentina" **Journal of South American Earth Sciences**, 43, pp 86-100.

Large R., Huston D., McGoldrick P., McArthur G., Ruxton P. (1988) "Gold distribution and Genesis in Paleozoic Volcanogenic massive sulphide systems, Eastern Australia". **Bicentennial Gold**, 88, pp. 121-126.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram" **Journal of petrology**, 27(3), pp.745-750

Lentz D.R. (1994) "Alteration and alteration processes Associated with oreforming system" **Geological Association of Canada Short Course Notes**, v.11.

Marshal D., (Lyn)Anglin C. D., and Mumin H. (2004) "**Ore Mineral Atlas**".107 Page, Translated by: Zarasvandi A, Shahid Chamran University of Ahvaze.

Martin Mortimer and Begon Michael (1986), "**A Unifued Study of Animals and Plants, 2nd Blackwell. A general textbook on population biology**", Population Ecology.

Mathur. S.M.(2010) "**Elements in geology**" pp164

Maynard J.B.(1983) "**Geochemistry of sedimentary ore deposits**" Springer Science & Business Media.

-Mehrabi B. Ghasemi S.M. and Tale F.E.(2015) “Structural control on epithermal mineralization in the Troude-chah shirin belt using point pattern and Fry analyses, north of Iran” **Geotectonics**, 49(4), pp 320-331.

Middlemost E. A. K. (1994) “**Naming materials in the magma / igneous rock system**”. Longman Group u. k, pp. 73 – 86.

-Miller J. D., McDonough P. J., Portillo H. Q. (1981) “**Electrochemistry in silver catalyzed ferric sulfate leaching of chalcopyrite. In Process and Fundamental Considerations of Selected Hydrometallurgical Systems**”. (Vol. 27), pp. 327. AIME New York.

Morata D., Aguirre L. (2003) “Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal range (29° 20′ – 30° S), Chile: Geochemistry and petrogenesis” **Journal of South American Earth Sciences**, 16(6), 459-474.

Muller D. and Groves D.I. (1993) “Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold – copper deposits” **Ore Geology Reviews**, 8(5), pp 384-406.

Nadeau O. (2011), “ **The Behaviour of Base Metals in Arc-type Magmatic-Hydrothermal Systems- Insights from Merapi Volcano, Indonesia**” McGill University (Canada), pp.195.

Nakamura N. (1974), “ **Determination of Re, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites**” *Geochimica et cosmochimica Acta*, 46(5-6), pp. 449-471.

Nelson, S.T, Montana A.(1992) “sieve- textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression”, **American mineralogy**, 77(11-12), pp 1242-1249.

Nesse W.D. (2000) “Introduction to mineralogy” **Oxford University Press**, pp.442.

Pearce J. A. (1983) “ **Role of the sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental margins**” .

Pearce J.A. (1996) “ A user’s guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic Rocks: applications for massive sulfide exploration” **Geological Association of Canada**, Short Course Notes, 12(79), pp113.

Pearce, J.A. and Cann, J.R.(1973) “Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses”. **Earth and Planetary Science Letters**, 19, pp290-300.

Peccerillo A. and Taylor S. R. (1976) “ Geochemistry of Eocene calc – alkaline volcanic Rocks from the Kastamonu area, northern Turkey” **Contributions to mineralogy and petrology**, 58(1), pp 63 - 81.

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.471-449.

Pirajno F. (2009) “Hydrothermal processes associated with meteorite impactsIn Hydrothermal Processes and Mineral Systems” **Springer Netherlands**. pp. 1097-1130.

Ramdohr P. (1980) “**The ore minerals and their intergrowths, 2nd edn**” Vol. 2, International Series in Earth Sciences , pp 1075.

Robb L.(2004), “**Introduction to Ore – Forming processes**” , Blackwell publishing, pp.386.

Roedder E. (1984) “Fluid inclusions” (Vol. 12, pp. 12-45). P. H. Ribbe (Ed.). Washington, DC: Mineralogical Society of America.

Rollinson H.R. (2014) “**Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation Routledge**”.

Rollinson H.R.,(1993) “**Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**” Longman, UK, 352 .

Rose A.W.(1976) “ The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red- bed copper and related deposits” **J. of. Economic Geology** ,71, pp.1036-1048.

Shamarian G. H, Hedenquist J.w, Hattori K.H, Hassanzadeh J.(2004)” Alborz Magmatic Arc, Semnan Province, Northern Iran” **Economic Geology**, Vol.99, pp 691-712.

Shcherbakov V.D. Plechov P.Y. Izbekov P.E. and Shipman J.S. (2011) “Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka” **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 162(1), pp 83-99.

Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M. (1985) “A practical guide to fluid inclusion studies” **Blackie**.

Siahcheshm K., Calagari A. A., Abedini A. (2014) “Hydrothermal evolution in the Maher-Abad porphyry Cu–Au deposit, SW Birjand, Eastern Iran: evidence from fluid inclusions” **Ore Geology Reviews**, 58, pp1-13.

Sillitoe R. H. (2005) “Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits” **Economic Geology**, 100, pp 723-768.

Sillitoe R. H., Perelló J. (2005). “Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery” **Economic Geology** 100th Anniversary Volume, pp. 845-890.

Sillitoe R.H. and Hedenquist J.W.(2003) “Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid composition, and epithermal precious metal deposits” Special publication- Society of Economic Geologists, 10, pp 315-343.

Simmons S.F. and Browne P.R.(2000) “Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments” **Economic Geology**, 95(5),pp 971-999.

Sun S. McDonough W.F. (1989) “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes, In: Sanders, A.D., Norry, M.J., (Eds.),

magmatism in the Oceans Basins” **Geological society of London Special Publication**, 42, pp. 313-345.

Szeliga W. and Michalik, M. (2003) “Contact metamorphism and hydrothermal alterations around andesite intrusion of the Jarmuta hill, Pieniny (Poland)” **Mineralia Slovaca**, 35, pp 31-35.

Tatsumi Y. and Takahashi T. (2006) “Operation of subduction factory and production of andesite”. **Journal of Mineralogical and Petrological Sciences**, 101(3), pp. 145-153.

Temel A. Gündoğdu M.N. and Gourgand A. (1998) “ Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey” **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 85(1), pp 327-354.

Thompson R.N.(1982) “Magmatism of the British Tertiary volcanic province Scottish” **Journal of Geology**, 18(1), pp 49-107.

Tucker M.E. (2009) “ Sedimentary petrology: an introduction to origin of sedimentary Rocks” **John Wiley and Sons**.

Valencia-Moreno M., Ruiz J., Barton M.D., Patchett P.J., Zürcher L., Hodkinson D.G., Roldán-Quintana J. (2001) “A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement” **Geological Society of America Bulletin**, 113(11), pp.1409-1422.

Wang Y. Zeng Q. Zhou L. Chu S. and Guo Y.(2016) “ The sources of ore-forming material in the low-sulfidation epithermal Wulaga gold deposit, NE China: Constraints from S, Pb isotopes and REE pattern” **Ore Geology Reviews**, 76, pp 140-151.

White N.C. and Hedenquist J.W.(1995) “Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration” **SEG newsletter**, 23(1),pp9-13.

Wilkinson J.J. (2001) “Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits”. **Lithos**, **55(1)**, pp.229-272.

Wilkinson j.j. (2001). “ Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits” **Lithos**, 55(1), pp 229-272.

Yilmaz H., Oyman T., Sonmez F.N., Arehart G.B., Billor Z. (2010) “Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespil Dere (Lapseki/Western Turkey)” **Ore Geology Reviews**, **37(3)**, pp.236-258.

Zhong J. Chen Y.J. Chen J. Qi J.P. Dai M.C. (2018) “Geology and fluid inclusion geochemistry of the Zinjinshan high- sulfidation epithermal Cu-Ag deposit, Fujian Province, SE China: Implication for deep exploration targeting” **Journal of Geochemical Exploration**, 184, pp49-65.

Zhong J. Chen Y.J. Qi J.p. Chen J. Dai M.C. and Li J. (2017) “Geology, fluid inclusion and stable isotope study of the Yueyang Ag-Au-Cu deposit, Zijinshan orefield, Fujian province, China” **Ore Geology Reviews**, 86, pp254-270.

پیوست

پیوست ۱ - جدول مقادیر غلظت اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی (به روش XRF).

sample	Rock Type	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	So ₃	CuO	MnO	L.O.I
M.G.21	Lava	52.69	16.86	8.76	1.92	7.99	0.41	1.02	2.61	4.01	0.14				3.61
M.V.T1.4	Tuff	50.94	16.85	6.86	3.63	7.35	0.27	0.46	2.23	6.19	<0.1				5.22
M.G.06	Lava	51.42	18.19	8.34	4.11	6.81	0.29	0.76	2.38	2.51	<0.1	<0.1			5.10
M.V.08	Tuff	56.25	18.95	4.41	1.69	5.16	0.24	0.56	1.31	1.31		<0.1	1.59		5.33
M.V.T1,19	Tuff	53.56	19.91	3.38	5.38	4.55	0.33	0.50	3.48	3.91	<0.1	<0.1			5.02
M.V.T6,25	Tuff	53.94	18.7	3.57	5.64	5.25	0.40	0.60	2.90	2.25	<0.1		0.58		6.07
M.V.T8.21	Tuff	61.21	18.06	0.99	1.02	4.31	0.18	0.48	3.89	3.19		<0.1	2.84		3.85
M.V.T4,2	Tuff	49.26	17.77	5.69	4.17	8.79	0.31	0.53	2.42	3.78	<0.1				7.29
M.V.T5,4	Tuff	57.88	18.06	2.45	3.03	6.82	0.42	0.55	3.45	4.22	<0.1				3.15
M.V.T7,2	Tuff	55	16.94	4.98	3.40	7.46	0.26	0.51	3.30	3.69	<0.1				4.48
M.G.02	Lava	51.22	16.15	8.36	3.63	6.62	0.36	0.92	6.1	0.8	0.12	0.1		<0.1	5.42

پیوست ۲- جدول مقادیر فراوانی عناصر فرعی و کمیاب به روش (ICP-MS) (ppm).

Sample	Rock Type	Sn	Sr	Tb	Th	Ti	Tm	Ta	Rb	Tl	Te	U	V	W	Y
M.G.21	Lava	6	829	0.75	13	6500	0.75	0.75	103	1	0.75	2	174	2	18
M.G.06	Lava	2.9	509	0.75	2	3900	0.75	0.75	16	0.75	0.75	0.75	131	0.75	20.02
M.V.T1.19	Tuff	1.5	294	0.75	1	1800	0.75	0.75	36	0.75	0.75	0.75	122	0.75	15.01
M.V.T8.21	Tuff	0.75	391	0.75	0.75	1500	0.75	0.75	37	0.75	0.75	0.75	180	0.75	8.3
M.V.T3.15	Tuff	1.8	121	0.75	0.75	2200	0.75	0.75	39	0.75	0.75	0.75	134	0.75	8.3
M.V.T8.22	Tuff	0.75	408	0.75	0.75	1700	0.75	0.75	13	0.75	0.75	0.75	121	0.75	12
M.G.02	Lava	0.75	707.5	0.75	5.93	4800	0.75	0.75	11.9 4	0.75	0.75	2.35	161. 9	1.7	13.05
Sample	Rock Type	Yb	Zn	Zr	Hg	Ho	In	K	La	Li	Lu	Mg	Mn	Mo	Na
M.G.21	Lava	3	78	210	0.75	0.75	0.75	34000	26	24	0.75	11000	880	2.6	33000
M.G.06	Lava	0.75	80	141	0.75	0.75	0.75	16000	24	36	0.75	16000	892	0.75	20000
M.V.T1.19	Tuff	0.75	114	98	0.75	0.75	0.75	24000	22	36	0.75	21000	511	0.75	27000
M.V.T8.21	Tuff	0.75	32	68	0.75	0.75	0.75	24000	8	9	0.75	0	159	0.75	24000
M.V.T3.15	Tuff	0.75	105	64	0.75	0.75	0.75	17000	6	36	0.75	14000	403	0.75	12000
M.V.T8.22	Tuff	0.75	65	68	0.75	0.75	0.75	23000	21	9	0.75	3000	494	0.75	31000
M.G.02	Lava	2.85	56.81	168	0.75	0.75	0.75	16900	14.5	30.8	0.75	28300	707. 9	2.51	37500
Smple	Rock Type	Nb	Nd	Ni	P	Pb	Pr	S	Sc	Sm	Cs	Cu	Ce	Co	Cr
M.G.21	Lava	13	30	5	1700	28	5	400	17	5	3	74	19	17	64

M.G.06	Lava	11	15	8	900	24	2	750	13	3.4	1.2	114	44	16	36
M.V.T1.19	Tuff	7	10	11	800	15	2	750	11	2.4	1.6	114	40	12	15
M.V.T8.21	Tuff	10	8	5	800	15	0.75	750	9	0.75	1.4	11810	16	6	28
M.V.T3.15	Tuff	7	10	9	1500	17	0.75	1700	10	0.75	2.1	31040	14	14	21
M.V.T8.22	Tuff	6	10	11	900	18	0.75	750	10	0.75	1	6710	13	13	13
M.G.02	Lava	37.32	16.32	22.6 3	1300	5.3	4.04	750	8.7	3.46	0.75	11.58	23.9 6	23.96	52.14
Sample	Rock Type	Dy	Eu	Er	Fe	Ga	Gd	Hf	Ag	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd
M.G.21	Lava	5	1	3	45000	19	3	6	0.75	11	693	2	0.75	52000	0.5
M.G.06	Lava	0.75	0.75	0.75	28000	11	2.8	3.2	0.75	5	617	1	0.75	38000	0.075
M.V.T1.19	Tuff	0.75	0.75	0.75	20000	9	2.3	2.4	0.75	5	668	1.1	0.75	15000	0.075
M.V.T8.21	Tuff	0.75	0.75	0.75	15000	7	1.7	1.6	3	8	718	1.1	0.75	4000	0.075
M.V.T3.15	Tuff	0.75	0.75	0.75	27000	11	2.3	1.8	4	8	367	1.6	0.75	3000	0.075
M.V.T8.22	Tuff	0.75	0.75	0.75	22000	10	2.2	1.1	8	6	580	0.8	0.75	1.6	0.075
M.G.02	Lava	3.17	1.01	2.01	42000	6.1	3.59	6.75	0.75	6.16	202. 8	0.4	0.75	74500	0.075

پیوست ۳- جدول نتایج مطالعات میکروترومتری سیالات درگیر بر روی نمونه کلسیت (T1.6 و T1.7) در کانسار پارسیان.

n	Size (µm)	Type	Origin	Te(C)	Tmic (C)	Wt % NaCl	Thv-1 (C)	Shape	Degree Of fill	Density (g/cm)	Host minerals
1	5				-0.5	0.88	129			0.946	
2	7				-4.5	7.17	85			1.018	
3	10				-4	6.45	90			1.010	
4	18				-4.8	7.59	112			1.003	
5	6				-4.1	6.59	146			0.969	
6	6				-5.1	8.68	130	مبتابارها به اشکال		0.997	
7	6				-5.6	8.68	119	چند وجهی نامنظم و		1.005	
8	22				-4.5	7.17	85	Negative crystal		1.018	
9	10	L+V	Primary	-21	-4.5	7.17	129	مشاهده می‌شوند.	0.85 to 0.9	0.987	Calcite
10	12				-4.1	6.59	115			0.994	
11	10				-1.5	2.57	112			0.970	
12	7				-5	7.86	110			1.006	
13	7				-4.5	7.17	145			0.974	
14	6				-4	6.45	143			0.971	
15	10				-4	6.45	104			1.001	
16	7				-5	7.87	133			0.989	
17	15				-4	6.45	100			1.003	
18	6				-4.5	7.17	136			0.982	
19	10				-5	7.86	108			1.008	
20	8				-4.8	7.59	109			1.005	
21	12				-4.5	7.17	134			0.983	

پیوست ۴- مقادیر آنالیز EMPA بر روی نمونه‌های کانسار مس پارسیان (واحد اندازه‌گیری براساس درصد/ وزن اتمی).

Point.No	1/1	2/1	3/1	4/1	5/1	6/1
SI	0	0	0	5/16	1/63	0/47
S	21/22	20/6	33/43	5/32	7/98	20/53
Ti	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0
Fe	0/04	0/15	0/12	0/16	0/09	1/7
Ni	0	0	0/12	0	0	0
Cu	79/03	79/28	65/76	29/81	32/33	77/85
Zn	0	0/1	0	0	0	0
Ag	0/51	0.38	0	0	0	0
Cd	0	0	0	0	0	0
Au	0	0	0	0	0	0
Total	100/8	100/52	99/43	40/45	42/03	100/56

Abstract

Parsian Copper deposit located in Semnan Province, 140 Km Southwest of Shahrood and part of a Torud - Chah Shirin volcanic- sedimentary belt that has facies in the northern edge Structural- sedimentary zones of Central Iran. Field and petrographical studies, deposit area, consist of Pyroclastic Rocks (Crystal Tuff, Lithic Tuff, breccia Tuff, Agglomerate Tuff) and contains less includes Basaltic trachy andesite Lava that indicate middle- upper Eocene and Conglomerate. The rocks are high-K, calc- alkaline in nature and are formed in a magmatic arc setting in a subduction zone. Mineralization in Parsian area occurred as veins along the fault planes in a Pyroclastic and Lava units. Fractures resulting from operation of faults in the rocks of the region have created a favorable location for the influence of solution and it is considered as the main controller of mineralization. According to the field observation and mineralogical studies, the mineralization in the region was carried out in two stages: hypogene (pyrite, chalcopyrite and chalcocite) and supergene (malachite, covellite and chrysocolla). The most important Alterations including: argillic, sericitic, carbonatic, chloritic, silicic and iron oxide. The most textures observed in the occurrence of mineralization include vein-veinlets, open space filling, replacement, Radial and disseminated. In chondrite and primitive mantle normalizing diagrams they have significant enrichment in LREE (K and Pb) and HFSE (Nb and Ti) which related to the subduction zone and crust composition is in magmatic processes. Geochemical studies indicate that copper has only relative correlation with silver. Since silver has not been found as an independent crystalline phase. Fluid inclusion data shows in the temperature range from 85 to 146 °C and salinity between 0.88 and 8.68 Wt% NaCl and minimum depth of 150 m. Most of the studied fluid inclusions are from liquid rich two phases (L + V) type. On the basis of the mentioned evidences, the principle deposition mechanism of ore minerals was mixing of two meteoric and magmatic fluids. Finally, regarding our research the petrography, structural control of mineralization, alteration type and its extension, simple mineralogy, geochemical, fluid inclusion properties of the study area and comparison with similar epithermal deposits indicate that the Parsian vein system is formed in a low-sulfidation epithermal environment.

Keywords:

Mineralogy, Cu (Ag), intermediate- sulfidation epithermal, Torud- chah shirin, Parsian



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Economic Geology

Mineralogy, geochemistry and genesis of Parsian copper deposit(northwest of Torod)

By:

Elham mahmoudi aghdam

Supervisor:

Dr. Farajollah Fardoost

Advisor:

Dr. Mehdi jafarzade

Januray 2019