





دانشکده: علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی
پایان نامه کارشناسی ارشد

کانی شناسی، زمین شیمی و الگوی پیدایش کانسارهای مس - نقره گرماب پایین
و اسبکشان، منطقه خارتوران، جنوب شرق شاهرود

مجید طاشی

استاد راهنما:

دکتر فردین موسیوند

استاد مشاور:

دکتر حبیب الله قاسمی

بهار ۱۳۹۴

تقدیم به

پدر و مادر مهربان و برادران عزیزم

و مردم خوب روستای کرماب پامین و اسبکشان

شاکرزاری

خدای را بسی شاکرم که از روی کرم پدر و مادری فداکار نصیبم ساخته تا در سایه درخت پر بار وجودشان بیاسایم و از ریشه آنها شاخ و برگ گیرم و از سایه وجودشان در راه کسب علم و دانش تلاش نمایم. والدینی که بودنشان تاج افتخاری است بر سرم و نامشان دلیلی است بر بودنم چرا که این دو وجود پس از پروردگار مایه هستی‌ام بوده‌اند.

یار ب‌دل مارا توبه رحمت جان ده بهر راه صبری درمان ده

این بنده چه داند که چه می‌باید جست دانه تویی هر آنچه دانی آن ده

در به نتیجه رسیدن این تحقیق، خود را مدیون زحمات و مساعدتهای عزیزان بسیاری میدانم که بی تردید، بدون همکاری و پشتیبانی ایشان، امکان بثمر رسیدن مطلوب آن وجود نمی‌داشت. لذا برخود لازم میدانم، زحماتشان را ارج نهاده و از همه آنها صمیمانه قدردانی و تشکر کنم.

❖ استاد راهنمای دلسوز و بزرگوارم، جناب آقای دکتر موسیوند، که بی‌شک راهنمایی‌های ارزنده، دانش و دلسوزی‌های ایشان سبب به انجام رسیدن این تحقیق شده است. این حقیر در این راه از دانش و راهنمایی‌های ایشان بهره بسیار برده‌ام. استادی که در بسیاری از جنبه‌ها از جمله علمی، اخلاقی، معنوی و اجتماعی، الگو و راهنمایم بودند.

❖ استاد مشاور بزرگوارم، جناب دکتر حبیب الله قاسمی، که با قبول زحمت مشاوره این تحقیق، در رفع نقایص و مشکلات علمی از هیچ کوششی فروگذار نکردند.

❖ جناب آقایان دکتر صادقیان، دکتر فردوست، دکتر علیپور، دکتر رضایی و خانم دکتر شیبی، استادانی مهربان و دلسوز که صبورانه و دلسوزانه در انجام این تحقیق از کمک‌های ارزشمند این بزرگواران بهره‌مند شده‌ام.

❖ دوستان عزیز و گرامی، آقایان بسطامی، وکیلی، عبداللهی، حسینی، کشکوئی، صادقی، باشام، هاشمی، رسول‌نژاد و بازارنوی و خانم‌ها باقرزاده، طائفی، مصدق، میلویش، برزگری، صالحی نسب و کرمی، بخاطر همکاری در طول مراحل تحقیق و همچنین بسیاری از عزیزانی که متأسفانه اینجا امکان تشکر از تک‌تک آنان مقدور نیست تشکر و قدردانی میکنم.

❖ همچنین جا دارد از شرکت زمین‌شناسی محکم‌کار و جناب آقای اسماعیلی (صاحب معدن گرماب پایین) بابت همکاری تشکر و قدردانی کنم.

این پژوهش با حمایت مالی سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران انجام شده است.

چکیده

کانسار مس- نقره گرماب پایین و کانسار کائولن اسبکشان در ۲۹۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین زیر پهنه سبزوار و در زون ایران مرکزی تشکیل شده‌اند. سنگ میزبان این ذخایر در کانسار گرماب پایین به طور اصلی تراکی آندزیت و آندزیت بازالت و به طور فرعی سیلتستون توفی بوده و در کانسار اسبکشان بیشتر گدازه آندزیتی و شیل است. کانه سازی سولفیدی در توالی میزبان در دو افق مختلف و به شکل لایه‌ای یا رگه‌ای رخ داده است؛ افق اول مربوط به کانسار گرماب پایین و بیشترین میزان مس را دارا می‌باشد و افق دوم نیز مربوط به کانسار اسبکشان است.

بر اساس ماهیت کانی‌شناسی اولیه و ثانویه و ساخت و بافت، می‌توان سه رخساره کانه‌دار را از هم متمایز نمود، که از پایین به بالا عبارت‌اند از:

الف) رخساره رگه-رگچه‌ای (استرینگر زون)، این رخساره شامل رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی و سولفیدی است، بافت رگه-رگچه‌ای و جانشینی سولفیدها سیمای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند. این رخساره از لحاظ کانی‌شناسی شامل کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و به مقدار کمتر مگنتیت است.

ب) رخساره کانسنگ توده‌ای، این رخساره بخش ضخیم و پر عیار کانسار را تشکیل داده و با ماهیتی تقریباً چینه‌کران تا چینه‌سان می‌باشد. کانی‌شناسی این رخساره شامل پیریت، کالکوپیریت، مارکاسیت و مگنتیت و بافت‌های آن شامل توده‌ای، جانشینی، رگه-رگچه‌ای و برشی است.

ج) رخساره کانسنگ لایه‌ای که دارای ضخامت کمتری نسبت به رخساره کانسنگ توده‌ای است و با سیمای لایه‌ای، نواری و لامینه و عیار پایین ماده معدنی قابل تشخیص است. این رخساره عموماً در سنگ میزبان سیلتستون توفی به‌خوبی مشاهده می‌شود. از ویژگی‌های شاخص این رخساره ساخت لامینه هم‌روند با لایه‌بندی سنگ میزبان و شکل هندسی چینه‌سان است. کانی‌شناسی این رخساره شامل پیریت بوده و بیشترین گسترش آن در بخش شرقی کانسار رخ داده است.

دگرسانی‌های عمده همراه با کانی‌سازی شامل، کلریتی شدن، سیلیسی شدن و آرژیلیتی شدن می‌باشد. البته دگرسانی‌های آرژیلیتی گسترش سطحی دارد. محیط تکتونیکی کانسار گرماب پایین و کانسار اسبکشان با توجه به بررسی‌های ژئوشیمیایی صورت گرفته، یک حوضه کششی پشت کمانی بوده است. مقادیر اکسیدهای اصلی، الگوی عناصر نادر خاکی و تغییرات عناصر کمیاب، نشانگر ماهیت کالک آلکالن سنگ‌های آتشفشانی توالی میزبان می‌باشد که دارای طیف ترکیبی از بازالت تا ریولیت است. عیار میانگین طلا و نقره مربوط به بخش چینه‌سان کانسار، به ترتیب ۰/۵ و ۹ گرم در تن اندازه‌گیری شده است. بالاترین عیار طلا و نقره هم به ترتیب ۱ و ۱۹ گرم در تن می‌باشد، بالاترین میزان مس در کانسار گرماب پایین ۱٪ می‌باشد و میانگین مس در کانسار ۰/۴ درصد است. همبستگی بالایی بین عناصر طلا، نقره و مس وجود دارد. همچنین انجام آنالیز الکترون مایکروپروب (EPMA) بر روی دگرسانی‌های کلریتی کمرپایین نشان می‌دهد تمامی این کلریت‌ها از نوع غنی از آهن می‌باشد.

مطالعه میکروترمومتری سیالات درگیر در کانسار گرماب پایین نشان می‌دهد که سیالات غالب در این کانسار، سیالاتی با دو فاز مایع و گاز (L-V) با شوری نسبتاً کم (۰/۶ تا ۳/۳۹ درصد وزنی نمک طعام) و دمای متوسط (۲۵۴ درجه سانتی گراد) می‌باشد.

با توجه به ویژگی‌های اساسی کانه‌زایی در منطقه گرماب پایین از جمله محیط تکتونیکی، سنگ دربرگیرنده، رخساره‌های کانه‌دار، شکل‌هندسی ماده معدنی، کانی‌شناسی، محتوای فلزی، منطقه بندی موجود در کانسار، دگرسانی و مقایسه آن‌ها با ویژگی‌های اساسی ذخایر مس با میزبان آتشفشانی - رسوبی، کانسارهای مس-نقره گرماب پایین و اسبکشان را می‌توان در رده کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد تیپ بشی، پلیتیک-مافیک (Besshi Type or pelitic mafic vms) طبقه‌بندی نمود.

واژگان کلیدی: توالی آتشفشانی -رسوبی، مس، سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد، کرتاسه پسین، گرماب پایین، اسبکشان، زیر پهنه سبزوار

مقالات مستخرج شده از این پایان نامه

۱- طاشی. م.، موسیوند. ف.، قاسمی. ح.، رخداد کانه زایی سولفید توده ای آتشفشان زاد مس گرماب پایین-جنوب شرق شاهرود، سی دومین همایش علوم زمین سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. تهران، ۲۷ تا ۳۰ بهمن ماه (۱۳۹۲).

۲- طاشی. م.، موسیوند. ف.، قاسمی. ح. ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی (REE) کانسار سولفید توده امس گرماب پایین، جنوب شرق شاهرود. ششمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران. ۲۲ تا ۲۳ شهریور ماه (۱۳۹۳).

۳- طاشی. م.، موسیوند. ف.، قاسمی. ح.، کانسار گرماب پایین: کانه زایی مس- نقره سولفید توده ای آتشفشان زاد سولفید توده ای آتشفشان زاد تیپ بشی (Besshi Type) در توالی آتشفشان- رسوبی کرتاسه پسین، جنوب شرق شاهرود. هجدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران (۱۳۹۳).

۴- طاشی. م.، موسیوند. ف.، قاسمی. ح.، کانه زایی مس- نقره سولفید توده ای آتشفشان زاد نوع بشی در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین: مثال موردی کانسار گرماب پایین، جنوب شرق شاهرود. مجله زمین شناسی اقتصادی ایران (۱۳۹۴).

5- Tashi, M., Mousivand, F., Ghasemi, H., 2014. Volcanogenic massive sulfide Cu-Ag mineralization in the Kharturan area, southeast of Shahrood, International Workshop on Tethyan Orogenesis and Metallogeny in Asia and Silk Road Higher Education Cooperation Forum, Wuhan, China, IWTOMA.

فهرست مطالب

فصل اول - کلیات

عنوان	صفحه
۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.....	۳
۳-۱- شرایط آب‌وهوایی و پوشش گیاهی.....	۴
۴-۱- وضعیت معیشتی.....	۵
۵-۱- زمین‌ریخت‌شناسی.....	۵
۶-۱- مطالعات انجام شده قبلی.....	۶
۷-۱- طرح مسئله و ضرورت هدف از مطالعه.....	۸
۸-۱- روش مطالعه.....	۹
۸-۱-۱- گردآوری اطلاعات و مطالعه منابع.....	۹
۸-۱-۲- مطالعات صحرایی.....	۹
۸-۱-۳- مطالعات آزمایشگاهی.....	۱۰
۸-۱-۴- مطالعات دفتری.....	۱۱
۸-۱-۵- تجزیه و تحلیل داده‌ها.....	۱۲
۹-۱- رده‌بندی کنسارهای مس.....	۱۲
۱۰-۱- فازهای کانی‌سازی مس در ایران.....	۱۳
۱۰-۱-۱- پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین.....	۱۳
۱۰-۱-۲- پالئوزوئیک.....	۱۳
۱۰-۱-۳- ژوراسیک - کرتاسه.....	۱۳
۱۰-۱-۴- کرتاسه - پالئوسن.....	۱۴
۱۰-۱-۵- ترشیاری.....	۱۴

۱۱-۱- تیپ‌های کانی زایی مس در ایران.....	۱۵
--	----

فصل دوم: زمین شناسی ناحیه‌ای

۱-۲- مقدمه.....	۱۸
۲-۲- ویژگی‌های ساختاری- زمین ساختی زیر پهنه سبزوار.....	۱۸
۳-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.....	۲۳
۱-۳-۲- کرتاسه پسین.....	۲۴
۲-۳-۲- واحد K_2^t : کرتاسه پسین.....	۲۷
۳-۳-۲- واحد K_2^{VS} : کرتاسه پسین.....	۲۷
۴-۳-۲- واحد K_2^{tb} : کرتاسه پسین.....	۲۸
۵-۳-۲- واحد K_2^{tb} : کرتاسه پسین.....	۲۹
۶-۳-۲- واحد $E_{e.m}^c$: کنگلومرای سخت شده، ائوسن زیرین- میانی.....	۳۰
۷-۳-۲- واحد $E_{e.m}^{ms}$: مارنهای سبز به همراه توف و ماسه‌سنگ، ائوسن میانی-بالایی.....	۳۱
۸-۳-۲- واحد PL^C : کنگلومرای صورتی و خاکستری‌رنگ پلیوسن.....	۳۲
۹-۳-۲- کواترنری.....	۳۳
۴-۲- توده‌های نفوذی.....	۳۴
۵-۲- تکتونیک و زمین‌شناسی ساختاری منطقه.....	۳۵
۱-۵-۲- سیستم چین‌خوردگی و کوهزایی منطقه.....	۳۶
۲-۵-۲- سیستم گسل خوردگی منطقه.....	۳۷

فصل سوم: زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه معدنی

۱-۳- مقدمه.....	۴۲
۲-۳- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه.....	۴۲
۱-۲-۳- واحد ۱: $(unit^1)$	۴۵
۱-۱-۲-۳- کریستال لیتیک توف، توف برشی.....	۴۵
۲-۱-۲-۳- توف نازک لایه.....	۴۷

۴۸.....	۳-۲-۲- واحد ۲: (unit^2)
۴۸.....	۳-۲-۲-۱- گدازه‌های تراکی آندزیت
۵۳.....	واحد گدازه‌های آندزیت در شمال شرق اسبکشان
۵۴.....	۳-۲-۲- واحد ویتریک کریستال توف سبزنگ
۵۵.....	۳-۲-۳- واحد ۳: (unit^3)
۵۸.....	۳-۲-۴- واحد ۴: (Unit^4)
۶۰.....	۳-۲-۵- واحد E_{em}^c
۶۳.....	۳-۲-۶- واحد mgr: میکروگرانو دیوریت و میکروگرانیت

فصل چهارم: کانه‌زایی و دگرسانی

۶۶.....	۴-۱- مقدمه
۶۶.....	۴-۲- رخداد کانه‌زایی در منطقه خارتوران، جنوب شرق شاهرود
۶۸.....	۴-۳- کانه‌زایی مس در توالی کرتاسه پسین در منطقه خارتوران (جنوب شرق شاهرود)
۷۰.....	۴-۴- ویژگی‌های کانی‌زایی مس در کانسار گرماب پایین و رخساره‌های کانه‌دار آن
۷۰.....	۴-۴-۱- شکل هندسی ماده معدنی
۷۰.....	۴-۴-۲- رخساره‌های کانه‌دار کانسنگ
۷۲.....	۴-۴-۱-۲- رخساره کانسنگ رگه- رگچه ای
۷۴.....	۴-۴-۲-۲- رخساره توده‌ای- نیمه توده‌ای
۷۷.....	۴-۴-۳- رخساره لایه‌ای
۷۹.....	۴-۴-۲-۴- رخساره اگزالیت
۸۰.....	۴-۴-۳- تغییرات قائم و جانبی رخساره‌های کانه دار (منطقه بندی کانیایی)
۸۰.....	۴-۵- بخش اکسیدان
۸۱.....	۴-۶- کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین
۸۴.....	۴-۷- کانه‌زایی سوپرژن مس (به صورت مالاکیت و کوپریت) در قسمت جنوبی کانسار گرماب پایین
۸۷.....	۴-۸- کانه‌زایی سولفیدی در کانسار کائولن اسبکشان

۹۱	 دگرسانی ۹-۴
۹۳	 دگرسانی کلریتی ۱-۹-۴
۹۵	 دگرسانی سیلیسی ۲-۹-۴
۹۶	 دگرسانی سریسیتی ۳-۹-۴
۹۶	 دگرسانی آرژلیک متوسط ۴-۹-۴
۹۷	 دگرسانی آلبیتی ۵-۹-۴
۹۸	 دگرسانی زنولیتی ۶-۹-۴

فصل پنجم: کانی‌شناسی، ساخت و بافت و پاراژنز کانه‌ها

۱۰۸	 مقدمه ۱-۵
۱۰۸	 کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی ۲-۵
۱۰۸	 کانی‌شناسی ۱-۲-۵
۱۰۹	 کانی‌های اولیه ۱-۱-۲-۵
۱۰۹	 پیریت ۱-۱-۱-۲-۵
۱۱۲	 کالکوپیریت ۲-۱-۱-۲-۵
۱۱۳	 مارکاسیت ۳-۱-۱-۲-۵
۱۱۴	 مس طبیعی ۴-۱-۱-۲-۵
۱۱۵	 مگنتیت ۵-۱-۱-۲-۵
۱۱۵	 کانی‌های ثانویه ۲-۱-۲-۵
۱۱۵	 ملاکیت ۱-۲-۱-۲-۵
۱۱۷	 کوپریت ۲-۲-۱-۲-۵
۱۱۸	 هماتیت ۳-۲-۱-۲-۵
۱۱۹	 کانی‌های باطله ۳-۱-۲-۵
۱۱۹	 کوارتز ۱-۳-۱-۲-۵
۱۲۰	 ساخت و بافت کانی‌های سولفیدی در کانسار مس گرماب پایین ۲-۲-۵
۱۲۱	 ساخت و بافت رگه - رگچه‌ای ۱-۲-۲-۵

۱۲۴	۵-۲-۲- ساخت توده‌ای-نیمه توده‌ای
۱۲۶	۵-۲-۳- ساخت و بافت لامینه و نواری
۱۲۷	۵-۲-۴- ساخت و بافت دانه پراکنده
۱۲۸	۵-۲-۵- ساخت و بافت برشی
۱۲۹	۵-۲-۶- بافت جانشینی
۱۳۲	۵-۲-۳- توالی پارازنتیک کانی‌ها
۱۳۳	۵-۲-۳-۱- مرحله ۱: فعالیت‌های آتشفشانی - برون‌دمی
۱۳۵	۵-۲-۳-۲- مرحله ۲: دیاژنز(دگرگونی تدفینی)
۱۳۵	۵-۲-۳-۳- مرحله ۳: پس از کانه‌زایی

فصل ششم: مطالعات ژئوشیمیایی و سیالات درگیر

۱۴۰	۶-۱- مقدمه
۱۴۸	۶-۲- ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین
۱۴۸	۶-۲-۱- تعیین سری ماگمایی و طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری
۱۵۱	۶-۳- تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین
۱۵۳	۶-۴- ژئوشیمیایی عناصر اصلی
۱۵۵	۶-۵- ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی
۱۵۶	۶-۵-۱- الگوی نمودارهای چند عنصری و REE در سنگ‌های آذرین و آذرآواری کم‌پایین ماده معدنی
۱۵۷	۶-۵-۲- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در ماده معدنی
۱۵۹	۶-۶- منطقه بندی شیمیایی جانبی در رخساره‌های سه گانه کانسار گرماب پایین
۱۶۲	۶-۷- میزان پراکندگی و ضریب همبستگی عناصر
۱۶۳	۶-۷-۱- ژئوشیمیایی عناصر طلا و نقره و فلزات پایه (Cu)
۱۶۴	۶-۷-۲- میزان پراکندگی و همبستگی فلزات پایه و عناصر طلا، نقره
۱۷۰	۶-۷-۳- توزیع، پراکندگی و همبستگی عنصر آرسنیک
۱۷۱	۶-۸- ژئوشیمیایی مس طبیعی در محدوده معدنی گرماب پایین
۱۷۲	۶-۸-۱- کانه‌زایی مس طبیعی

۱۷۳	۶-۸-۱-۱- کانسارهای تیپ کویناو یا میشیگان
۱۷۴	۶-۸-۲- کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین
۱۷۴	۶-۹-۱- شیمی کانی‌ها بر اساس روش الکترون میکروپروب (EPMA)
۱۷۴	۶-۹-۱- مقدمه
۱۷۵	۶-۹-۲- هدف و ضرورت انجام مطالعه
۱۷۶	۶-۹-۳- نتایج آنالیز EPMA
۱۸۱	۶-۱۰- ژئوشیمیایی کانه‌زایی مس به صورت ثانویه در قسمت جنوبی کانسار
۱۸۵	۶-۱۱- سیالات درگیر
۱۸۵	۶-۱۱-۱- مقدمه
۱۸۶	۶-۱۱-۲- نمونه‌برداری و آماده‌سازی نمونه‌ها
۱۸۷	۶-۱۱-۳- پتروگرافی سیالات درگیر
۱۸۸	۶-۱۱-۴- مطالعات دماسنجی سیالات درگیر

فصل هفتم: نتیجه‌گیری، الگوی تشکیل، تیپ کانه‌زایی و پیشنهادات اکتشافی

۱۹۲	۷-۱- مقدمه
۱۹۲	۷-۲- شواهد ژنتیکی حاصل از مطالعات انجام شده بر روی کانسار مس-نقره گرماب پایین و اسبکشان
۱۹۹	۷-۳-۱- کانسارهای مس سولفیدی توده‌ای آتشفشان‌زاد
۲۰۰	۷-۳-۲- نحوه تشکیل و مدل ژنتیکی کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد
۲۰۳	۷-۳-۳-۱- منشأ فلزات
۲۰۳	۷-۳-۳-۲- منشأ گوگرد
۲۰۴	۷-۳-۳-۳- منشأ سیالات
۲۰۴	۷-۳-۳-۴- چگونگی حمل و نهشت فلزات
۲۰۵	۷-۴- مدل ژنتیکی و شیوه تشکیل کانسار گرماب پایین و اسبکشان
۲۱۴	۷-۶- تیپ کانه‌زایی سولفید توده‌ای کانسار گرماب پایین
۲۱۴	۷-۷- تقسیم‌بندی نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد

- ۸-۷- معرفی تیپ و جایگاه کانسار مس-نقره گرماب پایین و کانسار اسبکشان بر اساس تقسیم‌بندی ترکیب توالی
چینه شناسی (FRANKLIN ET AL., 2005; FRANKLIN ET AL., 2013)..... ۲۱۵
- ۹-۷- مقایسه کانسار مس- نقره گرماب پایین و کانسار اسبکشان با کانسارهای سولفید توده‌ای تیپ پلیتیک مافیک
(تیپ بشی) ۲۱۹
- ۱-۹-۷- جایگاه تکتونیکی..... ۲۱۹
- ۲-۹-۷- سنگ میزبان و سنگ‌های همراه..... ۲۲۰
- ۳-۹-۷- شکل هندسی ماده معدنی..... ۲۲۱
- ۴-۹-۷- رخساره‌های کانه‌دار..... ۲۲۲
- ۵-۹-۷- کانی‌شناسی..... ۲۲۳
- ۶-۹-۷- ساخت و بافت و منطقه بندی..... ۲۲۳
- ۷-۹-۷- کانی‌شناسی دگرسانی سنگ میزبان..... ۲۲۴
- ۱۰-۷- توزیع زمانی و مکانی کانسارهای تیپ سولفید توده‌ای آتشفشان زاد سولفید توده‌ای آتشفشان زاد در ایران ۲۲۵
- ۱۱-۷- پیشنهادات اکتشافی و تحقیقاتی..... ۲۳۰

فهرست شکل‌ها

فصل اول

- شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده معدنی گرماب پایین و اسبکشان..... ۴
- شکل ۲-۱: نمایی از توپوگرافی منطقه که تپه‌ماهورها را توالی آتشفشانی- رسوبی..... ۶
- شکل ۳-۱: نمایی از آثار شدادی در کانسار گرماب پایین (دید به سمت جنوب)..... ۷
- شکل ۴-۱: نمودار دایره‌ای از منابع اصلی مس در جهان به همراه میزان کلی آن..... ۱۲
- شکل ۵-۱: نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (بر اساس آقانباتی، ۱۳۸۳ و Alavi, 1994) و موقعیت ذخایر..... ۱۶

فصل دوم

- شکل ۱-۲: جایگاه زیر پهنه سبزوار و خرده قاره ایران مرکزی (بر اساس آقانباتی، ۱۳۸۳ و Alavi, 1991)..... ۱۸

- شکل ۲-۲: موقعیت کانسار مس نوده و منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری سبزوار در ایران مرکزی)..... ۱۹
- شکل ۳-۲: توزیع و پراکندگی قطعات باقی مانده اقیانوس تتیس در طول پهنه همگرایی آلپ- هیمالیا..... ۲۱
- شکل ۴-۲: الف- شکل نمادین از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در کرتاسه پسین..... ۲۱
- شکل ۵-۲: نقشه زمین شناسی ساده شده زیر پهنه سبزوار، بر گرفته از نقشه های زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزوار..... ۲۳
- شکل ۶-۲: تصویر ماهواره Landsat⁷ از منطقه مورد مطالعه و موقعیت کانسار مس گرماب پایین،..... ۲۴
- شکل ۷-۲: ستون چینه شناسی ناحیه ای (بر گرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مری-اسبکشان)..... ۲۵
- شکل ۸-۲: طرحی نمادین از مقطع عرضی (D- D') تاقدیس توالی کرتاسه به همراه یال های شمالی و..... ۲۶
- شکل ۹-۲: الف- نمایی از واحدهای آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین و واحد کنگلومرای پلیوسن..... ۲۷
- شکل ۱۰-۲: نمایی از واحدهای آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین به همراه اگزالیتهای آهن و منگنز..... ۲۸
- شکل ۱۱-۲: نمایی از سنگ های آتشفشانی داسیتی واحد K_2^{lb} و آهک های گلوبوترونکانادار و کانه زایی منگنز..... ۲۹
- شکل ۱۲-۲: الف- نمایی از واحد k_2^{lb} در ناودیس کوه گرماب..... ۳۰
- شکل ۱۳-۲: نمایی از کنگلومرای $E_{e.m}^c$ ۳۱
- شکل ۱۴-۲: نمایی از مارن های سبزرنگ $E_{e.m}^{ms}$ ۳۲
- شکل ۱۵-۲: نمایی از واحد کنگلومرای صورتی و خاکستری پلیوسن (Plc)..... ۳۳
- شکل ۱۶-۲: الف- نمایی از کنگلومراهای صورتی و خاکستری..... ۳۳
- شکل ۱۷-۲: الف- نمایی از واحد میکروگرانودیوریت و میکروگرانیت- میکرو کوارتز مونزونیت (mgr)..... ۳۴
- شکل ۱۸-۲: طرحی نمادین از تاقدیس و ناودیس های منطقه گرماب - اسبکشان..... ۳۷
- شکل ۱۹-۲: نمایی از گسل های مهم منطقه مورد مطالعه و ارتباط کانی زایی با گسل ها..... ۳۸
- شکل ۲۰-۲: نیمرخ نمادین از عملکرد گسل های معکوس چشمه زاغ و اسبکشان..... ۳۹
- شکل ۲۱-۲: تصویر ماهواره های که محل قرارگیری کانسارهای مس گرماب پایین، کائولن اسبکشان و منگنز نخلک..... ۴۰

فصل سوم

- شکل ۱-۳: ستون چینه شناسی عمومی از واحدهای سنگی کرتاسه پسین در منطقه گرماب پایین و اسبکشان..... ۴۳
- شکل ۲-۳: نقشه زمین شناسی ساده شده ۱:۱۰۰۰۰۰ اسبکشان به همراه کانسارها و اندیس های معدنی در آن..... ۴۴
- شکل ۳-۳: نمایی از کریستال لیتیک توف و توف برشی که بر روی توف های نازک لایه قرار گرفته است..... ۴۶
- شکل ۴-۳: الف: تصویر میکروسکوپی از کریستال لیتیک توف، با بلورهای سانیدین (Snd) و کوارتز (Qtz)..... ۴۷

- شکل ۳-۵: نمایی از توف نازک لایه که در بالاترین قسمت واحد (K_2^I) قرار گرفته ۴۷
- شکل ۳-۶: تصویر میکروسکوپی از توفهای نازک لایه که همانند توفهای برشی و لیتیک کریستال توف ۴۸
- شکل ۳-۷: نمایی از نقشه زمین شناسی بزرگ مقیاس کانسار گرماب پایین به همراه چاههای حفاری ۴۹
- شکل ۳-۸: طرح نمادین از مقطع عرضی کانسار گرماب پایین و اندیس سلم رود ۴۹
- شکل ۳-۹: الف- نمایی از رخنمون واحد تراکی آندزیتی (افق اصلی کانه زایی مس در معدن گرماب پایین) ۵۰
- شکل ۳-۱۰: الف- نمونه دستی تراکی آندزیت های میزبان کانیزایی مس در کانسار گرماب پایین ۵۱
- شکل ۳-۱۱: عکس ماهواره‌ای (Flash Earth)، از معدن مس گرماب پایین ۵۲
- شکل ۳-۱۲: نمایی از رخنمون گدازه‌های آندزیتی با توپوگرافی خشن ۵۳
- شکل ۳-۱۳: نمایی از گدازه‌های آندزیت که شدیداً تحت تأثیر سیال قرار گرفته و دگرسانی کلریتی ایجاد شده ۵۴
- شکل ۳-۱۴: الف- نمایی از واحدهای توف سبز رنگ و آهک‌های پلاژیک که هم‌روند با هم قرار گرفته‌اند ۵۵
- شکل ۳-۱۵: طرحی نمادین از مقطع عرضی کانسار منگنز نخلک که کانه‌زایی منگنز در یال شمالی تاقدیس ۵۶
- شکل ۳-۱۶: نمایی از کانسار منگنز نخلک که کانه‌زایی در مراحل آخر ولکانیسم ۵۶
- شکل ۳-۱۷: الف- ب) تصویر نمونه دستی از واحدهای داسیتی نخلک ج- د) تصویر میکروسکوپی از داسیت ۵۷
- شکل ۳-۱۸: نمایی از آهک‌های نازک لایه پلاژیک که دارای مرز تدریجی با سنگ های آتشفشانی ۵۹
- شکل ۳-۱۹: نمایی از چرت‌های قرمز رنگ و آهک‌های پلاژیک ۵۹
- شکل ۳-۲۰: الف- تصویری از نمونه دستی آهک گلوبوترونکانادار، ۶۰
- شکل ۳-۲۱: نمایی از واحد E_{em}^c ، کنگلومرا و قطعات آندزیتی، به همراه کانی‌زایی مالاکیت و کوپریت ۶۱
- شکل ۳-۲۲: الف- نمونه دستی از کنگلومرا به همراه کانه‌زایی ثانویه مس (مالاکیت)، ۶۲
- شکل ۳-۲۳: الف- نمونه دستی از برش سنگهای آتشفشانی به همراه کانه‌زایی ثانویه رگچه‌های مالاکیت ۶۲
- شکل ۳-۲۴: الف- تصویر نمونه دستی از مونزوگرانیت ب، ج، د: تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازها ۶۳
- شکل ۳-۲۵: طرحی نمادین از تاقدیس شمال شرق اسبکشان که توده نفوذی میکروگرانیتی (mgr) ۶۴

فصل چهارم

- شکل ۴-۱: نمایی از نقشه زمین‌شناسی و موقعیت کانسارها و اندیس‌های مس و منگنز در منطقه خارتوران ۶۷
- شکل ۴-۲: ستون چینه‌شناسی عمومی از واحدهای سنگی کرتاسه پسین در منطقه ۶۹
- شکل ۴-۳: تصویری از آثار معدنکاری قدیمی که در امتداد روند واحدهای سنگی کانه‌دار صورت گرفته ۷۰

- شکل ۴-۴: طرحی نمادین از شکل هندسی و رخساره‌های کانه‌دار کانسار گرماب پایین..... ۷۱
- شکل ۵-۴: رخساره رگه-رگچه‌ای در کانسار گرماب پایین..... ۷۲
- شکل ۶-۴: زیر رخساره رگه-رگچه‌ای با پارائز کانیایی پیریت، کالکوپیریت..... ۷۳
- شکل ۷-۴: نمایی از بافت برشی در کانسار مس-نقره گرماب پایین..... ۷۳
- شکل ۸-۴: الف، ب، ج، د): نمونه دستی از بافت توده‌ای که غنی از پیریت است..... ۷۵
- شکل ۹-۴: الف) نمایی از ژپس‌های ثانویه، که به دلیل بالا بودن Fe محیط به رنگ قرمز در آمده‌اند..... ۷۵
- شکل ۱۰-۴: نمایی از مغزه حفاری AK5 به عمق ۲۵ متر..... ۷۷
- شکل ۱۱-۴: رخساره لایه‌ای و ساخت و بافت و کانی‌شناسی..... ۷۸
- شکل ۱۲-۴: رخساره اگزالیت، الف) نمایی از لایه‌بندی رخساره اگزالیت آهن و منگنز (دید به سمت شمال)..... ۷۹
- شکل ۱۳-۴: الف، ب) نمونه دستی از پهنه اکسیدان، ج) اکسید شدن پیریت به هیدروکسیدهای آهن..... ۸۱
- شکل ۱۴-۴: نمایی از مغزه‌های حفاری AK2,AK3، که بیشترین کانه‌زایی مس طبیعی در این دو مغزه بوده..... ۸۳
- شکل ۱۵-۴: کانه‌زایی مس طبیعی در سنگ میزبان آندزیت بازالت دگرسان شده کانسار گرماب پایین، الف-ج- نمونه دستی از بافت رگه-رگچه‌ای مس طبیعی، ب- نمونه دستی از بافت دانه پراکنده کانه‌زایی مس طبیعی..... ۸۴
- شکل ۱۶-۴: نمایی از کانه‌زایی در قسمت جنوبی کانسار در داخل برش‌های ولکانیکی و کنگلومراها..... ۸۵
- شکل ۱۷-۴: نمای از کانه‌زایی مس (مالاکیت) در قسمت جنوبی کانسار..... ۸۶
- شکل ۱۸-۴: الف-نمونه دستی از برش سنگ‌های آتشفشانی همراه با کانه‌زایی به صورت ثانویه (مالاکیت)،..... ۸۶
- شکل ۱۹-۴: توالی چینه‌شناسی کانسار گرماب پایین و اسبکشان و موقعیت افق‌های کانه‌زایی..... ۸۸
- شکل ۲۰-۴: نمای کلی از کانسار کائولن اسبکشان که در آن دگرسانی شدید آرژیلیتی دیده می‌شود..... ۸۹
- شکل ۲۱-۴: الف، ب) تصاویری از قسمت استرینگر (رگه -رگچه‌های سیلیسی - سولفیدی) و بافت برشی..... ۸۹
- شکل ۲۲-۴: الف، ب) نمونه دستی از لامینه‌های سیلیسی-سولفیدی در رخساره لایه‌ای کانسار اسبکشان..... ۹۰
- شکل ۲۳-۴: نقشه دگرسانی محدوده معدنی کانسار مس-نقره گرماب پایین،..... ۹۲
- شکل ۲۴-۴: نقشه دگرسانی محدوده معدنی کانسار اسبکشان..... ۹۳
- شکل ۲۵-۴: نمونه دستی از آندزیت‌های میزبان کانه‌زایی مس که دچار دگرسانی کلریتی غنی از آهن شده است..... ۹۴
- شکل ۲۶-۴: الف، ج) نمونه دستی از آندزیت‌های مس‌دار، همراه با دگرسانی کلریتی و کانی بیوتیت..... ۹۴
- شکل ۲۷-۴: تصاویری مربوط به دگرسانی سیلیسی و کلریتی پهنه استرینگر در کانسار مس گرماب پایین..... ۹۵

- شکل ۴-۲۸: الف، ج) نمایی از رخنمون و نمونه دستی دگرسانی شدید آرژیلیتی (کمبرالای کانسار گرماب پایین)، ۹۷...
 شکل ۴-۲۹: تصویر نمونه دستی از آندزیت بازالت حاوی کانه زایی مس طبیعی به همراه دگرسانی کلریتی..... ۹۹
 شکل ۴-۳۰: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده برای نمونه G17 کانسار گرماب پایین ۱۰۱
 شکل ۴-۳۱: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده برای نمونه G16، کانسار گرماب پایین ۱۰۲
 شکل ۴-۳۲: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده برای نمونه G15، کانسار گرماب پایین ۱۰۳
 شکل ۴-۳۳: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده برای نمونه G20، کانسار اسبکشان..... ۱۰۴
 شکل ۴-۳۴: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده برای نمونه G25، کانسار اسبکشان... ۱۰۵

فصل پنجم

- شکل ۵-۱: تصویر میکروسکوپی از بافت فرامبوئیدال در پیریت‌ها،..... ۱۱۰
 شکل ۵-۲: بافت الحاق سه گانه پیریت در بخش سیلیسی سولفیددار که در اثر تبلور مجدد حاصل شده است..... ۱۱۰
 شکل ۵-۳: تصویر میکروسکوپی از تشکیل پورفایروبلست های پیریتی..... ۱۱۱
 شکل ۵-۴: تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های دانه درشت با بافت‌های کاتاکلاستیکی ۱۱۲
 شکل ۵-۵: الف) تصویر میکروسکوپی از بافت اکسلوشن کالکوپیریت در پیریت،..... ۱۱۳
 شکل ۵-۶: تصویر میکروسکوپی از مارکاسیت‌های در حال تبدیل شدن به پیریت..... ۱۱۴
 شکل ۵-۷: نمونه دستی از مس‌های طبیعی، الف، ب، ج) تصویر نمونه دستی از مس‌های طبیعی با بافت رگچه‌ای... ۱۱۵
 شکل ۵-۸: الف) تصویر نمونه دستی از کنگلومرا میزبان مالاکیت با بافت شکافه پرکن، ۱۱۶
 شکل ۵-۹: تصویر میکروسکوپی از کوپریت، الف، ب) نمونه دستی از کانه‌زایی ثانویه مالاکیت و کوپریت..... ۱۱۸
 شکل ۵-۱۰: نمایی از رخساره توده‌های نیمه‌توده‌ای که تحت تاثیر اکسیداسیون، پیریت‌ها به هماتیت تبدیل شده... ۱۱۹
 شکل ۵-۱۱: الف) تصویر نمونه دستی از کوارتزهای نسل اول و دوم،..... ۱۲۰
 شکل ۵-۱۲: تصاویری از ساخت و بافت رگه- رگچه‌های در بخش استرینگر،..... ۱۲۲
 شکل ۵-۱۳: الف) تصویر نمونه دستی از ساخت رگه- رگچه‌ای بخش استرینگر، کوارتزهای نسل اول و دوم..... ۱۲۲
 شکل ۵-۱۴: الف، د) نمونه دستی از رخساره رگه-رگچه‌های سیلیسی- سولفیدی ۱۲۳
 شکل ۵-۱۵: نمایی از ساخت و بافت رخساره کانسنگ توده‌ای-نیمه‌توده‌ای،..... ۱۲۵
 شکل ۵-۱۶: تصاویری از رخساره کانسنگ لایه‌ای و ساخت و بافت لامینه‌ای..... ۱۲۷
 شکل ۵-۱۷: رخساره کانسنگ لایه ای و بافت دانه پراکنده آن،..... ۱۲۸

- شکل ۵-۱۸: تصاویری از ساخت و بافت برشی، الف، ب) نمونه دستی از بافت برشی ۱۲۹
- شکل ۵-۱۹: تصویر میکروسکوپی از بافت جانشینی حاشیه‌ای ۱۳۱
- شکل ۵-۲۰: تصویر میکروسکوپی از بافت جانشینی آتول ۱۳۱
- شکل ۵-۲۱: تصویر میکروسکوپی از بافت جانشینی مارتیتی شدن و جانشینی حاشیه‌ای ۱۳۲
- شکل ۵-۲۲: مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانی‌ها و ساخت و بافت مربوط به آن‌ها در کانسار گرماب پایین ۱۳۷

فصل ششم

- شکل ۶-۱: نمودار AFM و SiO_2 در برابر FeO/MgO ۱۴۹
- شکل ۶-۲: موقعیت نمونه سنگ‌های آتشفشانی کانسار گرماب پایین در نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti ۱۵۰
- شکل ۶-۳: نمودار TAS (Le Bas et al., 1986) ۱۵۰
- شکل ۶-۴: موقعیت نمونه‌های آتشفشانی گرماب پایین در نمودار دوتایی Zr در برابر Zr/Y ۱۵۱
- شکل ۶-۵: موقعیت نمونه‌های آتشفشانی گرماب پایین در نمودار Ti در برابر V از (Shervais, 1982) ۱۵۲
- شکل ۶-۶: موقعیت نمونه‌های آتشفشانی گرماب پایین در نمودار دو تایی Th/Nb در برابر Ce/Nb ۱۵۳
- شکل ۶-۷: روند عناصر در نمودار هارکر در نمونه‌های مورد مطالعه ۱۵۵
- شکل ۶-۸: نمودار عناصر فرعی و کمیاب در سنگ‌های آتشفشانی (تراکی آندزیت) توالی کانسار گرماب پایین ۱۵۷
- شکل ۶-۹: نمودار عناصر کمیاب و نادر خاکی در مواد معدنی سولفیدی کانسار گرماب پایین ۱۵۸
- شکل ۶-۱۰: مقایسه نمودار الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی در رخساره توده‌ای کانسار با سنگ‌های آتشفشانی ۱۵۸
- شکل ۶-۱۱: میزان تغییرات عناصر پایه (Cu, Pb, Zn)، طلا (Au)، نقره (Ag) و آرسنیک (As) در رخساره‌های ۱۶۱
- شکل ۶-۱۲: میزان تغییرات عناصر اصلی در رخساره‌های کانسنگ رگه-رگچه‌ای، توده‌ای و ۱۶۲
- شکل ۶-۱۳: قرارگیری نمونه‌های رخساره‌های رگه-رگچه‌ای و توده‌ای کانسار گرماب پایین در نمودار سه تایی ۱۶۵
- شکل ۶-۱۴: قرارگیری کانسار گرماب پایین در محدوده کانسارهای سولفید توده‌ای غنی از نقره ۱۶۶
- شکل ۶-۱۵: میزان طلا در رخساره‌های مختلف کانسار گرماب پایین و اسبکشان ۱۶۷
- شکل ۶-۱۶: میزان طلا و نقره در ۳ رخساره کانسار گرماب پایین ۱۶۸
- شکل ۶-۱۷: همبستگی مثبت و بالای طلا و نقره با مس در رخساره‌های مختلف کانسار گرماب پایین ۱۶۹
- شکل ۶-۱۸: همبستگی منفی روی با مس، سرب و نقره و همبستگی مثبت و بالای سرب با مس و نقره ۱۷۰
- شکل ۶-۱۹: همبستگی مثبت و بالای آرسنیک با طلا، نقره و مس در رخساره‌های مختلف کانسار گرماب پایین ۱۷۱

- شکل ۶-۲۰: نمودار پایداری برخی ترکیبات مس در سیستم. $Cu = 10-10, 298.15K, 105 Pa$ ۱۷۲
- شکل ۶-۲۱: تصویر از مقطع G-36 به همراه نقاط آنالیزی بر روی آن (جدول ۶-۱۴ و ۶-۱۵)..... ۱۷۷
- شکل ۶-۲۲: تصویر از مقطع Ak2-32 که آنالیز الکترون میکروپروب بر روی آن انجام شده است (جدول ۶-۱۶)..... ۱۷۸
- شکل ۶-۲۳: چارت پیشنهادی برای تقسیم‌بندی کلریت‌ها براساس میزان عناصر (Fe, Mg, Al)..... ۱۷۹
- شکل ۶-۲۴: تعیین ترکیب کلریت‌ها (Bailey, 1980) که موقعیت تمامی کلریت‌ها در تیپ ۲ و غنی از آهن..... ۱۸۱
- شکل ۶-۲۵: نمایی از چاه‌ها و تونل‌های استخراجی مس در قدیم که در راستای افق معدنی و..... ۱۸۲
- شکل ۶-۲۶: نمایی از رگه کانه‌دار مس (مالاکیت) به همراه اگزالیت‌ها و شیب این رگه..... ۱۸۳
- شکل ۶-۲۷: نمایی از چاهک حفاری (DH3) که کانه‌زایی به صورت نامتقارن در کمرباطین گسل تشکیل شده..... ۱۸۵
- شکل ۶-۲۸: الف- ب- ج) تصویری از رگه-رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی، جهت مطالعات سیالات درگیر..... ۱۸۶
- شکل ۶-۲۹: الف- سیالات درگیر دو فاز (LV) متشکل از فاز گاز (V) و مایع آبگین (L)..... ۱۸۸

فصل هفتم

- شکل ۷-۱: محل قرارگیری سیال نمونه کانسار گرماب پایین در نمودار درجه همگن‌سازی در مقابل شوری..... ۱۹۸
- شکل ۷-۲: موقعیت دما و شوری اندازه‌گیری شده نمونه‌های مربوط به رخساره استوک ورک در..... ۱۹۹
- شکل ۷-۳: مراحل مختلف تشکیل کانسارهای سولفید توده‌ای در کف دریاها (Franklin, 2013)..... ۲۰۲
- شکل ۷-۴: نحوه تشکیل کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد (Peter et al., 1999)..... ۲۰۲
- شکل ۷-۵: انحلال‌پذیری برای مس (Cu)، روی (Zn) و طلا (Au) در pH و درجه حرارت‌های مختلف..... ۲۰۵
- شکل ۷-۶: نمودار دما در برابر چگالی برای انواع محلول‌های گرمابی محتمل..... ۲۰۷
- شکل ۷-۷: دو مدل تشکیل سولفیدهای کف دریا..... ۲۱۰
- شکل ۷-۸: نحوه تشکیل کانسار مس گرماب پایین..... ۲۱۲
- شکل ۷-۹: بازسازی حوضه آتشفشانی-رسوبی منطقه گرماب پایین و اسبکشان و..... ۲۱۳
- شکل ۷-۱۰: ستون چینه‌شناسی تیپ‌های مختلف کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد..... ۲۱۵
- شکل ۷-۱۱: الف- جایگاه‌های تکتونیکی (پشت کمائی و میان اقیانوسی) تشکیل کانسارهای تیپ پلیتیک مافیک..... ۲۱۹
- شکل ۷-۱۲: شکل هندسی ماده معدنی در کانسارهای تیپ بشی به شکل‌های استراتیفرم و تابولار نازک لایه..... ۲۲۱
- شکل ۷-۱۳: شکل نمادین از رخساره‌های رگه-رگچه‌ای، توده‌ای، لایه‌ای و اگزالیت‌ها در کانسار گرماب پایین..... ۲۲۲
- شکل ۷-۱۴: الف- نقشه منطقه بندی کانسنگ سولفیدی در بخش شمالی کانسار Windy Cragy..... ۲۲۵

شکل ۷-۱۵: موقعیت نهشته‌های شناخته‌شده VMS ایران در نقشه پهنه‌های ساختاری مختلف..... ۲۲۷

شکل ۷-۱۶: الف- نمودار فراوانی تیپ‌های مختلف کانسارهای سولفید توده‌ای ایران در زمان‌های مختلف..... ۲۳۰

فهرست جداول

جدول ۴-۱: کانسارها و اندیس‌های مس و منگنز منطقه خارتوران (جنوب شرق شاهرود)..... ۶۸

جدول ۴-۲: مشخصات و نتایج نمونه‌های آنالیز شده به روش XRD از کانسار گرماب پایین و اسبکشان..... ۱۰۰

جدول ۶-۱: مشخصات نمونه‌های آنالیز شده در شرکت تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو)..... ۱۴۱

جدول ۶-۲: نتایج آنالیز XRF برای نمونه‌های برداشت شده از رخساره‌های مختلف کانسار گرماب پایین..... ۱۴۲

جدول ۶-۳: داده‌های آنالیز ICP-OES برای رخساره‌های استرینگر و توده‌ای کانسار گرماب پایین..... ۱۴۲

جدول ۶-۴: داده‌های آنالیز ICP-OES برای رخساره‌های لایه‌ای و اگزالیت کانسار گرماب پایین و..... ۱۴۳

جدول ۶-۵: مشخصات نمونه‌های آنالیز شده در آزمایشگاه Acme کانادا..... ۱۴۳

جدول ۶-۶: داده‌های آنالیز ICP-MS برای سنگ‌های آتشفشانی‌های کانسار گرماب پایین..... ۱۴۴

جدول ۶-۷: داده‌های آنالیز ICP-MS برای سنگ‌های آتشفشانی‌های کانسار گرماب پایین..... ۱۴۴

جدول ۶-۸: داده‌های آنالیز ICP-MS برای رخساره استرینگر کانسار گرماب پایین..... ۱۴۵

جدول ۶-۹: داده‌های آنالیز ICP-MS برای رخساره توده‌ای کانسار گرماب پایین..... ۱۴۶

جدول ۶-۱۰: داده‌های آنالیز ICP-MS برای رخساره اگزالیت..... ۱۴۷

جدول ۶-۱۱: ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی رخساره‌های سه گانه کانسار مس گرماب پایین..... ۱۶۰

جدول ۶-۱۲: میزان طلا در رخساره‌های مختلف کانسار گرماب پایین و اسبکشان (با استفاده از آنالیز AAS)..... ۱۶۷

جدول ۶-۱۳: میزان طلا در ۳ رخساره مختلف کانسار گرماب پایین (به روش آنالیز ICP-MS)..... ۱۶۷

جدول ۶-۱۴: راهنمای علائم اختصاری و نشانه‌های روی اشکال..... ۱۷۶

جدول ۶-۱۵: نتایج آنالیز EPMA بر روی کانی‌های غیر قابل‌شناسایی مقطع G-36..... ۱۷۷

جدول ۶-۱۶: نتایج آنالیز EPMA برای مقطع Ak2-32 (تمامی عناصر بر حسب ppm میباشد)..... ۱۷۸

جدول ۶-۱۷: نتایج آنالیز EPMA برای مقطع Ak2-67 (واحد اندازه‌گیری به درصد % می‌باشد)..... ۱۸۰

جدول ۶-۱۸: داده‌های آنالیز ICP-MS برای نمونه‌های برداشت‌شده از تونل قدیمی (DHM)..... ۱۸۲

جدول ۶-۱۹: داده‌های آنالیز ICP-MS برای نمونه‌های برداشت‌شده از تونل قدیمی (DH1)..... ۱۸۳

جدول ۶-۲۰: داده‌های آنالیز ICP-MS برای نمونه‌های برداشت‌شده از تونل قدیمی (DH2)..... ۱۸۴

جدول ۶-۲۱: داده‌های آنالیز ICP-MS برای نمونه‌های برداشت‌شده از تونل قدیمی (DH3) ۱۸۴

جدول ۷-۱: مقایسه کانسار مس گرماب پایین با تیپ‌های مختلف کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد ۲۱۸

جدول ۷-۲: مقایسه کانسارهای سولفید توده‌ای تیپ بشی در ایران ۲۲۹

فصل اول

کلیات

۱- کلیات

۱-۱- مقدمه

منابع طبیعی و ذخایر معدنی، از مهم‌ترین زیر ساختارهای اقتصادی و صنعتی هر جامعه‌ای به شمار می‌روند. در میان ذخایر معدنی، مس در شمار نخستین فلزاتی است که توسط انسان شناخته و به کار گرفته شده است. مس، عنصری است که در صنعت به عنوان فلزی پایه کاربردهای بسیار گسترده‌ای دارد. در گذشته، تولید مس از رگه‌های مس خالص و یا کانسنگ‌های با عیار بالاتر، عمدتاً به روش‌های حرارتی صورت می‌گرفت

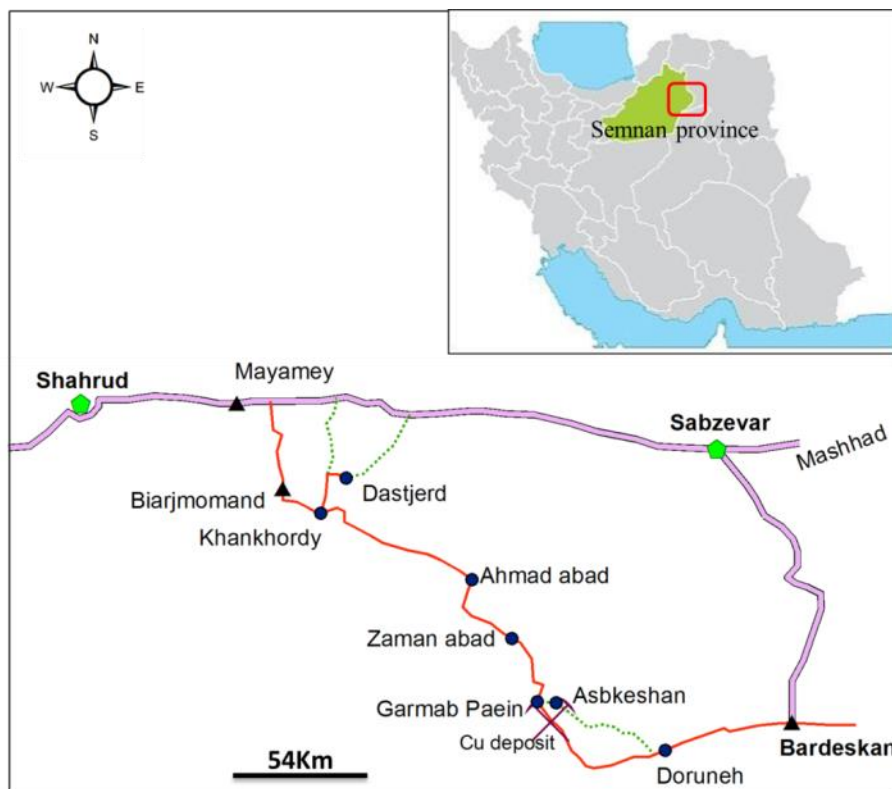
از دیدگاه زمین ساختی، کشور ایران در سیستم کوهزایی آلپ- هیمالیا (آلی) واقع شده است. از نظر کانی سازی مس، نوار عظیم مس که از شمال غرب از بخش شرقی صربستان آغاز می‌شود بعد از گذشتن از ترکیه وارد ایران شده و از جنوب شرقی وارد افغانستان و پاکستان می‌شود. در این نوار فعالیت‌های ماگمایی و انتشار سنگ‌های بازیک و اولترابازیک، مجموعه آتشفشانی - رسوبی و فعالیت‌های آذرین همزمان و همراه با کوهزایی آلی به صورت یک گزینه شاخص عمل کرده است. کانسارهای مس، بیشتر در محدوده سنگ‌های آتشفشانی به سن ترشیاری رخ داده است (قربانی، ۱۳۸۶).

در ادامه با توجه به اهمیت زیاد و مصرف روز این فلز استراتژیک، نیاز به اکتشاف ذخایر جدید از تیپ‌های شناخته‌شده و همچنین تیپ‌های ناشناخته و گزارش نشده مس در کشور بیش از پیش احساس می‌شود. در این راستا، مطالعه کانسار و آثار معدنی مس در توالی آتشفشانی-رسوبی جنوب شرق شاهرود در استان سمنان و در زیر پهنه سبزوار، هم از لحاظ علمی و هم از نظر اکتشافی می‌تواند حائز اهمیت باشد. زیرا شناخت ویژگی‌های تشکیل و عوامل کنترل‌کننده تمرکز و اقتصادی شدن این نوع از کانسارها می‌تواند به عنوان الگو در اکتشاف ذخایر مشابه در این پهنه و در سایر گستره‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ایران، مورد استفاده قرار گیرد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

کانسار مس گرماب پایین و کائولن اسبکشان، در شمال شرق کشور، در فاصله ۲۹۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود و در ۱۵۶ کیلومتری جنوب بیارجمند واقع شده است. راه اصلی دسترسی به کانسار گرماب، جاده آسفalte شاهرود- بیارجمند- احمد آباد- زمان آباد است که پس از طی ۴۰ کیلومتر جاده آسفalte از زمان آباد به سمت جنوب شرق و رسیدن به روستای گرماب پایین، می‌توان به محل کانسار گرماب که در فاصله ۵۰۰ متری شرق روستا در نزدیکی کلانتری قرار دارد رسید (شکل ۱-۱).

کانسار کائولن اسبکشان هم در ۱/۵ کیلومتری شمال شرق معدن گرماب و در ۵۰۰ متری روستای اسبکشان واقع شده است. همچنین، کانسار منگنز نخلک که در ۱۵ کیلومتری جنوب غرب روستای گرماب پایین واقع شده است، بعد از عبور از روستای سلم رود و طی حدود ۴۵ کیلومتر جاده خاکی و عبور از آغل‌های جبار، آغل نخلک به کانسار منگنز نخلک که در مرز سنگ آهک‌های کرتاسه و سنگ های آتشفشانی کرتاسه واقع شده است، می‌رسیم. بخشی از کانسار کائولن اسبکشان و کانسار منگنز نخلک در محدوده پارک ملی خارتوران قرار دارند که به دلیل پناهگاه حیات وحش، بهره داری از این کانسارها غیرممکن است.



شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده معدنی گرماب پایین و اسبکشان.

۱-۳- شرایط آب‌وهوایی و پوشش گیاهی

شرایط آب و هوایی این منطقه به دلیل جای داشتن در همسایگی کویر ایران مرکزی، از نوع کویری و خشک است. شرایط کویری و گسترش ناهم‌هنگ بلندی‌ها نسبت به دشت، شرایط اقلیمی سخت و طاقت فرسایی در این ناحیه حاکم کرده است، به گونه‌ای که شاهد تابستان‌های بسیار گرم و طولانی و زمستان‌های سرد و طاقت‌فرسا، هستیم. بررسی آماری شرایط آب‌وهوا در گذر چند سال گذشته، معادل با بیشینه مراکز هواشناسی مستقر در منطقه، نشانگر این است که بیشینه مطلق دمای هوا ۴۱ درجه سانتی‌گراد و کمینه دما به ۹/۵- درجه سانتی‌گراد می‌رسد. میانگین کل اندازه بارندگی ۱۱۰/۳ میلی‌متر و بیشینه روزانه بارندگی ۲۲ میلی‌متر است (اداره هواشناسی شاهرود). منابع محدود تأمین‌کننده آب کشاورزی و آشامیدنی منطقه از قنات‌ها، چاه‌ها و چشمه‌ها است. رودخانه‌های این ناحیه، فصلی و خشک هستند.

۱-۴- وضعیت معیشتی

به دلیل آب‌وهوای خشک منطقه، پایین بودن میزان بارندگی سالیانه و منع کشاورزی از سوی محیط‌زیست، کشاورزی رونق ناچیزی دارد و محدود به پیرامون چند روستای منطقه است. با این حال، پرورش گوسفند، بز و شتر رواج بیشتری دارد. همچنین به دلیل کاهش بارندگی‌ها در سال‌های گذشته، نبود واحدهای صنعتی و غیرفعال بودن معادن، درصد بیکاری جوانان بالا بوده و باعث هجوم افراد به سمت شهرها شده که پیامدهایی همچون خالی شدن روستاها از سکنه را به دنبال داشته است.

۱-۵- زمین‌ریخت‌شناسی

رخنمون‌های سنگی منحصر به انواع رسوبی و آتشفشانی هستند. سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالایی، به دلیل سخت و فرسا بودن، کوه‌هایی بلند و سر به فلک کشیده را تشکیل داده‌اند. در دامنه اغلب آن‌ها، گسله‌های معکوس افراستگی آن‌ها را تشدید کرده‌اند. با این حال، در بخش‌های دیگر، به دلیل نرم و فرسایشی بودن، کم ارتفاع و تپه ماهورهایی با روند شمال شرق- جنوب غرب هستند. رخنمون‌های آهکی و سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی عمده ستیغ‌های مرتفع را تشکیل می‌دهد (شکل ۱-۲). بلندترین نقطه ارتفاعی در بخش‌های شمال شرق روستای درازآب مربوط به قله کوه بزی با ارتفاع ۲۰۶۰ متر گزارش شده است. ارتفاع در محل رخنمون ماده معدنی ۱۲۵۱ متر از سطح دریا است (گزارش اکتشافی شرکت محکم کار، ۱۳۸۶).



شکل ۱-۲: نمایی از توپوگرافی منطقه که تپه‌ماهورها را توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن و ستیغ‌ها را سنگ آهک‌های کرتاسه تشکیل می‌دهد (دید به سمت شمال غرب).

۱-۶- مطالعات انجام‌شده قبلی

فعالیت معدن کاری قدیمی

فعالیت‌های معدنی در رابطه با کانی سازی مس در منطقه گرماب پایین و اطراف آن، به صورت فعالیت‌های قدیمی و آثار شدادی در چندین نقطه از گستره توالی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان کانی زایی، به صورت حفر ترانشه و چاه و چاهک با عمق محدود قابل مشاهده است. یکی از این چاهک‌های استخراجی قدیمی، حدود ۵ متر عمق داشته و در کف آن تونل‌های دنباله‌رو ماده معدنی حفر شده است. به نظر می‌رسد استخراج ماده معدنی به روش کند و آکند صورت گرفته است (شکل ۱-۳). سرباره‌های ذوب، در فاصله چند کیلومتری از کانسار به طور فراوان دیده می‌شود که در بعضی از این سرباره‌ها وجود مس خالص را می‌توان مشاهده کرد (شکل ۱-۳).

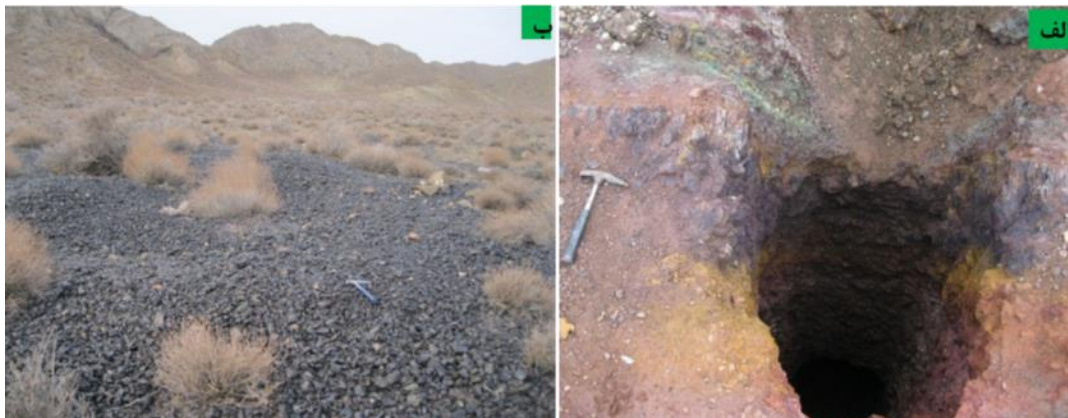
به طور کلی، به دلیل قرار گرفتن محدوده مورد مطالعه در منطقه حفاظت‌شده خارتوران، مطالعات زمین‌شناسی بر روی این ناحیه بسیار محدود است. مهم‌ترین مطالعات صورت گرفته در منطقه شامل:

- کهنسال و همکاران (۱۳۸۶)، به تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مری- اسبکشان زیر نظر سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور اقدام کرده اند.

- شرکت زمین شناسی محکم کار (۱۳۸۶)، در قالب طرح اکتشافی کانسار در ابتدا اکتشاف چکشی و تهیه نقشه زمین‌شناسی و توپوگرافی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ و انجام حفاری‌هایی بر روی قسمت کمرباطین کانسار و همچنین در سال ۱۳۹۰، یک سری مطالعات مگنتومتری در کانسار گرماب انجام داد و نتیجه آن مشخص کردن نقاط آنومالی در معدن بود است.

- اکرمیان (۱۳۸۹)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد، زمین‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین کرتاسه منطقه زمان‌آباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود) را مورد مطالعه قرار داده است.

- مغفوری (۱۳۹۰)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد، زمین‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی مس در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار با تأکید بر کانسار نوده، واقع در (۵۱ کیلومتری شمال شرق کانسار گرماب) را مورد مطالعه قرار داده و این کانسار را یک سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد تیپ بشی در حوضه کمانی سبزوار دانسته است.



شکل ۳-۱: الف- نمایی از آثار شدادی در کانسار گرماب پایین (دید به سمت جنوب)، ب- سرباره‌های ذوب قدیمی در اطراف کانسار.

۷-۱- طرح مسئله و ضرورت هدف از مطالعه

محدوده مورد مطالعه در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مری-اسبکشان (کهنسال، ۱۳۸۶)، در زیر زیر پهنه سبزوار، از پهنه ایران مرکزی و در داخل توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین رخ داده است. این توالی آتشفشانی-رسوبی، گسترش زیادی در منطقه دارد. که گسترش سرباره‌های ذوب قدیمی همراه با آثار کانه‌زائی مس، نقره و منگنز در اطراف روستای گرماب و اسبکشان، نشانه سابقه و رونق معدن کاری در این منطقه از قدیم‌الایام است.

نظر به اینکه در رابطه با این کنسارها و اندیس‌های معدنی، هیچ‌گونه مطالعه‌ای از نظر کانی‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت و بافت و همچنین چگونگی تشکیل و ژنز صورت نگرفته است، لذا به نظر می‌رسد بررسی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، ژئوشیمی و ارائه مدل تشکیل برای این ذخایر بتواند به‌عنوان الگو و راهنما در شناسایی و اکتشاف ذخایر مشابه از این نوع در منطقه مؤثر باشد. بنابراین اهداف موردنظر این پژوهش عبارت‌اند از:

- بررسی شکل هندسی پیکره معدنی و تشخیص رخساره‌های کانه‌دار
- بررسی کانی‌شناسی، ساخت و بافت و توالی پاراژنتیک کانی‌ها در کنسارهای گرماب پایین و اسبکشان
- بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و ژئوشیمی کنسار گرماب پایین و اسبکشان
- ارائه الگوی تشکیل و کنترل‌کننده‌های اصلی کانه‌زایی در منطقه گرماب پایین
- بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و تشخیص تیپ کانه‌زایی کنسارهای مس-نقره گرماب پایین و اسبکشان
- تعیین محیط زمین ساختی تشکیل کنسارهای منطقه گرماب

- بررسی مناطق دگرسانی و منطقه‌بندی آن‌ها

- ارائه کلیدهای اکتشافی جهت پی‌جویی کانه‌زایی‌های مشابه احتمالی در مقیاس ناحیه‌ای

۸-۱- روش مطالعه

انجام این تحقیق طی چند مرحله صورت گرفته است:

۱-۸-۱- گردآوری اطلاعات و مطالعه منابع

- تهیه و مطالعه کتب و مقالات در زمینه موضوع پایان‌نامه و منطقه

- گردآوری نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی (۱:۲۰۰۰۰) و تصاویر ماهواره‌ای و نیز بررسی

کلیه گزارش‌ها و مقالاتی که به نحوی در ارتباط با منطقه مورد مطالعه و نواحی اطراف و نیز کانه‌زایی

مشابه در جهان هستند.

- برنامه‌ریزی برای انجام مطالعات صحرایی

- برقراری ارتباط با زمین‌شناسان داخلی و خارجی جهت تهیه منابع به روز

۱-۸-۲- مطالعات صحرایی

مطالعات صحرایی در ۱۱ نوبت و در ۲۶ روز به شرح زیر صورت گرفته است:

- بازدیدهای مقدماتی به منظور آشنایی با محدوده مورد مطالعه و انطباق اطلاعات موجود با مشاهدات

صحرایی

- انجام نمونه برداری سیستماتیک از رخساره‌های مختلف کانسار و مغزه‌های حفاری

- تهیه نقشه زمین‌شناسی - معدنی و دگرسانی بزرگ مقیاس از کانسار گرماب پایین و اسبکشان

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

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

- مطالعه شکل هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس‌های محلی، رخنمون و نمونه دستی
- بررسی ارتباط احتمالی کانه‌زایی‌ها با پدیده‌های ساختاری مثل گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها
- تهیه مقاطع چینه شناسی و لیتوژئوشیمیایی در جهت عمود بر روند لایه‌بندی به‌منظور
- تعیین جایگاه احتمالی افق‌های کانه دار در منطقه و برداشت نمونه‌های لازم به‌منظور مطالعات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، سیالات درگیر و مطالعات ایزوتوپی پایدار
- بررسی دقیق افق‌های کانه‌دار، شکل هندسی پیکره‌های معدنی و انواع مواد معدنی و پهنه‌های دگرسانی مربوط در مقیاس‌های رخنمون و نمونه دستی
- انجام مطالعات بر روی پنج چاه حفاری‌شده در معدن گرماب پایین و شناسایی افق‌های مس دار
- بازبینی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مری- اسبکشان (کهنسال، ۱۳۸۶).
- بازدید نهایی از منطقه به‌منظور کنترل نتایج و اطلاعات به‌دست آمده.

۱-۸-۳- مطالعات آزمایشگاهی

- پس از نمونه برداری از منطقه معدنی گرماب با توجه به اهداف مطالعه، بر روی ۱۵۰ عدد از نمونه‌های برداشت‌شده، مطالعات مختلف به شرح زیر انجام گرفت:
- تهیه ۱۹ مقطع نازک از نمونه‌های سنگی مختلف و انجام مطالعات پتروگرافی
- تهیه ۴۰ مقطع نازک- صیقلی از نمونه‌ها و انجام مطالعات کانی‌شناسی، بافت و پاراژنز کانه‌ها
- تهیه ۴ مقطع دو بر صیقلی از رگه‌های سیلیسی- سولفیدی برای مطالعات میکروترومتری سیالات درگیر
- تجزیه ۱۲ نمونه به روش فلوئورسانس اشعه ایکس^۱ (XRF)، به‌منظور تعیین میزان عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های موجود در منطقه

¹ X-ray fluorescence

- تجزیه ۲۱ نمونه به روش طیف سنج نوری جفت پلاسمای القا شده^۱ (ICP-OES)
- تجزیه ۵ نمونه به روش پراش اشعه ایکس^۲ (XRD) به منظور مطالعه کانی‌شناسی بخش‌های دگرسان شده اطراف مناطق کانه دار
- آنالیز ۴ نمونه برای سنجش عنصر طلا به روش جذب اتمی^۳ (AAS)
- آنالیز ۳ نمونه به روش کمی- نقطه‌ای با دستگاه الکترون میکروپروب (EPMA)
- تمامی این آنالیزها با حمایت سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (IMIDRO) در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران انجام شده است.
- آنالیز ۱۸ نمونه به منظور تعیین عناصر کمیاب^۴ و عناصر نادر خاکی به روش طیف سنج جرمی جفت پلاسمای القا شده^۵ (ICP-MS) توسط شرکت محکم کار در آزمایشگاه Acme کانادا
- به موازات کارهای یاد شده در بالا، تحقیقات کتابخانه‌ای و کاوش‌های اینترنتی جهت تجزیه و تحلیل اطلاعات و تلفیق آن‌ها برای تدوین پایان‌نامه انجام گرفته است.

۱-۸-۴- مطالعات دفتری

- مطالعه پایان‌نامه‌ها، رساله‌ها، مقالات و کتب مرتبط با موضوع تحقیق.
- ترسیم نقشه‌ها با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS
- تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از تجزیه نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی مانند، Global Mapper, Surfer, Iqpet and Minpet,
- پردازش، تجزیه و تحلیل و تلفیق داده‌های حاصل از بررسی‌های صحرایی، مطالعات مقاطع میکروسکوپی، داده‌های ژئوشیمیایی
- تلفیق داده‌های یاد شده با داده‌های حاصل از مطالعه مقالات و کتب مربوط به منظور ارائه مدل کانه

¹ Inductively coupled plasma optical emission spectroscopy

² X-Ray Diffraction

³ Atomic absorption spectroscopy

⁴ Elements Trace

⁵ Inductively coupled plasma mass spectrometry

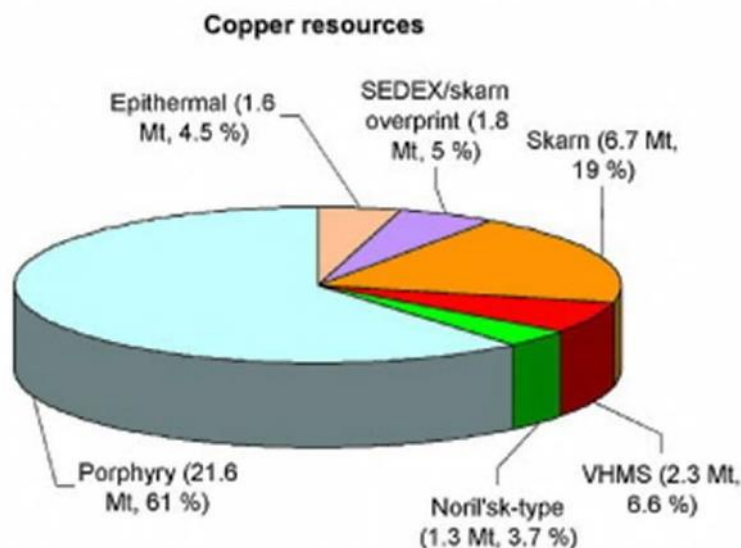
سازی در منطقه و نیز مقایسه این کانه‌زایی با نهشته‌های مشابه در جهان

۱-۸-۵- تجزیه و تحلیل داده‌ها

نتایج حاصل از مراحل قبلی با استفاده از کتاب‌های مرجع، مقالات و نیز استفاده از نرم‌افزارهای کامپیوتری، دسته‌بندی، پردازش و تلفیق شده و در نگارش پایان‌نامه مورد استفاده قرار گرفته است.

۱-۹- رده‌بندی کانسارهای مس

(Kesler (1994). کانسارهای مس را بر اساس خصوصیات ژنتیکی آن‌ها به ۵ گروه اصلی تقسیم کرده است که شامل، کانسارهای مس ماگمایی-گرمابی، مس سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد^۱، مس ماگمایی، مس با میزبان رسوبی و مس تیپ کوبیناوی (تیپ مانتو^۲ یا آتشفشانی-لایه سرخ^۳). از نظر تناژ، بالاترین میزان مس در جهان مربوط به کانسارهای نوع پورفیری است. کانسارهای سولفید توده‌ای بعد از اسکارن مس در رتبه سوم جهان قرار دارند (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱: نمودار دایره‌ای از منابع اصلی مس در جهان به همراه میزان کلی آن.

¹ Volcanic massive sulfide

² Manto type

³ Volcanic Red-Bed

۱-۱۰-۱- فازهای کانی سازی مس در ایران

در ایران، آثار و نشانه‌های معدنی مس را از پروتروزوئیک پسین تا پلیوسن می‌توان ردیابی کرد، اما بیشتر ذخایر مس در ترشیاری و به‌ویژه الیگومیوسن تشکیل شده‌اند (قربانی، ۱۳۸۱)، به طور کلی، فازهای کانی سازی مس ایران به شرح زیر است: (شکل ۱-۵).

۱-۱۰-۱-۱- پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین

در این برهه زمانی، هیچ کانسار مسی در ایران شناخته نشده است، ولی چند اثر معدنی [مانند کانی سازی مس، سرب، روی، نقره و کبالت به همراه سنگ های آهنی و دولومیتی در نواحی خونگاه (کوه دنا) و ده معدن (اردل)]، در سنگ‌های کامبرین پیشین دیده شده که از نظر اقتصادی، اهمیت ندارند. اصولاً سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی - آتشفشانی و همچنین سنگ‌های دگرگونی که دارای منشأ آذرین هستند (مانند سنگ‌های ناحیه تکاب، انارک، بافق و ...)، فراوانی کمی از مس نشان می‌دهند، در صورتی که همین سنگ‌ها در نواحی یادشده، بی‌هنجاری قابل توجهی از سرب و روی دارند. در ماسه سنگ‌های سازند زاگون به سن کامبرین میانی نیز آثار خفیفی از کانه‌زائی مس رسوبی در پهنه البرز مشاهده شده است (قربانی، ۱۳۸۱).

۱-۱۰-۲- پالئوزوئیک

همراه با برخی از سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک پسین مانند سری تکنار که منشأ آذرین یا آذرآواری دارند، آثار و شواهدی از مس شناخته شده است (Malekzadeh et al., 2005).

۱-۱۰-۳- ژوراسیک - کرتاسه

نشانه‌های متعدد مس در سنگ‌های رسوبی - تخریبی ژوراسیک - کرتاسه در ناحیه وسیعی از جنوب راور (کانسار مس رسوبی مارکشه) تا شمال طبس به چشم می‌خورد (مهدوی و همکاران، ۱۳۸۶ و مهدوی و همکاران ۱۳۸۷). همچنین در این دوره، کانسار سولفید توده‌ای مس جیان در منطقه بوانات قابل ذکر است (موسیوند و همکاران، ۱۳۸۲، Mousivand et al, 2007).

۱-۱۰-۴ - کرتاسه - پالئوسن

همراه با مجموعه‌های افیولیتی کرتاسه- پالئوسن، شواهدی از ذخایر سولفید توده‌ای در ایران شناخته شده است. نمونه وار می‌توان به نشانه‌های معدنی مس در ناحیه حاجی‌آباد بندرعباس و کانسار مس شیخ عالی در جنوب شرق بافت اشاره کرد (منظمی، ۱۳۷۷). همچنین در این دوره، کانسار مس نوده در جنوب غرب سبزوار (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۰) و کانسار مس گرماب پایین در جنوب شرق شاهرود قابل ذکر است (طاشی و همکاران، ۱۳۹۳).

۱-۱۰-۵ - ترشیاری

بیشتر ذخایر مس ایران در ترشیاری تشکیل شده‌اند. این ذخایر وابستگی تنگاتنگی با سنگ‌های ماگمایی ترشیاری دارند. فازهای ماگمایی و کانی‌سازی مهم ترشیاری عبارت‌اند از:

الف- ائوسن میانی

در این فاز، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی مطرح هستند و همان گونه که گفته شد، این سنگ‌ها معمولاً دارای زمینه بالایی از مس هستند و از سویی، تعدادی از کانسارها و نشانه‌های معدنی مس در آن‌ها جای دارند.

ب- ائوسن پسین - الیگوسن پیشین

بیشتر توده‌های نفوذی گرانیته - گرانودیوریتی هستند و بیشتر تشکیل ذخایر مس رگه‌ای را داده‌اند.

ج- الیگوسن پسین - میوسن پیشین:

دارای سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی است. اوج دوباره سنگ‌های آتشفشانی پس از ائوسن میانی در این زمان بوده است و موجب تشکیل پاره‌ای از ذخایر مس پورفیری و رگه‌ای، در این دوره شده است.

ج- میوسن پسین - پلیوسن:

ماگماتیسیم این زمان بیشتر شامل توده‌های نفوذی کوچک کم‌ژرفا است و وابستگی ذخایر مس پورفیری با این توده‌های نفوذی کم‌ژرفا، به درستی شناخته نشده است، اما تصور می‌رود که بیشتر ذخایر مس پورفیری به این توده‌ها وابسته باشند.

۱۱-۱- تیپ‌های کانی‌زایی مس در ایران

مهم‌ترین کانسارهای مس شناخته شده در ایران شامل:

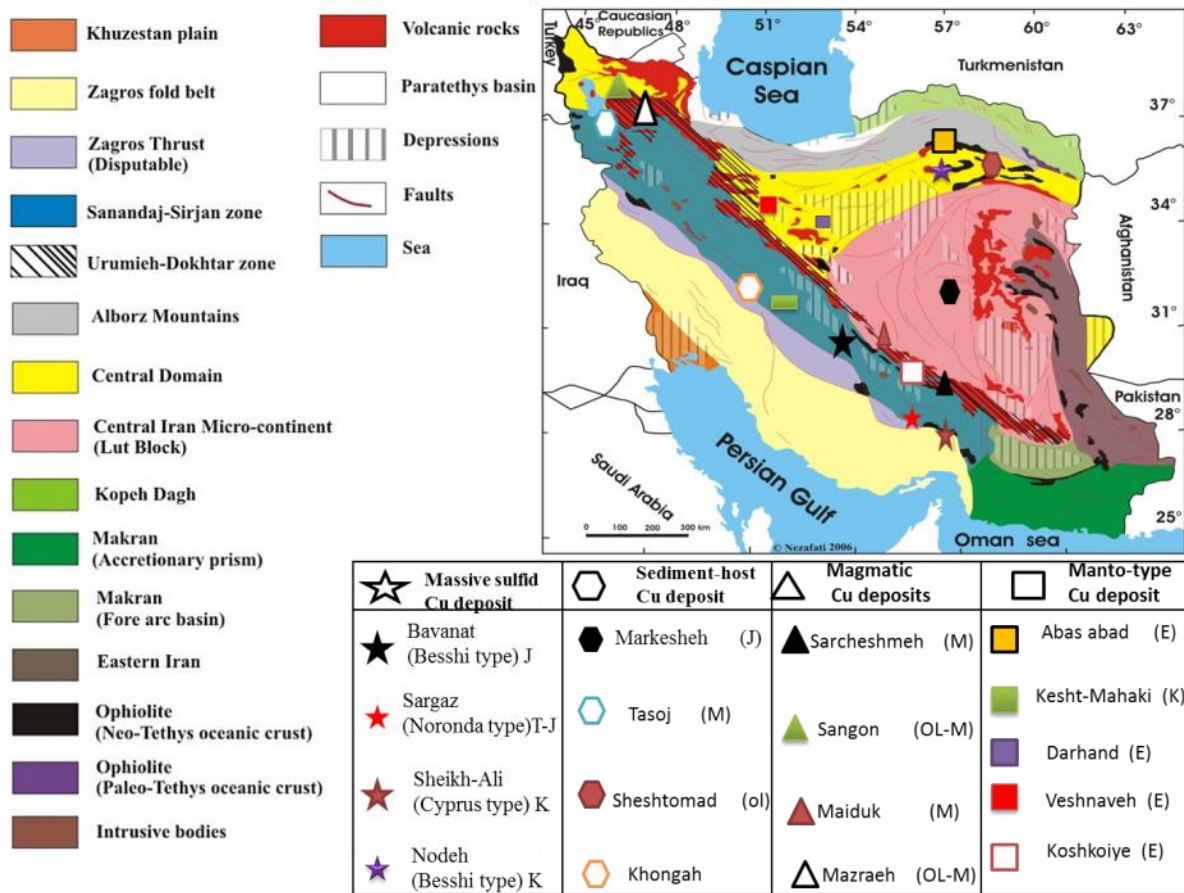
۱- کانسارهای پورفیری، مانند سرچشمه و سونگون که شهرت جهانی دارند (Shahabpour et al., 1987; Shafiei et al., 2009) شکل ۱-۵.

۲- کانسارهای گروه سولفید توده‌ای، مانند چاه گز، بوانات، مس نوده و مس شیخ عالی. (موسیوند، ۱۳۸۹؛ موسیوند، ۱۳۸۱؛ مغفوری، ۱۳۹۰ و منظمی و همکاران، ۱۳۷۷) شکل ۱-۵.

۳- کانسارهای گروه مانتو (سنگ‌های آتشفشانی- لایه سرخ یا کویناوی)، همچون مس عباس‌آباد و چغندر سر (Khadem, 1964)، بعلاوه کانسارکشت محکی واقع در پهنه سنندج- سیرجان به سن کرتاسه (بویری و همکاران، ۱۳۸۹).

۴- کانسارهای مس با میزبان رسوبی، کانسار مس مارکشه (مهدوی و همکاران، ۱۳۸۷)، کانسارهای مس شمال تربت‌حیدریه (سپهری‌راد، ۱۳۸۸) و کانسار مس تسوج (تقی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۶) هستند (شکل ۱-۵).

تنها گروه کانسار مس که در ایران تاکنون شناسایی نشده است، کانسارهای مس ماگمایی است.



شکل ۵-۱: نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (بر اساس آقاباتی، ۱۳۸۳ و Alavi, 1991) و موقعیت ذخایر تیپ‌های مختلف مس و گستره زمانی آن‌ها در ایران. تریاس (T)، ژوراسیک (J)، کرتاسه (K)، ائوسن (E)، الیگوس (OL)، میوسن (M).

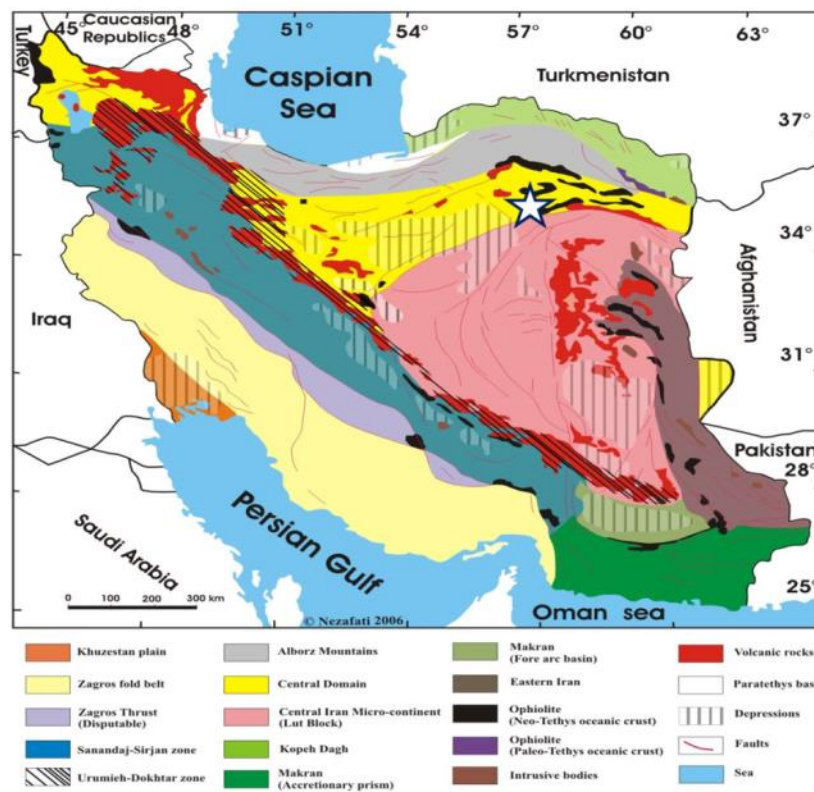
فصل دوم

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

۲- فصل دوم، زمین شناسی ناحیه‌ای

۲-۱- مقدمه

محدوده معدنی مس گرماب، کائولن اسبکشان و منگنز نخلک و دیگر اندیس‌های این منطقه در بخش جنوب شرق پهنه ساختاری سبزوار قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۱). این پهنه قسمتی از خرده قاره ایران مرکزی است که از پهنه‌های ساختاری بلوک لوت، طبس، پشت بادام، یزد و سبزوار تشکیل شده است (Alavi, 1991).

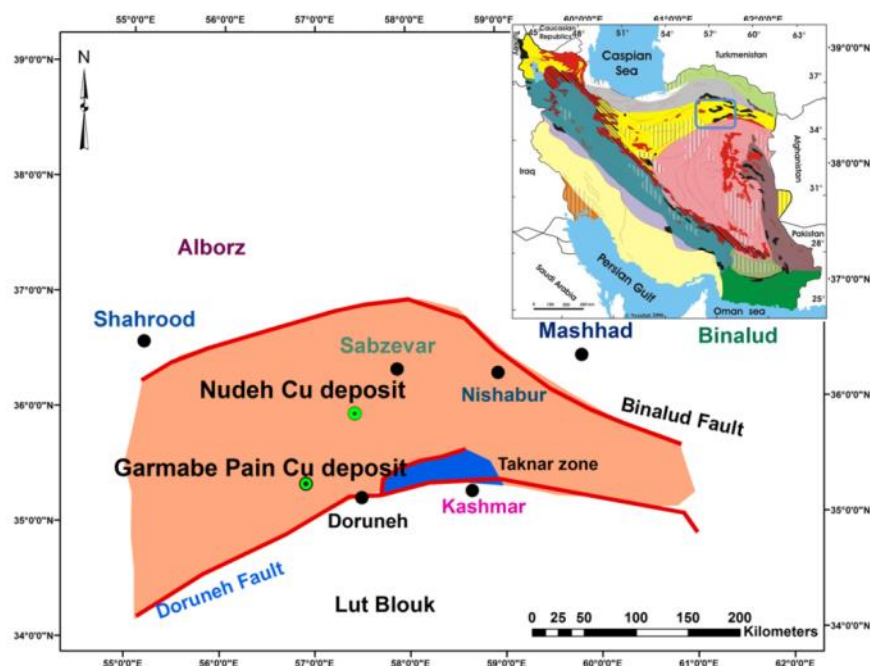


شکل ۲-۱: جایگاه زیر پهنه سبزوار و خرده قاره ایران مرکزی (بر اساس آفانباتی، ۱۳۸۳ و Alavi, 1991) و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن (☆).

۲-۲- ویژگی‌های ساختاری - زمین ساختی زیر پهنه سبزوار

زیر پهنه سبزوار - تربت جام، شامل گستره‌های محدود بین گسل میامی - سنگ بست و گسل درونه است که یک روند تقریبی شرقی - غربی، از سبزوار تا مرز افغانستان، به صورت بلوک دوزنقه‌ای شکلی

ادامه دارد (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲: موقعیت کانسار مس نوده و منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری سبزواری ایران مرکزی (با تغییرات از: Lindenberg, 1983).

در این زیر پهنه سنگ‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک برونزد دارند. برونزدهای سنگی عمده این پهنه را می‌توان در سه گروه بزرگ دسته‌بندی کرد.

الف- گروه اول: مجموعه‌های افیولیتی

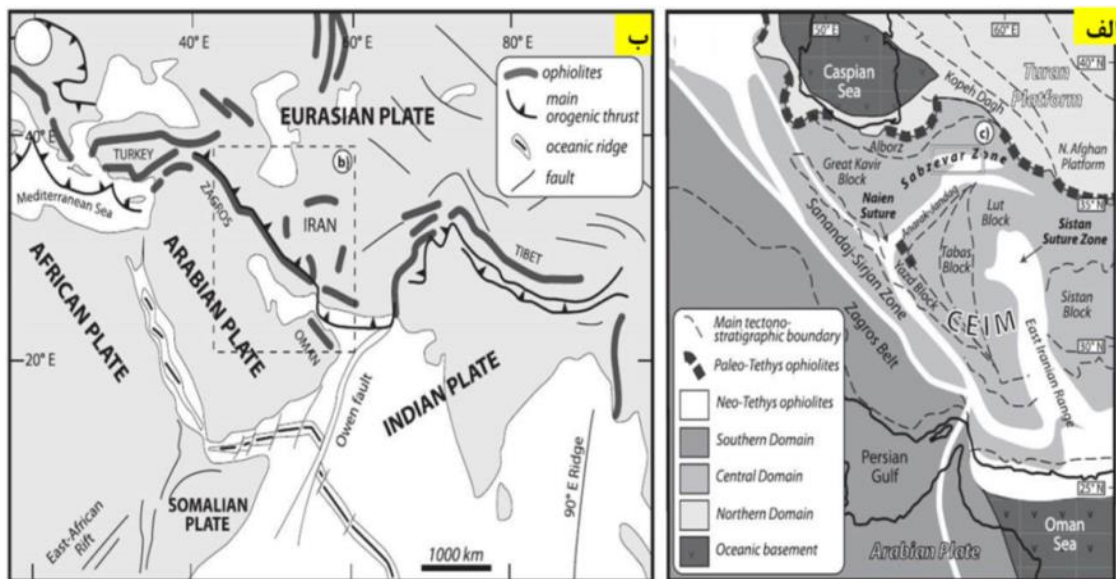
این گروه شامل، مجموعه‌های افیولیتی سبزواری و تربت‌حیدریه هستند که خاستگاه اقیانوسی داشته، اطراف ایران مرکزی را احاطه می‌کنند و نشان‌دهنده وجود اقیانوس‌های کوچکی در اطراف خرده قاره ایران مرکزی در زمان کرتاسه هستند (Agard et al., 2011; Arvin Robinson, 1994; Baroz, 1984). سنگ‌های رسوبی همراه آن‌ها معرف زمان کرتاسه پسین و محیط‌های نسبتاً ژرف اقیانوسی است که در یک محیط کششی از نوع حوضه‌های پشت کمانی^۱ در طی عبور از زمان کرتاسه

^۱ Bak-arc

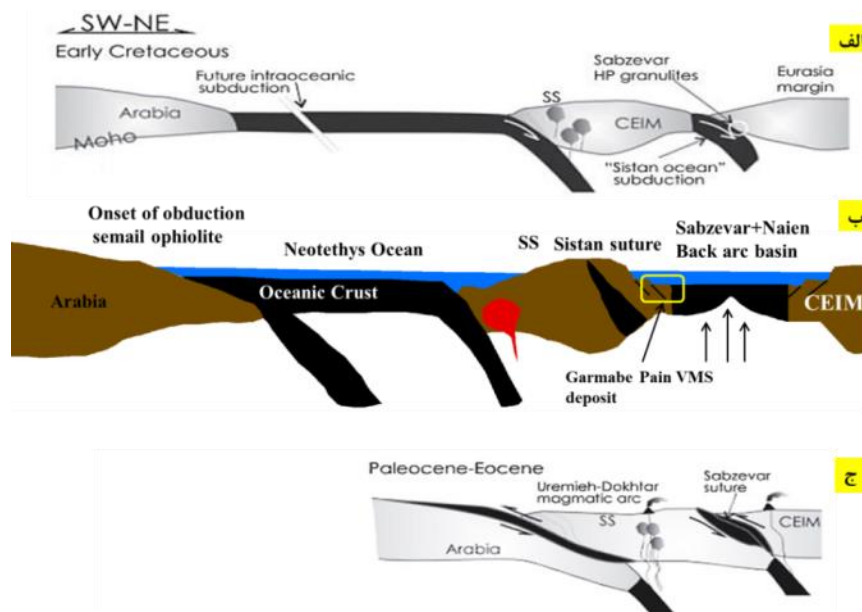
میانی به کرتاسه بالایی تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۳). این کشش، در اثر فرورانش رو به شمال لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی اتفاق افتاده است (شکل ۲-۴). این سنگ‌ها، میزبان ذخایر گوناگونی از نوع کرومیت، منیزیت، هونتیت و ... هستند (Agard et al., 2011; Rossetti et al., 2010; Mc call et al., 1997; Arircn robinson, 1994; Gerdes, 2009; Davoudzadeh et al., 1972; Baroz et al., 1984).

اغلب زمین‌شناسان، به نظریه فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، در زمان ژوراسیک – کرتاسه که موجب ایجاد کمان ماگمایی به نام ارومیه- دختر شده است، اعتقاد دارند (Rosstti et al., 2010; Ghasemi and Tablot, 2006). در نتیجه این فرورانش، در کرتاسه پسین در منطقه سبزوار یک کافت پشت کمانی تشکیل شده که باعث بروز ماگماتیسم و رسوب‌گذاری‌هایی در این پهنه شده است. این حوضه کششی پشت کمانی در زمان آغاز پالئوسن شروع به بسته شدن کرده و در زمان ائوسن به طور کامل (شکل ۲-۴) بسته شده‌اند (Rossetti et al., 2010).

سن سنجی رادیومتری، سن افیولیت‌های نائین – بافت را ۹۳ میلیون سال (K-Ar) بر روی هورنبلند (Shafaii Moghadam et al., 2009) و سن افیولیت‌های سبزوار را ۸۶-۸۷ میلیون سال نشان داده است (Baroz et al., 1984). این داده‌های سن سنجی، به خوبی زمان تشکیل این محیط‌ها را تأیید می‌کنند.



شکل ۲-۳: الف- نقشه تکتونیکی ایران را نشان می‌دهد و اینکه کمرندهای مهم با رنگ سفید روی نقشه مشخص می‌باشند (Rossetti et al., 2010). ب توزیع و پراکندگی CEIM: Central East Iran Microcontinent. ب توزیع و پراکندگی قطعات باقی‌مانده اقیانوس تتیس در طول پهنه همگرایی آلپ- هیمالیا



شکل ۲-۴: الف- شکل نمادین از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نتوتتیس به زیر ایران مرکزی در کرتاسه پسین ب- ایجاد حوضه کششی پشت کمانی در پشت پهنه ارومیه -دختر (کرتاسه پسین)، ج- بسته شدن این حوضه کششی باز شده در پالئوسن و ائوسن (Rossetti et al., 2010).

بر این اساس، تکامل زیر پهنه سبزوار را با توجه به مطالعات (Rossetti et al., 2010) می‌توان به سه مرحله زمانی تقسیم کرد:

الف: کرتاسه زیرین

این زمان مربوط است به شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس در طول پهنه سنندج- سیرجان و بسته شدن این اقیانوس (Rossetti et al., 2010; Ghasemi and Talbot, 2006; Agared et al., 2007)

ب: کرتاسه پسین

در این دوره، با فرورانش بیشتر پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و ایجاد حوضه کششی پشت‌کمانی^۱ سبزوار- نائین بر روی ورقه فرورونده نئوتتیس، ماگماتیسم گسترده‌ای نیز در پهنه سنندج- سیرجان رخ داده است (Rossetti et al., 2010; Omrani et al., 2008).

ج: پالئوسن- ائوسن

در این دوره زمانی، حوضه اقیانوسی پشت‌کمانی سبزوار، واقع در بین خرده قاره ایران مرکزی و حاشیه اوراسیا به طور کامل بسته شده است (شکل ۲-۴) (Rossetti et al., 2010; Omrani et al., 2008).

ب- گروه دوم: مجموعه‌های آتشفشانی

این گروه شامل مجموعه‌های آتشفشانی اوایل ترشیری (ائوسن) است که از شمال بردسکن تا شمال تربت‌حیدریه و تا نزدیک مرز افغانستان (در شمال گسل درونه) رخنمون دارند. معمولاً تزریق توده‌های نفوذی در این مجموعه‌های آتشفشانی، با پدیده‌های دگرسانی و کانی‌سازی همراه است، به همین دلیل، در این گروه سنگی ذخایری از مس (دهن قلعه، تکنار...) سرب و روی (تکنار)، آنتیموان (چلیو) و طلا (ارغش، کوه زر...) وجود دارد.

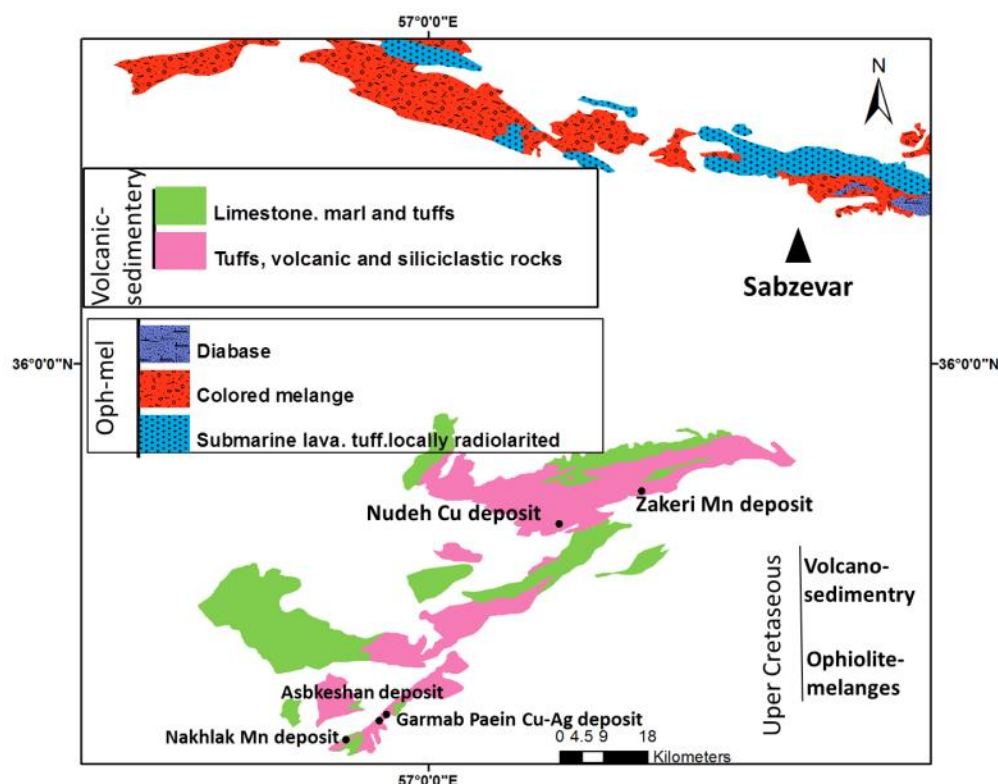
¹ Extentional back arc basin

ج- گروه سوم: توالی فلیشی

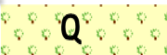
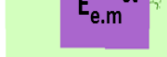
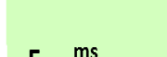
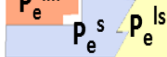
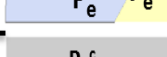
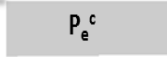
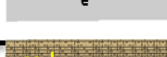
این گروه شامل توالی‌های رسوبی فلیش گونه‌ای هستند که دامنه سنی آن‌ها از ائوسن تا زمان نئوژن است.

۲-۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

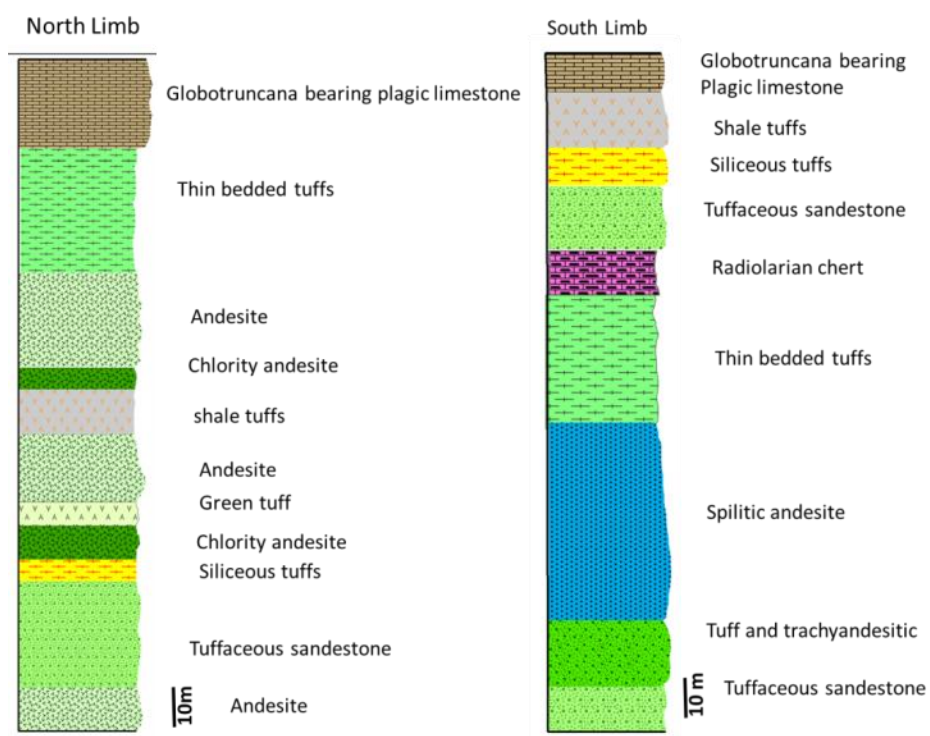
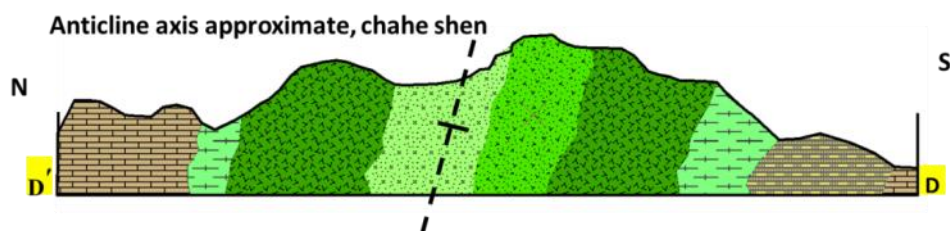
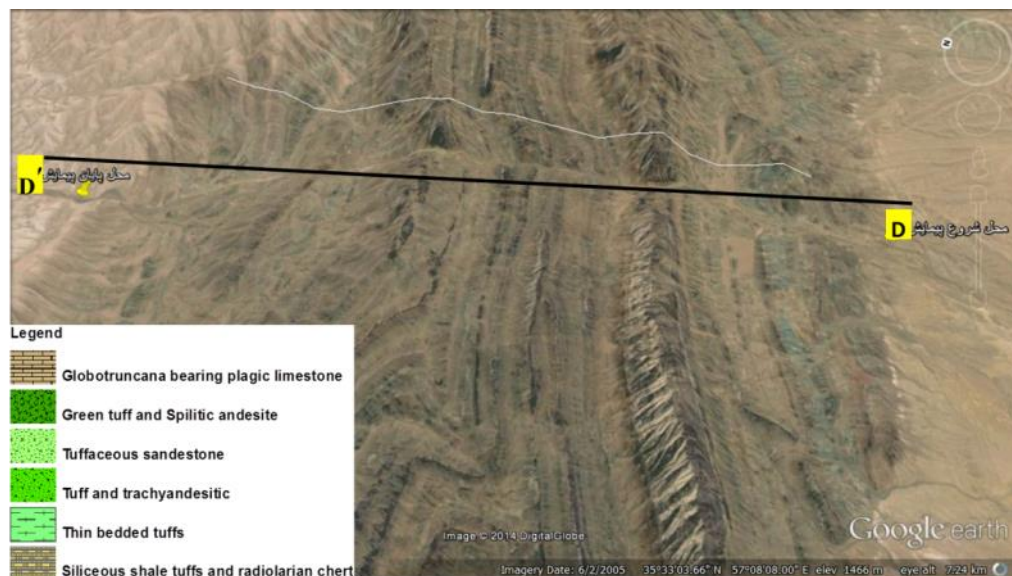
منطقه مورد مطالعه در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نوایی و همکاران، ۱۳۶۵) و ۱:۱۰۰۰۰۰ مری-اسبکشان (کهنسال، ۱۳۸۶)، قرار دارد. واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه از قدیم به جدید با استفاده از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ مری-اسبکشان، دارین و درونه (شکل ۲-۵) (شکل ۲-۶) به اختصار در زیر آورده شده‌اند.



شکل ۲-۵: نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده زیر پهنه سبزوار، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزوار، کاشمر، خارتوران و جاجرم، قسمت‌های شمالی دربرگیرنده توالی افیولیت ملانژ و بخش جنوبی متشکل از واحدهای آتشفشانی رسوبی کرتاسه پسین است.

QUATERN			Q	High level old terraces clastic deposits
PLIO			Pl ^c	Pink consolidated conglomerate
MIO			M ^{ms}	Marl, sandstone and microconglomerate
Paleogene	EOSENE EARLY-MIDAL		E _{m.u} ^t	Basaltic lava, lapili tuff, lithic tuff
			E _{e.m} st	Green ash tuff and tuffite, sandstone, detritic limestone
			E _{e.m} ^c	Conglomerate with intercalations of basalt, andesite and tuff
			E _{e.m} ^{ms}	Green marl with gray tuffe, sandstone, limestone and siltstone
			P _e ^{lm}	Light brown to light grey organo-detritic limestone
			P _e ^s	Red to brown, thick to medium bedded, sorted conglomerate
			P _e ^{ls}	Greenish light grey micritic limestone
			P _e ^c	Red brown to, thick to medium bedded, sorted conglomerate
			K ₂ ^{ls}	Grey globotruncana bearing pelagic limestone and pink shale
			K ₂ ^l	Pink globotruncana bearing pelagic limestone and sandy limestone
Cretaceous	Late		K ₂ ^{lb}	Alternation of dacitic lavas and vitric tuffs
			K ₂ ^{tb}	Grey lapili tuff, crystal vitric tuff and dacitic volcanic
			K ₂ ^{vs}	Lapilli tuff and trachyandesitic lavas with intercalation of grey globotruncana bearing pelagic limestone and radiolarian chert
			K ₂ ^t	Crystal lithic tuff and tuff breccia
			K ₁ ^L	Grey thick bedded to massive orbitolina bearing organo-detritic limestone
			J ^v	Grey acidic crystal lithic tuff and red rhyolitic –detritic limestone
JURA-L			J ^v	

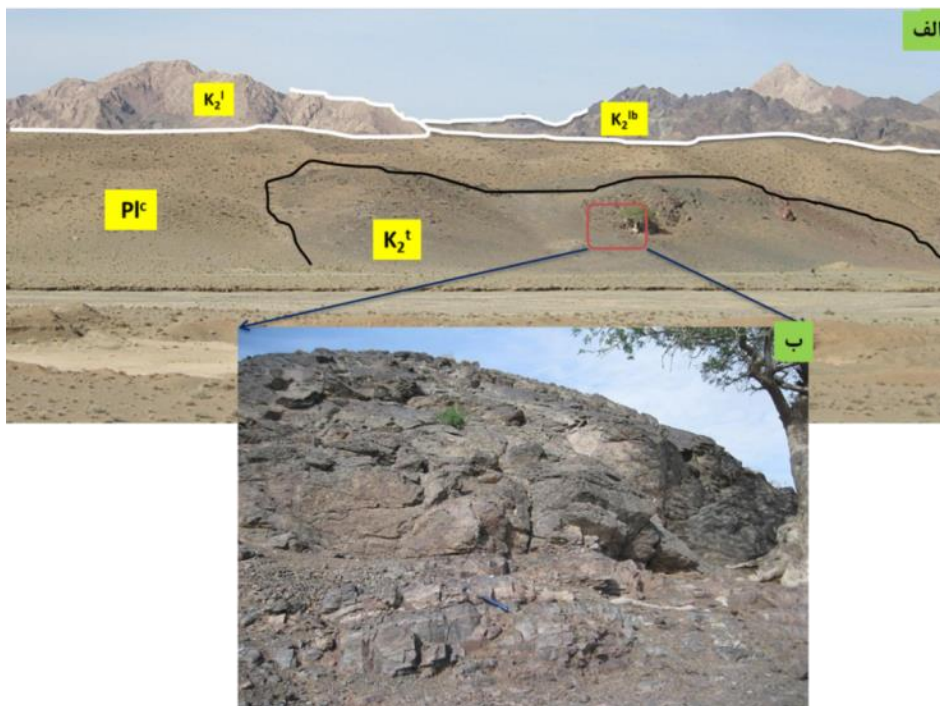
شکل ۷-۲: ستون چینہ‌شناسی ناحیه‌ای (بر گرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مری-اسبکشان) از واحدهای سنگی موجود در منطقه گرماب پایین و اسبکشان، واحد میزبان کانه‌زایی منگنز و مس به ترتیب شامل K₂^{vs}, K₂^{lb} است که توسط آهک‌های واحد K₂^l پوشیده شده است.



شکل ۲-۸: طرحی نمادین از مقطع عرضی (D-D') تاقدیس توالی کرتاسه به همراه یال‌های شمالی و جنوبی تاقدیس در اطراف روستای چاه شن (شمال شرق منطقه، محل این مقطع عرضی در شکل ۴-۱ نشان داده شده است)، کامل‌ترین توالی کرتاسه بالایی در یال شمالی این تاقدیس قرار دارد.

۲-۳-۲- واحد K_2^t : کرتاسه پسین

رخنمون این واحد بیشتر در شمال غرب گرماب پایین و جنوب غرب سلم رود مشاهده می شود (شکل ۲-۶)، از نظر سنگ شناختی، شامل کریستال لیتیک توف، توف برشی، توف جریان و توف ریولیتی همراه با گدازه های کراتوفیری- اسپیلیتی خاکستری تا سبز تیره و قرمز تیره است. ستبرای آن حدود ۶۰۰-۱۰۰۰ متر است. مرز زیرین آن از نظر پنهان و اغلب ارتباط آن با واحدهای دربرگیرنده در مرز زیرین گسله است (شکل ۲-۹). در بین سنگ های آتشفشانی این واحد، افق هایی از سنگ آهک های گلوبوترونکانادار دیده می شود که بیانگر سن کرتاسه پسین هستند.



شکل ۲-۹: الف- نمایی از واحدهای آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین و واحد کنگلومرای پلیوسن که بر روی واحدهای K_2^t قرار گرفته است، ب- توف های دارای لایه بندی، توف برشی و توف ریولیتی کرتاسه پسین (دید به سمت جنوب غرب).

۲-۳-۳- واحد K_2^{vs} : کرتاسه پسین

رخنمون این واحد، بیشتر در اطراف معدن مس گرماب، اندیس جنوب شرق سلم رود، کائولن اسبکشان و در شمال شرق اسبکشان مشاهده می شود (شکل ۲-۶). کامل ترین توالی

این مجموعه، در یال شمالی تاق‌دیس چاه‌شن مشاهده شده است (پروفیل و ستون شکل ۸-۲) و شامل مجموعه‌ای از لایلی توف، گدازه تراکی آندزیتی و آندزیت بازالتی به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز با بین لایه‌هایی از سنگ‌آهک زیستی میکرواسپاریتی، آهک‌های پلاژیک و چرت رادیولردار به رنگ سرخ و خاکستری روشن است (شکل ۲-۱۰). مرز زیرین آن با واحد K_2^t پیوسته و هم‌شیب است. در همین ناحیه واحد یاد شده با افق‌هایی از سنگ‌آهک گلوبوترونکاندار واحد K_2^1 در تناوب است و از سوی دیگر با واحد K_2^{1b} به آرامی به یکدیگر تبدیل می‌شوند (شکل ۲-۶).

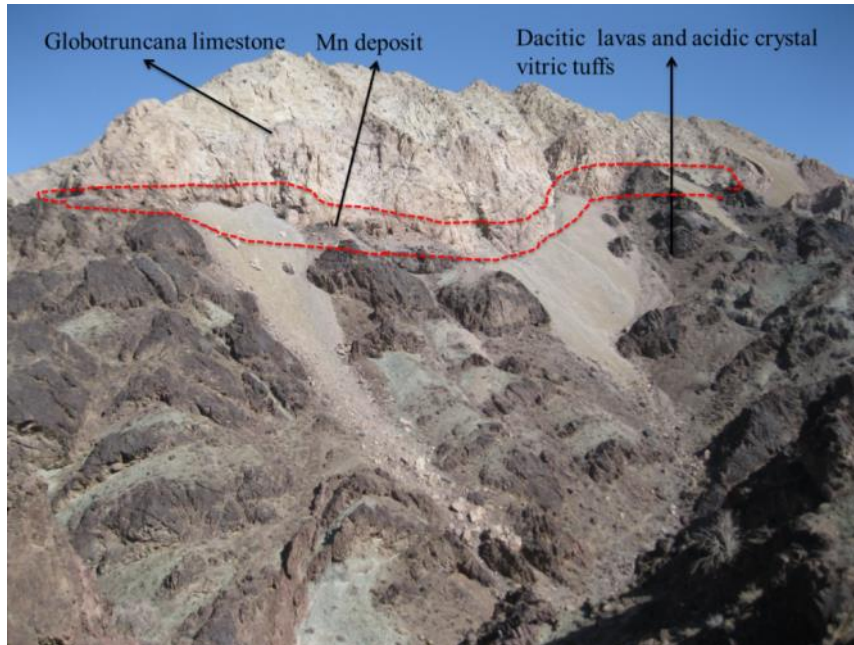


شکل ۲-۱۰: نمایی از واحدهای آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین به همراه اگزالیته‌های آهن و منگنز که در آن واحدهای کربناتی نازک لایه (آهک پلاژیک) به صورت هم‌شیب بر روی واحدهای آندزیتی و توفی K_2^{VS} قرار گرفته‌اند (دید به سمت شمال شرق).

۲-۳-۴- واحد K_2^{1b} : کرتاسه پسین

در جنوب غرب سلم رود این واحد از تناوب گدازه‌های داسیتی و توف شیشه‌ای بلورین اسیدی به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز تشکیل شده است. سبترای آن حدود ۵۰۰-۷۰۰ متر است در مرز بالایی

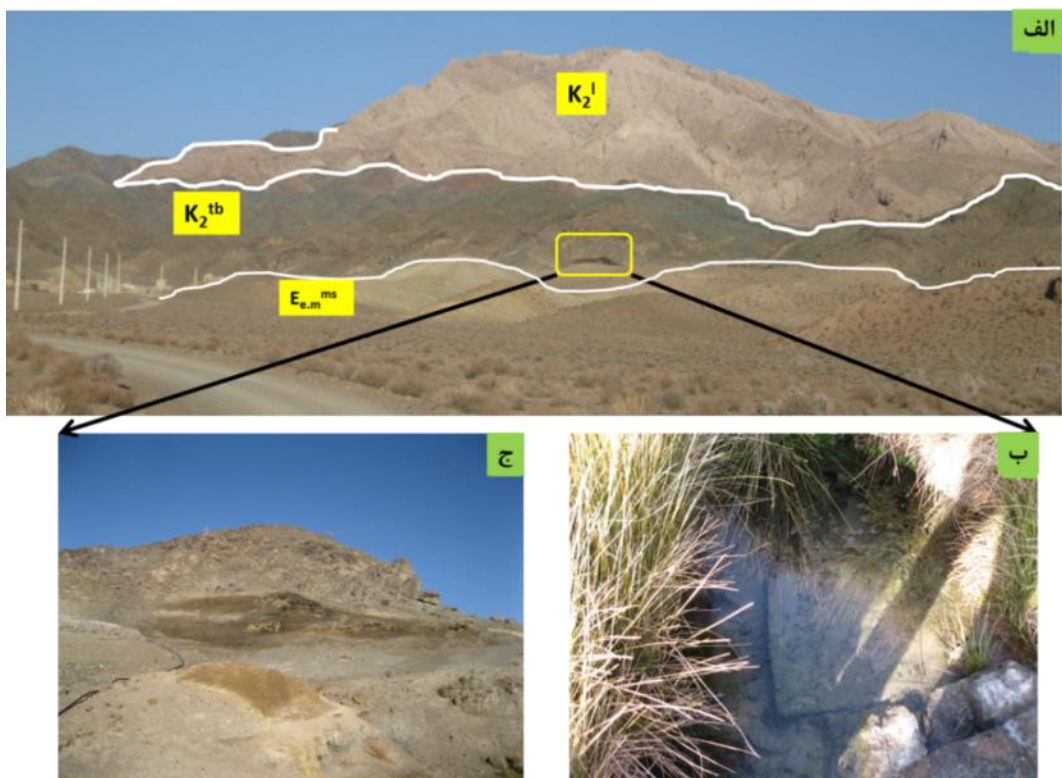
خود به آهک‌های گلوبوترونکانا ختم می‌شود. همچنین، منگنز نخلک هم در مرز آهک‌های گلوبوترونکانا و گدازه‌های داسیتی قرار گرفته است (شکل ۲-۱۱ و شکل ۲-۹ و شکل ۲-۶).



شکل ۲-۱۱: نمایی از سنگ‌های آتشفشانی داسیتی واحد K_2^{lb} و آهک‌های گلوبوترونکانادار و کانه‌زایی منگنز در بین مرز آهک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی در منطقه نخلک (دید به سمت شمال شرق).

۲-۳-۵- واحد K_2^{tb} : کرتاسه پسین

این واحد، رخنمون خوبی در ناودیس کوه گرماب دارد و با روند محوری شمال شرق- جنوب غرب در شمال گرماب بالا قرار دارد (شکل ۲-۶). جنس این واحد بیشتر شامل مجموعه‌ای از لاییلی توف، توف شیشه‌ای بلورین و برش آتشفشانی داسیتی و به طور محلی با گدازه‌های تراکی آندزیت کراتوفیری و داسیتی به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز است. همچنین همان طور که در (شکل ۲-۱۲) دیده می‌شود، واحد $E_{e,m}^{ms}$ به علت راندگی به صورت ناپیوسته و هم‌شیب نسبت به واحد K_2^{tb} در زیر قرار گرفته است. قابل ذکر است در این واحد، چشمه‌های آب گرم با دمای حدود ۳۰ - ۲۵ درجه سانتی گراد نیز جریان دارد (شکل ۲-۱۲ ب). واحد K_2^{tb} نیز مانند دیگر واحدهای آتشفشانی کرتاسه بالا ارتباط نزدیکی با واحد K_2^1 دارد، به گونه‌ای که این امر در تعیین دیرینه آن کمک می‌کند.



شکل ۲-۱۲: الف- نمایی از واحد K_2^{tb} در ناودیس کوه گرماب ب- چشمه آب گرم جریان یافته از واحدهای K_2^{tb} ج- مجموعه‌ای از لاپیلی توف، توف شیشه‌ای بلورین و برش آتشفشانی داسیتی، واحد K_2^{tb} (دید به سمت شمال غرب).

۲-۳-۶- واحد $E_{e.m}^c$: کنگلومرای سخت شده، ائوسن زیرین - میانی

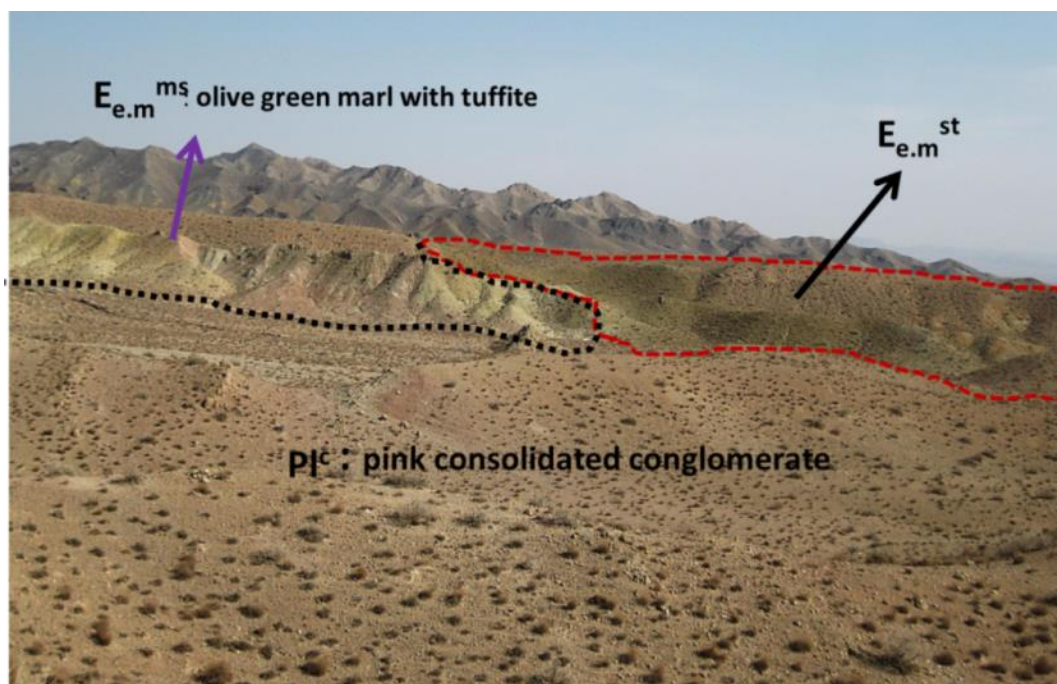
این واحد، در پیرامون روستای سلم رود و گرماب پایین، بیشترین رخنمون را دارد (شکل ۲-۶) و ترکیب آن شامل کنگلومرا، با سخت شدگی زیاد، با بین لایه‌هایی از گدازه تراکی آندزیت بازالتی و توفیت به رنگ خاکستری مایل به سبز است (شکل ۲-۱۳). مرز زیرین آن با واحد K_2^{lb} به طور ناپیوسته است. این کنگلومرا، دربردارنده قطعه‌هایی از سنگ‌هایی آتشفشانی و رسوبی کرتاسه با اندازه ۲-۳۰ سانتی‌متر است که در زمینه‌ای ماسه‌ای و با سیمان آهکی جای گرفته‌اند. گرد شدگی آن‌ها متوسط تا خوب با جور شدگی متوسط تا ضعیف است. همچنین کانی زایی ملاکیت به طور ثانویه در بعضی از قسمت‌های این کنگلومرا رخ داده است (شکل ۲-۱۴).



شکل ۲-۱۳: نمایی از کنگلومرای $E_{e.m}^c$ که مورد هجوم سیال کانه ساز قرار گرفته است (دید به سمت جنوب شرق)

۲-۳-۷- واحد $E_{e.m}^{ms}$: مارن‌های سبز به همراه توف و ماسه‌سنگ، ائوسن میانی-بالایی

این واحد شامل، مارن سبز زیتونی با میان لایه‌هایی از توفیت ستبر تا ضخیم لایه، ماسه‌سنگ‌آهکی، سنگ‌آهک زیستی- آواری میکرواسپارایتی نومولیت‌دار، متوسط لایه و شیل سیلتی نازک لایه تا برگوار، خاکستری مایل به سبز است (شکل ۲-۱۴) و در شمال شرق گرماب پایین، شمال باختر سلم رود و شمال باختر اسبکشان رخنمون دارد (شکل ۲-۶).



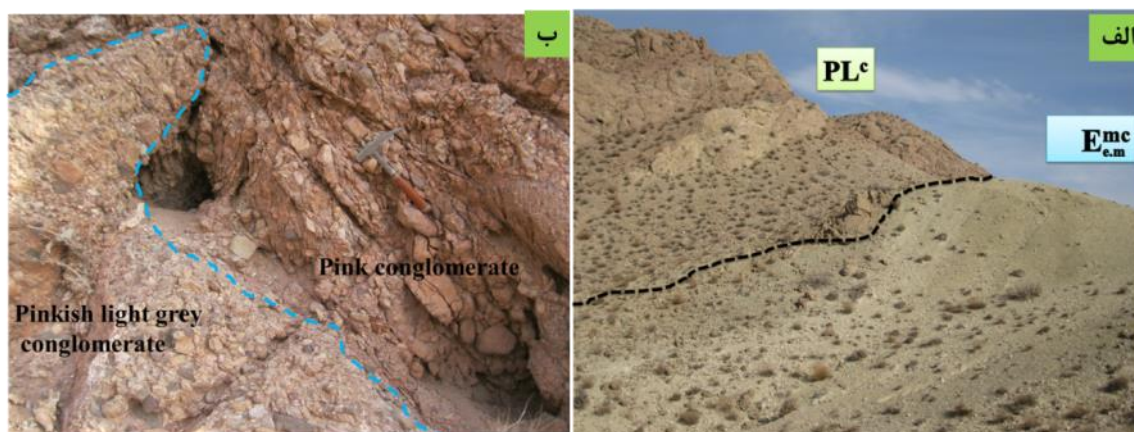
شکل ۲-۱۴: نمایی از مارن های سبزرنگ $E_{e.m}^{ms}$ که به صورت هم شیب در کنار توف های سبزرنگ E_{em}^{st} و کنگلومراهای صورتی رنگ پلیوسن (PLC) قرار گرفته است (دید به سمت شمال شرق).

۲-۳-۸- واحد PL^C : کنگلومرای صورتی و خاکستری رنگ پلیوسن

این واحد با سبترای حدود ۷۵۰-۱۰۰۰ متر به صورت باریکه‌ای از کنگلومرا به رنگ صورتی و خاکستری روشن مایل به صورتی دیده می شود. جنس این کنگلومرا مختلف بوده و شامل قطعات آهکی و رسوبی با سخت شدگی زیاد، جور شدگی متوسط تا ضعیف، گرد شدگی متوسط تا خوب است. اندازه قلوها و قطعه‌های آن از حدود ۲-۳ سانتی متر تا ۲۰ سانتی متر در تغییر است و در زمینه ماسه‌ای و سیمانی از کربنات جای گرفته‌اند. این واحد را بیشتر پیرامون گرماب پایین و در قسمت شمالی اسبکشان می‌توان مشاهده کرد (شکل ۲-۶ و شکل ۲-۱۵ و شکل ۲-۱۶). همچنین، روند آن شرقی- غربی است و مرز زیرین آن بیشتر با واحد E_{em}^{ms} و گاهی با E_{em}^{st} به طور ناپیوسته و در ظاهر هم شیب دیده می‌شود



شکل ۲-۱۵: نمایی از واحد کنگلومرای صورتی و خاکستری پلیوسن (Plc) که به طور ناپیوسته اما در ظاهر به شکل هم‌شیب در کنار واحد مارن سبزرنگ E_{em}^{ms} قرار گرفته است (دید به سوی جنوب غرب).



شکل ۲-۱۶: الف- نمایی از کنگلومراهای صورتی و خاکستری ب- قرارگیری کنگلومراهای پلیوسن به طور ناپیوسته بر روی مارن‌ها سبز ائوسن (دید به سمت شمال شرق).

۲-۳-۹- کواترنری

کواترنری در منطقه شامل، کنگلومرا همراه با افق‌هایی از سنگریزه است که دارای جور شدگی ضعیف، گردشگی خوب و سخت‌شدگی متوسط است. چینه‌های افقی از مارن‌های سیلت‌دار، رسوبات مخروطه افکنه‌ای، تراس‌های آبرفتی و آبرفت‌های در حال تشکیل در بستر رودخانه از جمله سازندهای کواترنری هستند (شکل ۲-۶).

۲-۴- توده های نفوذی

توده های نفوذی موجود در منطقه مورد مطالعه شامل، سنگ های میکروگرانودیوریت و میکروگرانیت- میکرو کوارتز مونزونیت خاکستری رنگ است که در داخل توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین (K_2^{vs}) رخنمون دارند.

این توده ها در ۷۰۰ متری شمال خاوری اسبکشان و همچنین در مجاور آغل گنداب و آغل چشمه زاغ دیده می شوند (شکل ۲-۶ و شکل ۲-۱۷). به صورت توده های کوچک میکروگرانودیوریت و میکروگرانیت- میکرو کوارتز مونزونیت خاکستری رنگ در واحدهای K_2^{vs} پس از کرتاسه پسین نفوذ کرده و سبب دگرسانی کلریتی شدید در محل سطح تماس شده است (شکل ۲-۱۷، ب، ج). همان طور که در (شکل ۲-۱۸) نشان داده شده، این گرانیتهای بیشتر در مرکز تاق دیس ها رخنمون دارند و همچنین حرکات تکتونیکی بعدی باعث خردشدگی زیاد این توده ها شده است (شکل ۲-۱۷، د).



شکل ۲-۱۷ الف- نمایی از واحد میکروگرانودیوریت و میکروگرانیت- میکرو کوارتز مونزونیت (mgr) که واحد K_2^{vs} کرتاسه پسین را قطع کرده است (دید به سمت شمال شرق)، ب، ج- نمایی از مرز میکروگرانیتهای با واحد آندزیتی K_2^{vs} کرتاسه پسین که سبب دگرسانی کلریتی شدید شده است د- نمایی نزدیک از گرانیتهای با رنگ روشن و میزان بالای فلدسپار.

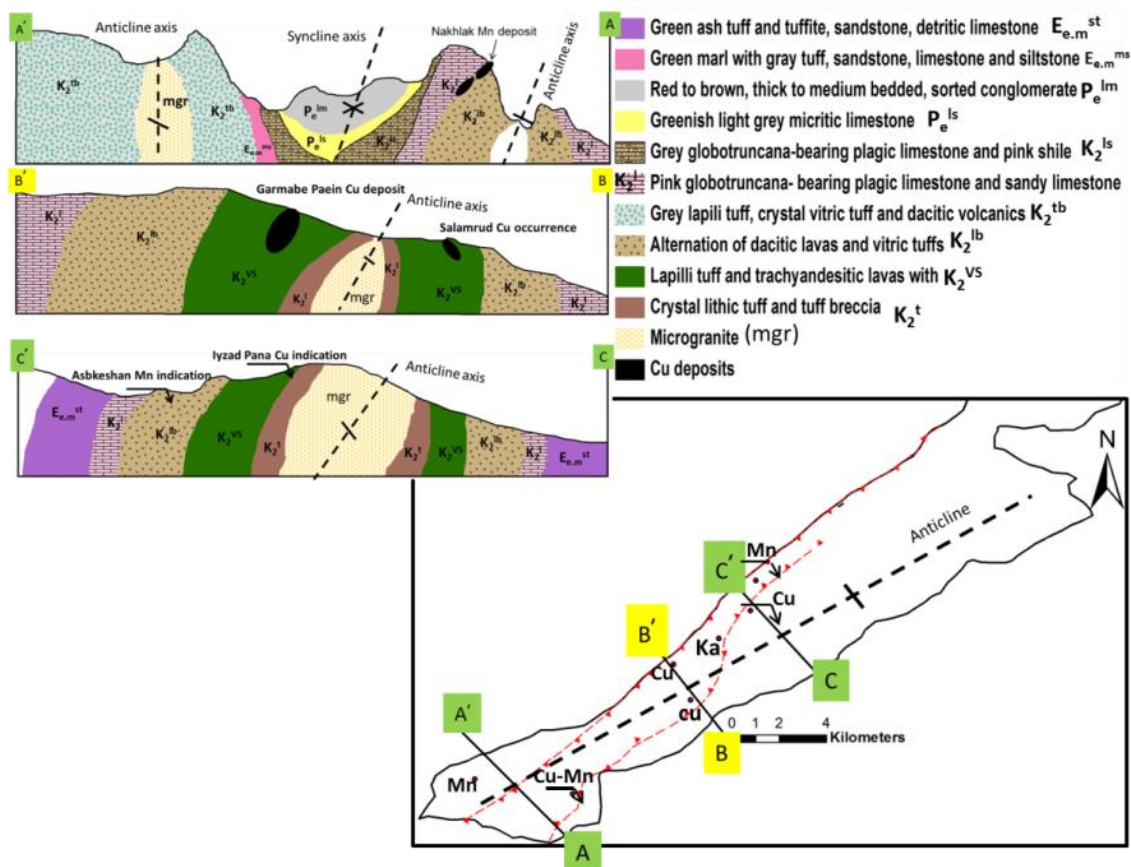
۲-۵- تکتونیک و زمین‌شناسی ساختاری منطقه

بر پایه تقسیم‌بندی پهنه‌های رسوبی- ساختاری عمده ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)، منطقه مورد مطالعه در پهنه ایران مرکزی جای دارد که بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی تتیس جوان را در بر گرفته است. پوسته‌های اقیانوسی یادشده رخنمون‌هایی از افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی هستند که به شکل کمربند ناپیوسته‌ای به دور آن دیده می‌شوند (Takin, 1972). این ناحیه محل برخورد صفحه پایدار توران در شمال و صفحه کوچک خرده قاره شرق ایران در جنوب است که مجموعه افیولیتی مورد نظر حاصل بسته شدن حوضه اقیانوسی موردنظر در اثر فرورانش به سمت شمال لیتوسفر اقیانوسی تتیس جوان با شیبی تقریباً زیاد رخ داده است. نتیجه این فرورانش تشکیل کمان ماگمایی جزیره‌ای از ائوسن به بعد است. از سوی دیگر (Baroz et al., 1984) مجموعه آتشفشانی کرتاسه بالایی را بیانگر پیکره نابالغ یک کمان جزیره‌ای می‌دانند. ایشان این حوضه اقیانوسی را بسیار کم‌عرض و مدت دوام آن را کوتاه تشخیص داده‌اند. به همین دلیل، شکل‌گیری آن را در اثر چرخش بلوک لوت و بی‌ارتباط با اقیانوس تتیس جوان می‌دانند. به نظر می‌رسد، که پاره اقیانوسی باریک پیرامون خرده قاره ایران مرکزی در زیر پهنه سبزوار از تریاس به صورت شاخه‌ای از تتیس جوان شکل گرفته و در اواخر کرتاسه به بیشترین گسترش خود رسیده است. کافتی شدن در امتداد گسل‌های کمانی پیشین بوده ولی پهن‌شدگی بعدی این کافت، با پیدایش لایه اقیانوسی و به احتمال پیدایش یک پشته میان اقیانوسی ارتباط داشته است. در این ناوه باریک کمانی شکل، که خرده قاره ایران مرکزی و خاور ایران را از بقیه صفحه قاره ایران جدا می‌ساخته، رسوب‌گذاری چرت‌های رادیولاریتی و دیگر رسوب‌های پلاژیک تا اواخر کرتاسه ادامه داشته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). طبق آخرین نظریه (Rossetti et al., 2010)، بر اثر فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، باعث ایجاد کمان ماگمایی به موازات پهنه سهندج - سیرجان در زمان ژوراسیک- کرتاسه شده است (Rossetti et al., 2010; Ghasemi and Tablot, 2006)، به پیروی از این فرورانش، در پشت این کمان ماگمایی، حوضه اقیانوسی پشت کمانی تشکیل شده است؛ این حوضه با ایجاد یک محیط کششی و تشکیل کافت پشت کمانی باعث

ایجاد ماگماتیسم و رسوب‌گذاری‌هایی در زیر پهنه سبزوار شده است (Rossetti et al., 2010). بررسی‌های زمین‌شناختی در این منطقه بر روی زیر پهنه سبزوار نشانگر آن است، این ناحیه از جنوب به گسل درونه و از شمال به گسل بینالود محدود شده است. مطالعه دیرینه‌شناختی بر روی سنگ‌آهک‌های پلاژیک موجود در رخساره‌های آتشفشانی مربوط به بخش‌های بالایی پوسته تتیس جوان نشانگر سن کرتاسه پسین، کامپاین پسین - ماستریشین پیشین، برای آن‌ها در این منطقه است.

۲-۵-۱- سیستم چین‌خوردگی و کوهزایی منطقه

در اواخر دوره کرتاسه و آغاز سنوزوئیک، جنبش کوهزایی لارامید، در چهره یک فاز فشارشی، سبب چین‌خوردگی و بیرون آمدن منطقه از آب شده است. پس از فاز فشارشی و چین‌خوردگی شدید پایان کرتاسه، با پیش روی دریا در پالتوسن پیشین ابتدا کنگلومرای واحد پالتوسن (کنگلومرای کرمان)، به دنبال آن با ژرف‌تر شدن دریا در پالتوسن پسین سنگ‌آهک‌ها و ماسه‌سنگ‌های ائوسن نهشته شده‌اند. به دنبال پیشروی دریا در ائوسن زیرین - میانی، همراه با بازشدگی بیشتر پوسته و فوران آتشفشانی در آن، حجم زیادی کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل، مارن، سنگ‌آهک نومولیت دار به همراه خاکستر توف و توفیت تشکیل شده است. در ادامه، به دنبال جنبش کوهزایی پاسادنین و در پلیوسن و شروع کواترنر، منطقه به تمامی از آب خارج شده و شکل کنونی خود را به دست آورده است. در ادامه، لازم به ذکر است که بیشتر ساختمان‌های چین‌خوردگی در منطقه به طوری با گسله‌های فشارشی در ارتباط‌اند. در (شکل ۲-۱۸)، نمایی از تاقدیس و ناودیس‌های منطقه گرماب - اسبکشان نشان داده شده است که بیشتر کانه‌زایی‌ها مربوط به یال شمالی آن است.



شکل ۲-۱۸: طرحی نمادین از تاق‌دیس و ناودیس‌های منطقه گرماب - اسبکشان که بیشتر کانه‌زایی‌های مس و منگنز مربوط به یال شمالی تاق‌دیس است.

۲-۵-۲- سیستم گسل خوردگی منطقه

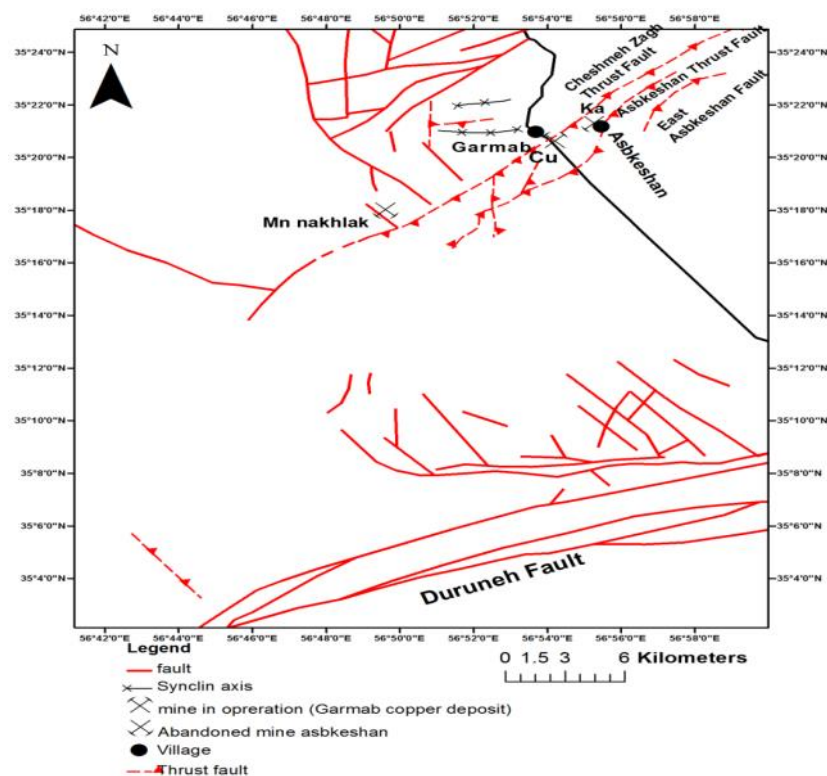
اکثر گسل‌های مهم منطقه، روند شرق-شمال شرق، غرب- جنوب غرب دارند و کم و بیش به موازات گسل درونه در ۳۰ کیلومتری جنوب این منطقه هستند. منطقه مورد مطالعه، دارای مجموعه‌ای از سیستم‌های راندگی و گسل‌های معکوس و راستالغز است. به طور کلی، حضور دو گسل مهم اسبکشان و چشمه‌زاغ، که هر دو این گسل‌ها معکوس و دارای راستای شمال شرق- جنوب غرب و شیب زیادی به سمت جنوب خاور هستند، در منطقه خود نمایی بیشتری می‌کنند (شکل ۲-۱۹) و (شکل ۲-۲۰).

الف- گسل اسبکشان: این گسل از زیر روستای اسبکشان می‌گذرد. راستای شمال خاوری- جنوب باختری دارد و از سمت جنوب باختری، به سوی جنوب منحرف می‌شود. شیب گسل زیاد و به‌سوی

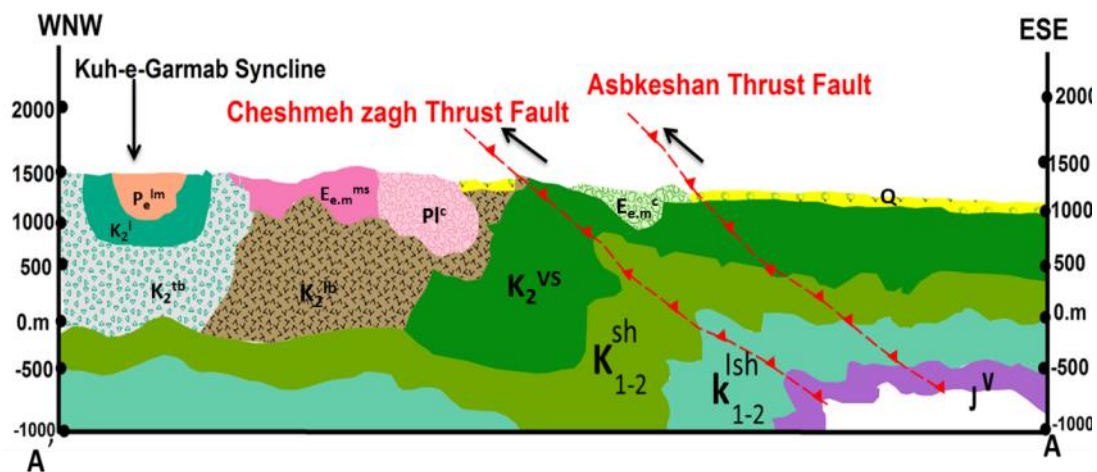
جنوب خاوری و سازوکار آن، معکوس است، درازای گسل حدود ۱۱ کیلومتر بوده و در نزدیکی روستا پوشیده شده است، ولی می‌توان ادامه آن را به سمت جنوب باختر دنبال کرد (شکل ۲-۱۹) و (شکل ۲-۲۰).

ب- گسل چشمه زاغ: این گسل از دامنه کوه چشمه زاغ عبور می‌کند و موجب رانده شدن واحد کرتاسه (K_2^{vt}) بر روی واحد پلیوسن (PL^c) شده است. راستای آن گسله شمال خاور-جنوب باختر و شیب زیادی به سمت جنوب خاور دارد. درازای گسل حدود ۱۰ کیلومتر و پهنای پهنه گسلی آن حدود ۵۰ متر است (شکل ۲-۱۹) و (شکل ۲-۲۰).

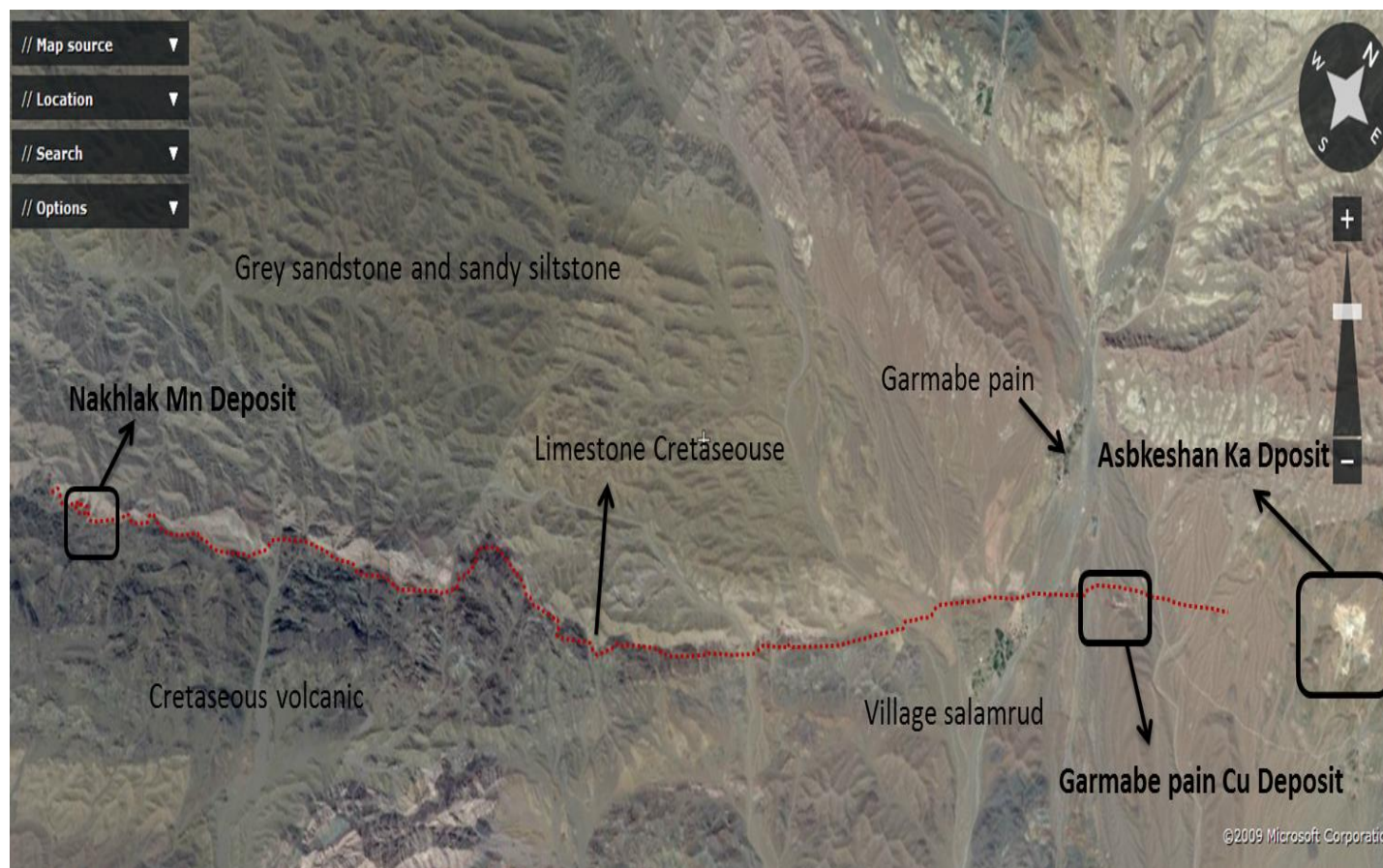
ج- گسل خاوری اسبکشان: این گسل با راستای شمال خاور - جنوب باختری و با شیب به سمت شمال باختر، از نوع راندگی است و سبب رانده شدن در اثر سازوکار آن واحد کرتاسه (K_2^{vt}) بر روی واحد ائوسن (E_{em}^{ms}, E_{em}^{st}) شده است (شکل ۲-۱۹ و شکل ۲-۲۰).



شکل ۲-۱۹: نمایی از گسل‌های مهم منطقه مورد مطالعه و ارتباط کانی زایی با گسل‌ها. برگرفته شده از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مری- اسبکشان (کهنسال، ۱۳۸۶).



شکل ۲-۲۰: نیمرخ نمادین از عملکرد گسل‌های معکوس چشمه زاغ و اسبکشان که باعث راندگی واحد K_2^{vt} بر روی واحدهای جوان‌تر شده است (بر گرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مری-اسبکشان).



شکل ۲-۲۱: تصویر ماهواره‌ای که محل قرارگیری کانسارهای مس گرماب پایین، کائولن اسبکشان و منگنز نخلک در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین نشان داده شده است.

فصل سوم

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه

معدنی

۳- زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه معدنی

۳-۱- مقدمه

در این فصل، به جهت قرارگیری کانه‌زائی مس و نیز آثار معدن کاری و سرباره‌های ذوب قدیمی مس در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین، به طور جامع به بررسی وضعیت زمین‌شناسی این مجموعه پرداخته می‌شود.

چون توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین در منطقه گرماب، در بیشتر قسمت‌ها توسط رسوبات پوشیده شده و رخنمون کمی در سطح زمین دارد، به همین دلیل، جهت رسم ستون چینه‌شناسی کامل آن از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مری- اسبکشان (کهنسال، ۱۳۸۶)، درونه (قاسمی و موسوی حرمی ۱۳۸۷)، دارین (دانشمند، ۱۳۷۷) و ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نوابی، ۱۳۶۵)، تصاویر ماهواره‌ای، بازدیدهای میدانی و پیمایش‌های عرضی بر روی کانسارهای گرماب پایین، نخلک و کائولن اسبکشان (شکل ۲-۱۸) و پیمایشی عرضی بر روی تاقدیس روستای چاه شن (که یال شمالی آن، کامل‌ترین سکناس از توالی کرتاسه بالایی در منطقه است) (شکل ۲-۸) استفاده شده است (شکل ۳-۱).

۳-۲- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه

واحدهای سنگی کرتاسه پسین در محدوده مورد مطالعه، برحسب جایگاه چینه‌شناسی و تغییرات ترکیب سنگ‌شناسی، از پایین به بالا، به چهار واحد اصلی ($unit^1$, $unit^2$, $unit^3$, $unit^4$) تقسیم می‌شود. واحد اصلی کانی‌زایی مس گرماب و دیگر اندیس‌های مس در $unit^2$ و کانی‌زایی منگنز نخلک و دیگر اندیس‌های منگنز در $unit^3$ قرار گرفته‌اند.

۱- واحد ۱ ($unit^1$): شامل توف شیلی، توف سبز به همراه کریستال لیتیک توف آندزیتی، توف

جریانی و توف ریولیتی است. در نقشه زمین‌شناسی با نماد K_2^1 می‌باشد (شکل ۳-۱).

۲- واحد ۲ ($unit^2$): شامل آگلومرا، لاپیلی توف، ویتریک کریستال توف اسیدی سبزرنگ، گدازه

تراکی آندزیتی، آهک گلوبوترونکانادار، آهک پلاژیک و چرت رادیولاریتی (باکانی زایی مس)

است که در نقشه زمین شناسی منطقه با نماد K_2^{vs} مشخص شده است (شکل ۳-۱).

۳- واحد ۳ ($unit^3$): شامل گدازه‌های داسیتی و توف شیشه‌ای (دارای کان‌زایی منگنز) است، که

در نقشه زمین شناسی منطقه با نماد K_2^{lb} مشخص شده است (شکل ۳-۱).

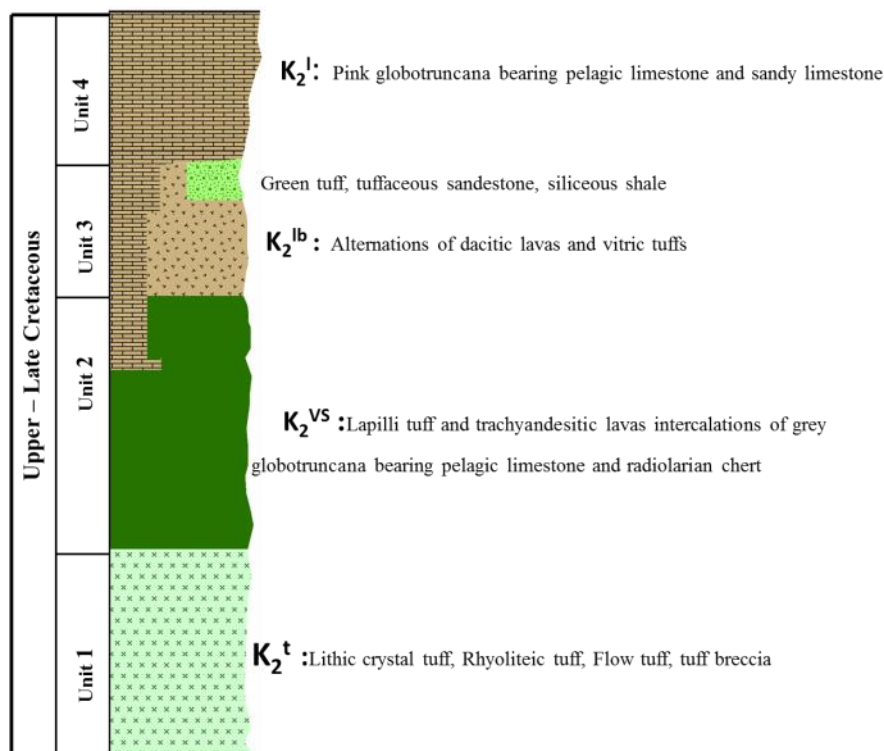
۴- واحد ۴ ($unit^4$): شامل آهک گلوبوترونکانادار به همراه میان لایه‌هایی از آهک پلاژیک و

ماسه‌سنگ آهکی است و در نقشه زمین شناسی با نماد K_2^1 مشخص شده است (شکل ۳-۱).

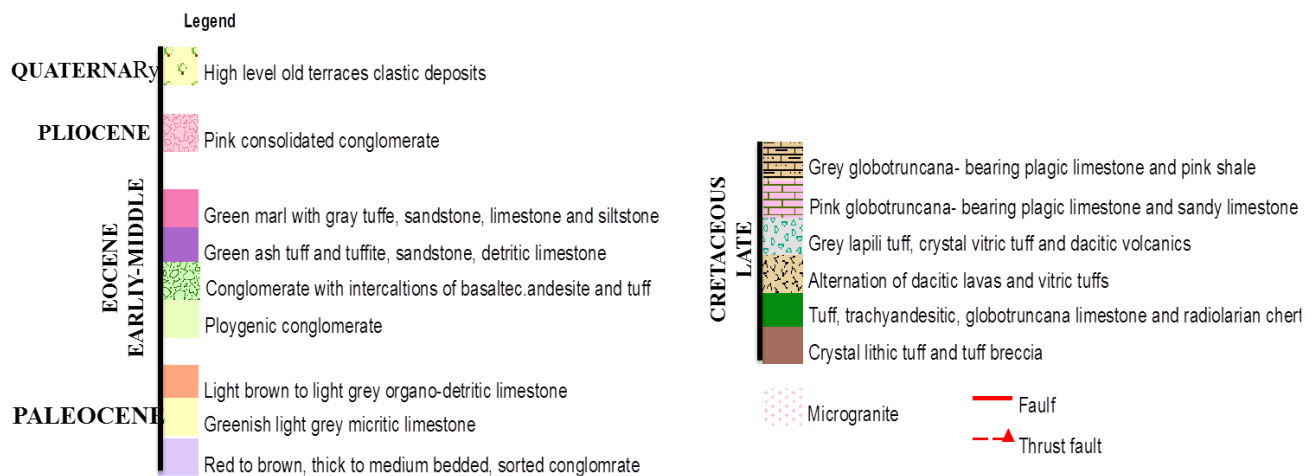
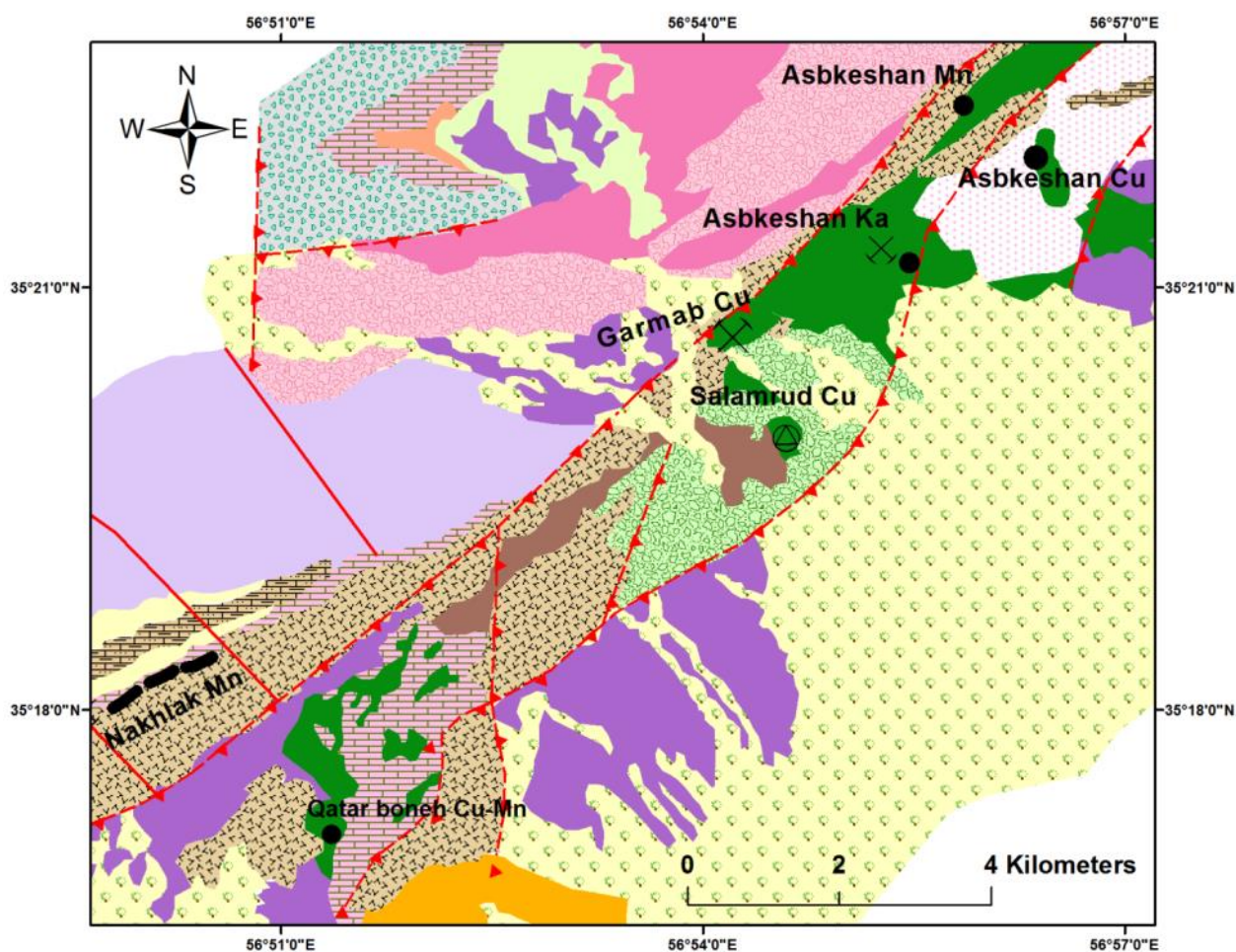
همچنین دارای دو واحد فرعی دیگر با سن‌های پالئوسن و الیگوسن-میوسن است. که شامل

الف- کنگلومرا پالئوسن (کنگلومراهای کرمان) با قطعات آندزیتی- آهک‌های کرتاسه.

ب- توده‌های نفوذی میکروگرانیت، احتمالاً به سن الیگوسن-میوسن.



شکل ۳-۱: ستون چینه‌شناسی عمومی از واحدهای سنگی کرتاسه پسین در منطقه گرماب پایین و اسبکشان در جنوب شرق شاهرود، این ستون با استفاده از اطلاعات مناطق مختلف در کانسارهای گرماب، اسبکشان، نخلک و ناودیس چاه‌شن رسم شده است. محل مقاطع زمین‌شناسی در (شکل ۲-۸ و ۲-۱۸) مشخص شده است.



شکل ۲-۳: نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده ۱:۱۰۰۰۰۰ اسبکشان به همراه کانسارها و اندیس‌های معدنی در آن.

۳-۲-۱- واحد ۱: (unit^1)

زیر واحدهای سنگی این واحد (K_2^1) شامل، کریستال لیتیک توف، توف جریانی، توف ریولیتی می باشد که واحد توف جریانی در بالاترین قسمت این واحد قرار گرفته است و نشانه آخرین مرحله از فوران آتشفشانی کف دریا است. در این واحد (K_2^1)، تغییرات رخساره‌ای در جهت قائم از پایین به سمت بالا را این طور می توان بیان کرد، که در ابتدا به علت بالا رفتن شدت فوران ذرات تخریبی به همراه دیگر ذرات آتشفشانی به سرعت ته نشست پیدا کرده و حالت برشی و کریستال لیتیک توف به خود گرفته (شکل ۳-۱)، در مرحله بعد به دلیل پایین بودن شدت فوران میزان مواد تخریبی کم بوده و بیشتر توف ها به حالت لایه بندی ته نشست پیدا کرده اند (شکل ۳-۵).

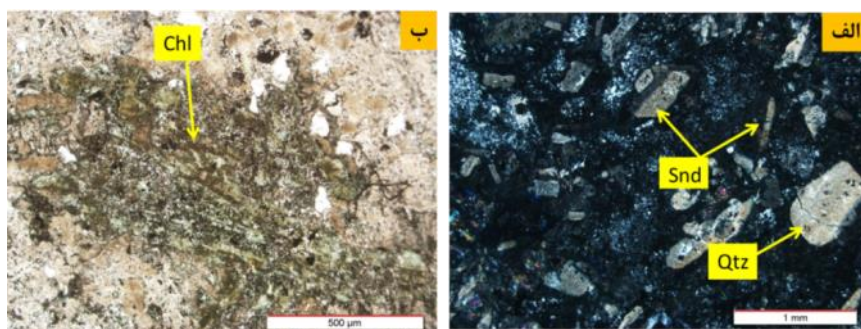
۳-۲-۱-۱- کریستال لیتیک توف، توف برشی

این زیر واحد اولین واحد چینه‌ای کرتاسه پسین در منطقه است (شکل ۳-۱) که بیشترین رخنمون این واحد در قسمت جنوبی کلاته سلم رود و جنوب غربی این روستا دیده می شود (شکل ۳-۲). رنگ رخساره‌ای این واحد سبز همراه با لکه‌های بلورین سفید و تیره می باشد و دارای حدود ۱۴۰ متر ضخامت است (شکل ۳-۳) این واحد به صورت همروند با واحدهای آتشفشانی داسیتی قرار گرفته.



شکل ۳-۳: نمایی از کریستال لیتیک توف و توف برشی که بر روی توف های نازک لایه قرار گرفته است (دید به سمت جنوب غرب).

این واحد پیروکلاستیکی از بلورهای سانیدین، کوارتز، پلاژیوکلاز، کلریت و ذرات لیتیک تشکیل شده است. پلاژیوکلازها به شدت تحت تأثیر دگرسانی کلریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۴). ذرات لیتیک دومین تشکیل دهنده واحد سنگی آذرآواری می‌باشد، قطعات لیتیک به صورت بی‌شکل، در اندازه‌های مختلف ۲ تا ۲۰ میلی متر، درشت قطعه تا ریزدانه دیده می‌شوند. بافت سنگ، تخریبی پیروکلاستیکی می‌باشد، که این ناشی از فشار وارده بر بلور در هنگام انفجار و خروج مواد پیروکلاستیکی می‌باشد.



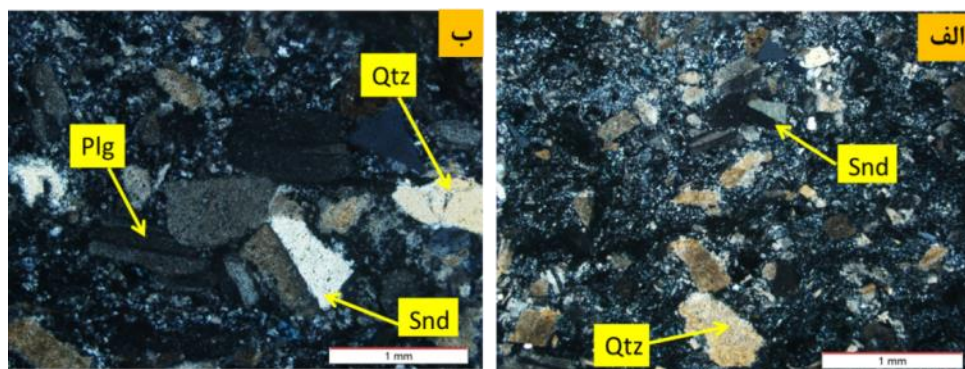
شکل ۳-۴: الف: تصویر میکروسکوپی از کریستال لیتیک توف، با بلورهای سانیدین (Snd) و کوارتز (Qtz) در زمینه‌ای از شیشه میکروکریستالین قرار گرفته است ب: تصویر میکروسکوپی از دگرسانی کلریتی.

۳-۲-۱-۲- توف نازک لایه

این زیر واحد که در بالاترین قسمت از واحد آتشفشانی (K_2^1) قرار گرفته است (شکل ۳-۱). در نمونه دستی لامینه‌های توفی به راحتی قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳-۵). از نظر کانی شناسی این واحد سنگی هم همانند واحد پیروکلاستی قبلی بیشتر از بلورهای سانیدین، کوارتز، پلاژیوکلاز و کلریت تشکیل شده است و اینکه پلاژیوکلازها به شدت تحت تأثیر دگرسانی کلریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۵: نمایی از توف نازک لایه که در بالاترین قسمت واحد (K_2^1) قرار گرفته و نشان‌دهنده کاهش شدت فوران آتشفشانی است.



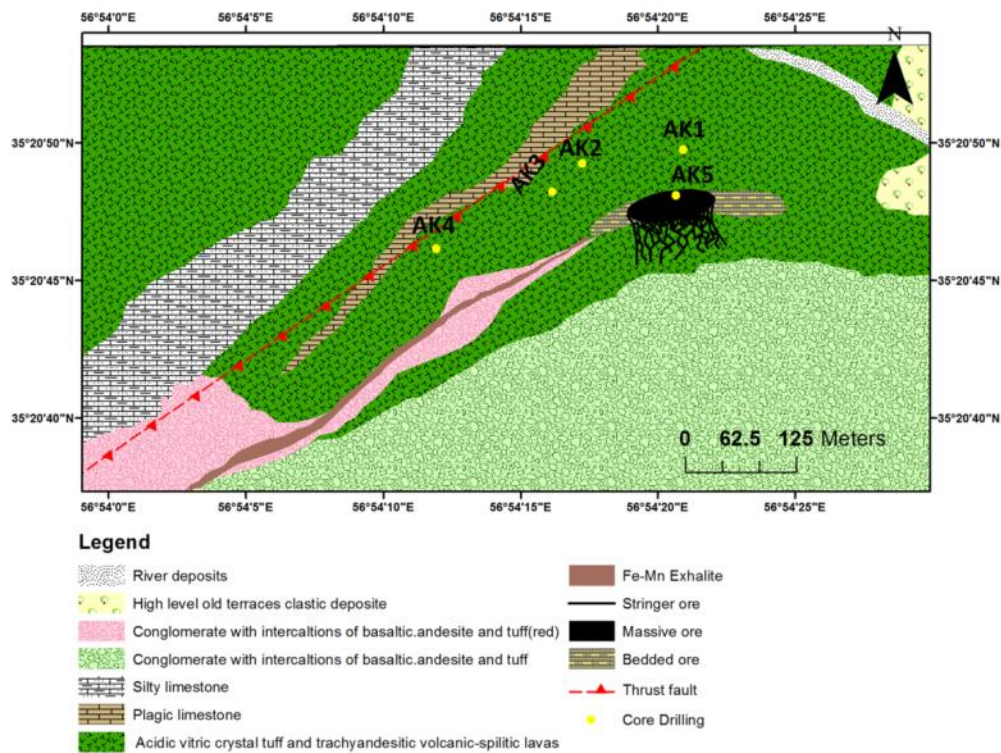
شکل ۳-۶: تصویر میکروسکوپی از توف‌های نازک لایه که همانند توف‌های برشی و لیتیک کریستال توف شامل، سانیدین (Snd)، پلاژیوکلاز (Plg) و کوارتز (Qtz)، در زمینه‌ای از میکروکریستالین‌های شیشه‌ای قرار گرفته است.

۳-۲-۲- واحد ۲: (unit²)

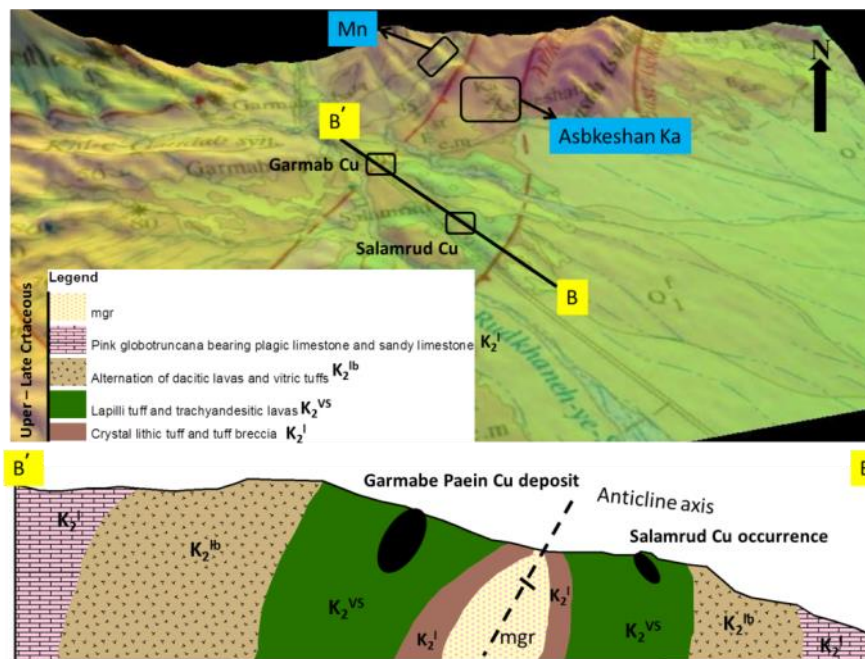
این واحد (K_2^{vs})، که واحد اصلی کانه‌زایی مس در کانسار گرماب پایین است (شکل ۲-۶ و شکل ۳-۲). بیشترین رخنمون را در کانسار گرماب پایین و اطراف کانسار کائولن اسبکشان دارا می باشد. از نظر سنگ شناسی نیز بیشتر شامل گدازه‌های تراکی آندزیت، ویتریک کریستال توف اسیدی سبزرنگ، لاپیلی توف، آهک گلوبوترونکانادار، آهک پلاژیک و چرت رادیولاریت می‌باشد (شکل ۳-۱).

۳-۲-۲-۱- گدازه‌های تراکی آندزیت

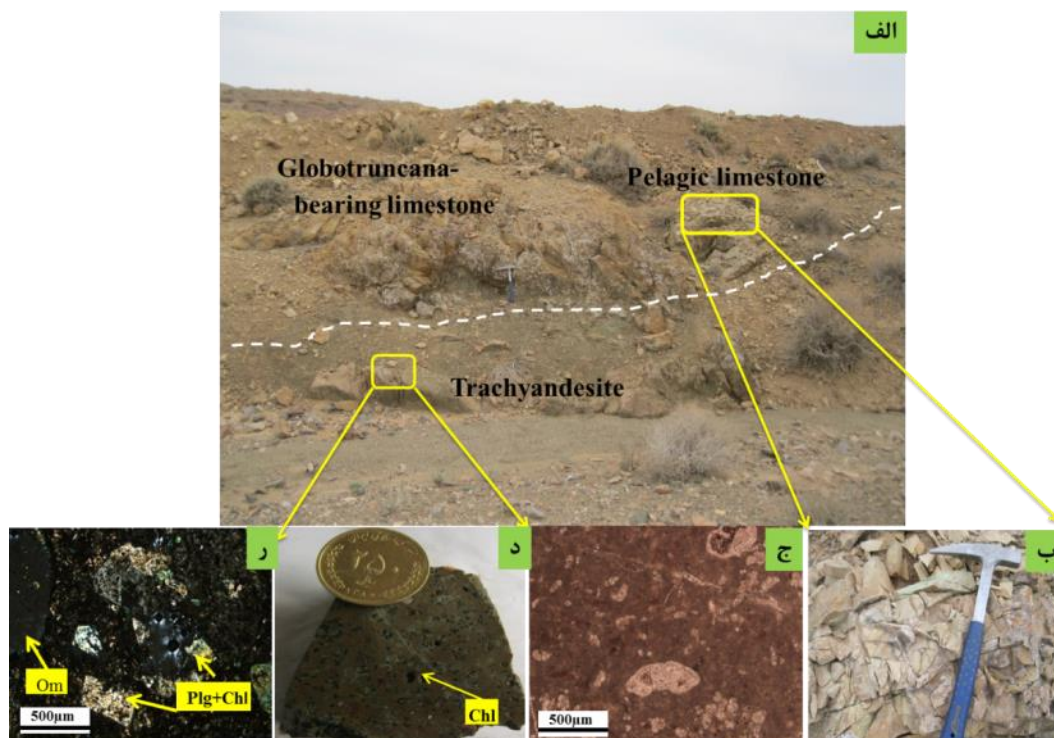
این زیر واحد، به صورت هم‌شیب و هم‌روند با لایه‌های آهک گلوبوترونکانا و آهک پلاژیک در قسمت کمرباطین کانسار مس گرماب پایین دیده می‌شود و میزبان اصلی کانه‌زایی مس گرماب در این افق می‌باشد. از نظر دگرسانی این زیر واحد، شدیداً تحت تأثیر سیالات داغ قرار گرفته و دچار دگرسانی کلریتی و آرژیلیتی شده است (شکل ۳-۹). همچنین به دلیل پوشیده شدن این زیر واحد توسط گنگلومراهای پالئوسن و رسوبات آبرفتی، دارای مورفولوژی پست و فرسایش یافته به خود گرفته است و رخنمون بسیار کمی در سطح دارا است، ضخامت این واحد ۶۰-۷۰ متر در قسمت‌های مختلف متغیر است و تناوب آهک و سنگ‌های آتشفشانی (آتشفشانی-رسوبی) به‌وضوح در سطح دیده می‌شود (شکل ۳-۷، شکل ۳-۸ و شکل ۳-۱۱).



شکل ۳-۷: نمایی از نقشه زمین شناسی بزرگ مقیاس کانسار گرماب پایین به همراه چاه‌های حفاری.



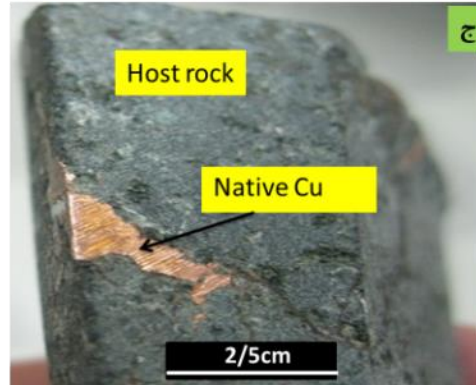
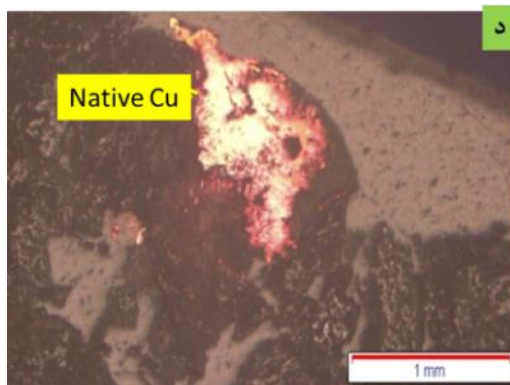
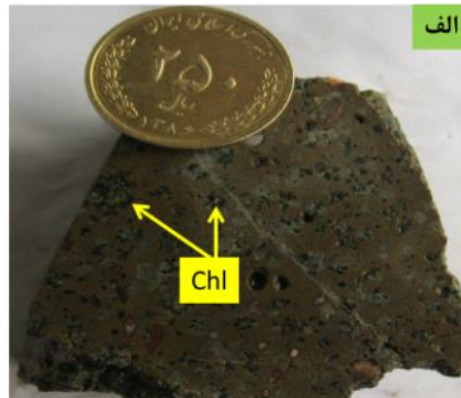
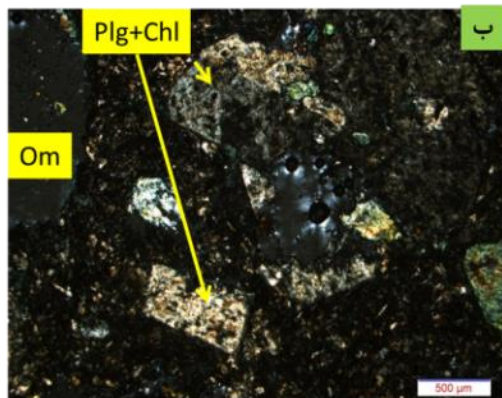
شکل ۳-۸: طرح نمادین از مقطع عرضی کانسار گرماب پایین و اندیس سلم رود که کانه‌زایی مس در واحد آتشفشانی-رسوبی K_2^{VS} قرار گرفته است (بر گرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ امری-اسبکشان).



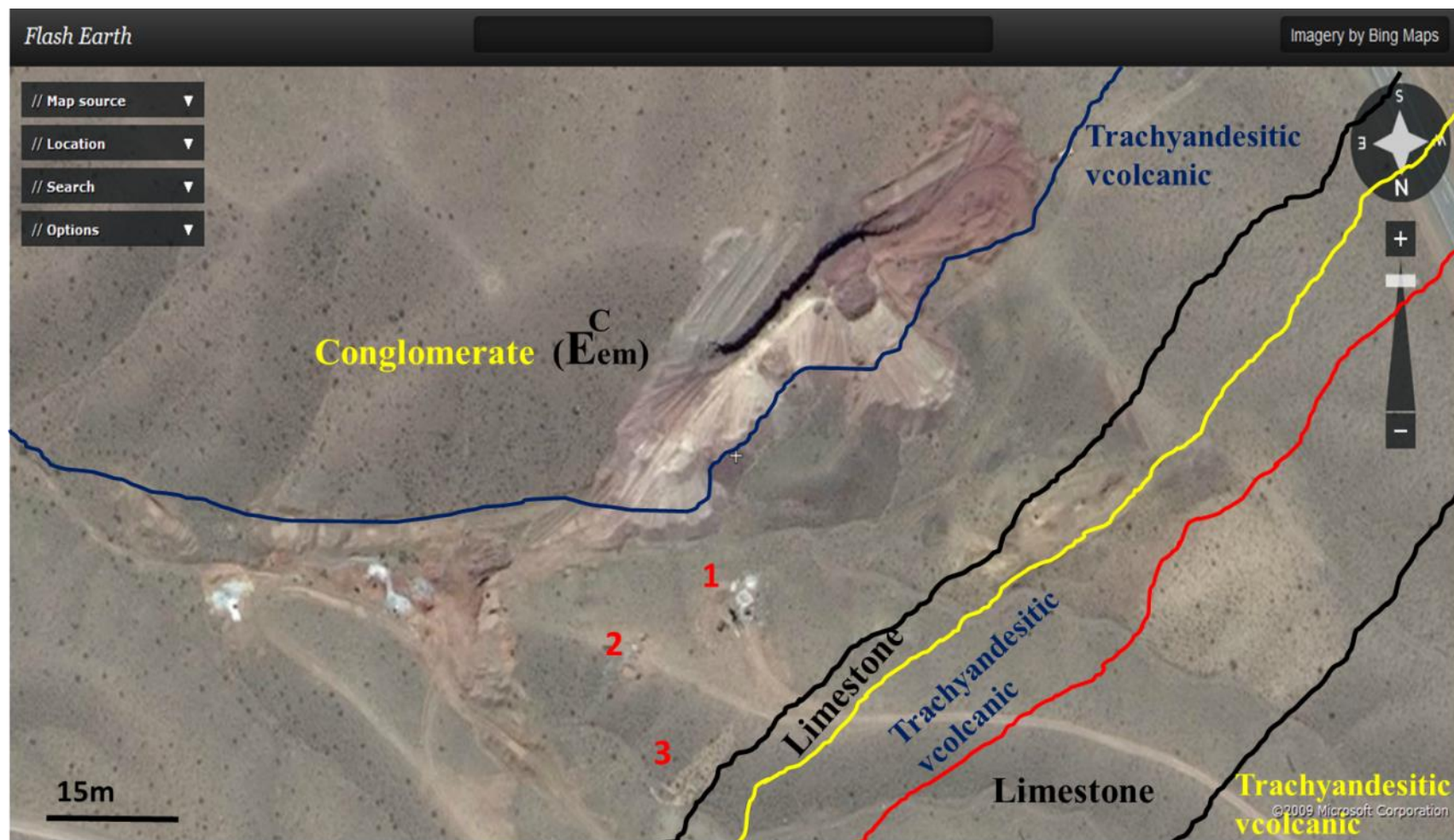
شکل ۹-۳: الف- نمایی از رخنمون واحد تراکی آندزیتی (افق اصلی کانه زایی مس در معدن گرماب پایین) که هم‌شیب و هم‌روند با آهک‌های گلوبوترونکانادار قرار گرفته است (دید به سمت جنوب شرق). ب) نمای نزدیک از آهک پلاژیک. ج) مقطع میکروسکوپی از آهک پلاژیک گلوبوترونکانادار مربوط به کرتاسه پسین. د) نمایی از نمونه دستی تراکی آندزیت با دگرسانی کلریتی که میزبان کانه زایی مس است. ر) تصویر میکروسکوپی از همین آندزیت با بافت میکرولیتی پورفیری که فنوکریست‌های پلاژیوکلاز آن از حاشیه کلریتی شده‌اند، علائم اختصاری شامل: کلریت (Chl)، پلاژیوکلاز (Plg)، فسیل (Fo) و اپک (Om).

این واحد سنگی همان‌طور هم که در نمونه دستی مشاهده می‌شود (شکل ۹-۳)، به شدت کلریتی شده و حفره‌ها و فضاهای خالی در سطح توسط کلریت، کربنات و سیلیس پر شده است (شکل ۹-۳). مطالعات میکروسکوپی بر روی مقاطع نازک از این نمونه‌ها نشان می‌دهد که بافت غالب سنگ پورفیری و دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن از نوع اوژیت و کانی‌های اپک است، که در زمینه میکروکریستالین تا شیشه‌ای قرار گرفته است (شکل ۱۰-۳). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز تحت تأثیر دگرسانی به کانی‌های کلریتی، رسی، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده است و دگرسانی نوع پروپلیتیک را نشان می‌دهد. فنوکریست‌های پیروکسن در این سنگ بیشتر از نوع اوژیت است، این کانی مافیک به صورت فنوکریست‌های نیمه شکل‌دار و نیز به صورت ریزبلور و میکرولیت در زمینه

مشاهده می‌شود. از لحاظ پتروگرافی بافت گدازه‌های این واحد پورفیری با زمینه میکرولیتی و فلسیک است درشت بلورها از قالب بلورهای پلاژیوکلاز و قالب کانی‌های مافیک تشکیل شده‌اند، زمینه سنگ نیز از رشد توأم فلدسپار همراه با بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب سدیک، شیشه کلریتی، بلورهای کلریتی بی‌شکل و ریزبلورهای اسفن تشکیل شده است.



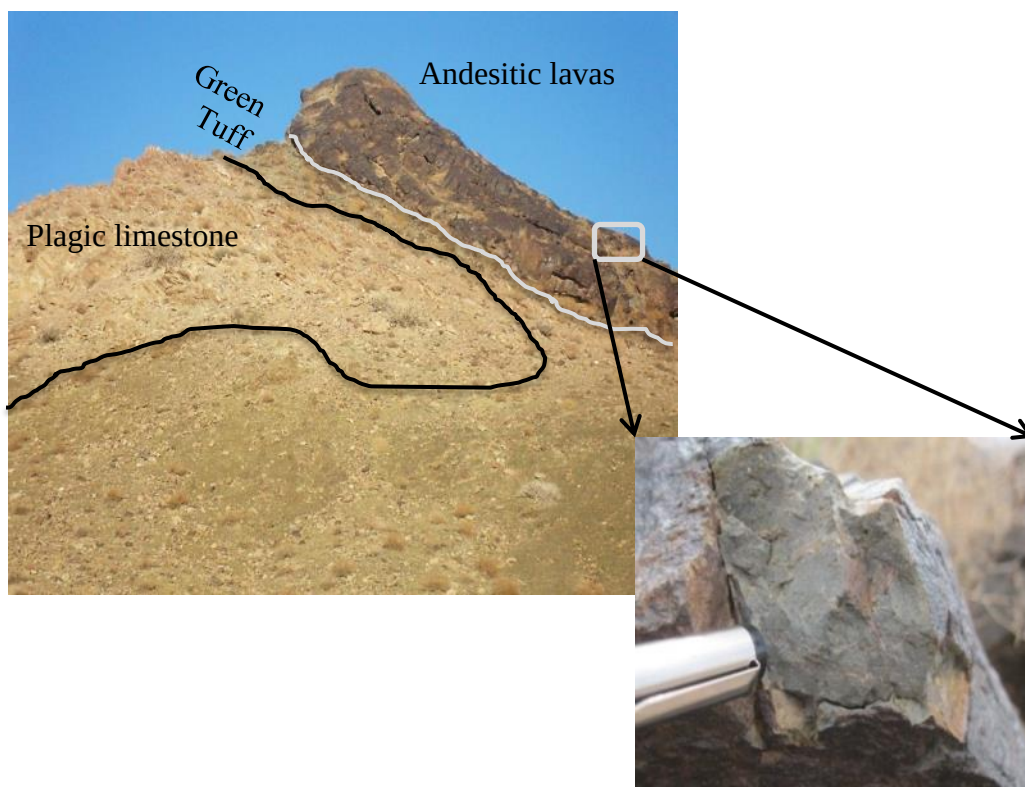
شکل ۳-۱۰: الف- نمونه دستی تراکی‌اندزیت‌های میزبان کانی‌زایی مس در کانسار گرماب پایین، که به شدت کلریتی شده است، ب- تصویر میکروسکوپی از تراکی‌اندزیت میزبان کانه‌زای مس، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز که از اطراف کلریتی شده که در زمینه میکرولیتی قرار گرفته است، ج- تصویری از کانه‌زایی مس طبیعی به صورت رگچه‌ای در سنگ میزبان آندزیتی، د- تصویر میکروسکوپی از مس طبیعی.



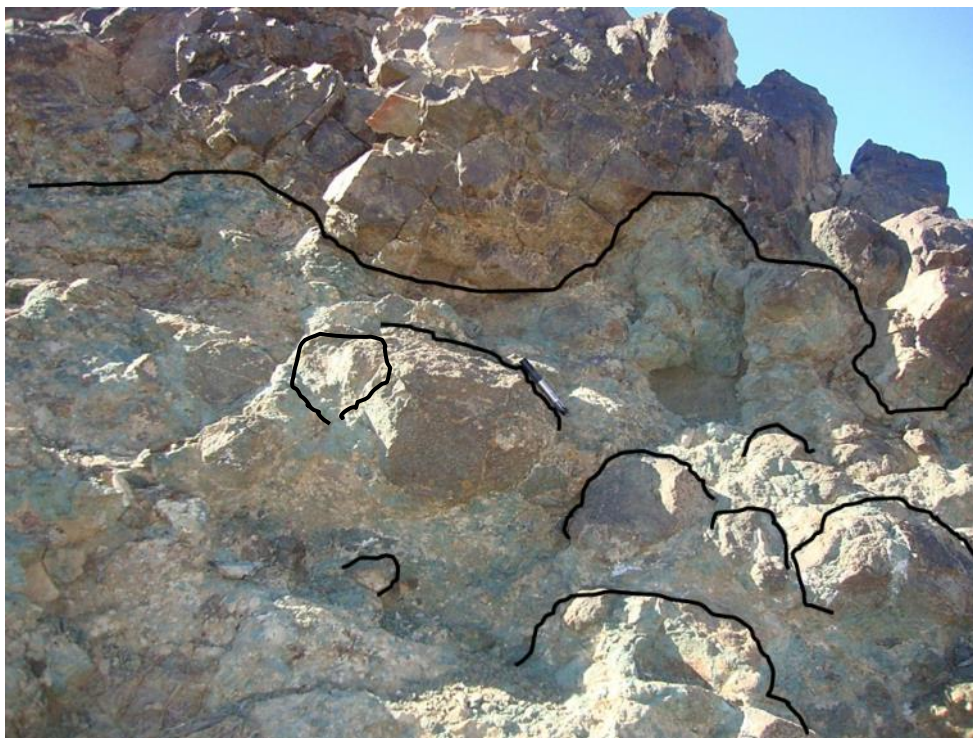
شکل ۳-۱۱: عکس ماهواره‌ای (Flash Earth)، از معدن مس گرماب پایین و قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی تراکی آندزیت بازالیت (میزبان کانه‌زایی مس) به طور هم‌شیب و هم‌رند با آهک‌های گلوبوترونکانادار با روند شمال شرق - جنوب غرب، 1 و 2 - چاه حفاری (AK3, AK2) به همراه میزان زیادی مس طبیعی، 3 - اثرات شدادی.

واحد گدازه‌های آندزیت در شمال شرق اسبکشان

این واحد به صورت گدازه آتشفشانی آندزیتی در شمال شرق روستای اسبکشان و در اطراف کانسار اسبکشان رخنمون دارد، ضخامت این واحد به صورت متغیر بین ۱۰۰ تا ۱۲۰ متر و با توپوگرافی خشن در منطقه گسترش دارد. این گدازه‌های آتشفشانی آندزیتی از لحاظ موقعیت چینه‌ای در واحد اصلی K_2^{vs} ، هم‌روند با آهک پلاژیک و در بین لایه‌های توفی و لیتیک توفی جای گرفته است (شکل ۱۲-۳). لازم به ذکر است در بعضی از قسمت‌های این واحد بر اثر حرکت محلول‌های دگرسان کننده ناشی از (نفوذ توده‌ها موزو گرانیته)، باعث ایجاد دگرسانی شدید کلریتی و تشکیل سنگ‌های مدور و شبیه به بازالت‌های بالشی شده است، ضخامت این واحد دگرسان شده بین ۱۰ تا ۲۰ متر است و بالش‌های کوچک و بزرگ با قطر بین ۱۰ تا ۵۰ سانتی‌متر تشکیل شده است (شکل ۱۳-۳).



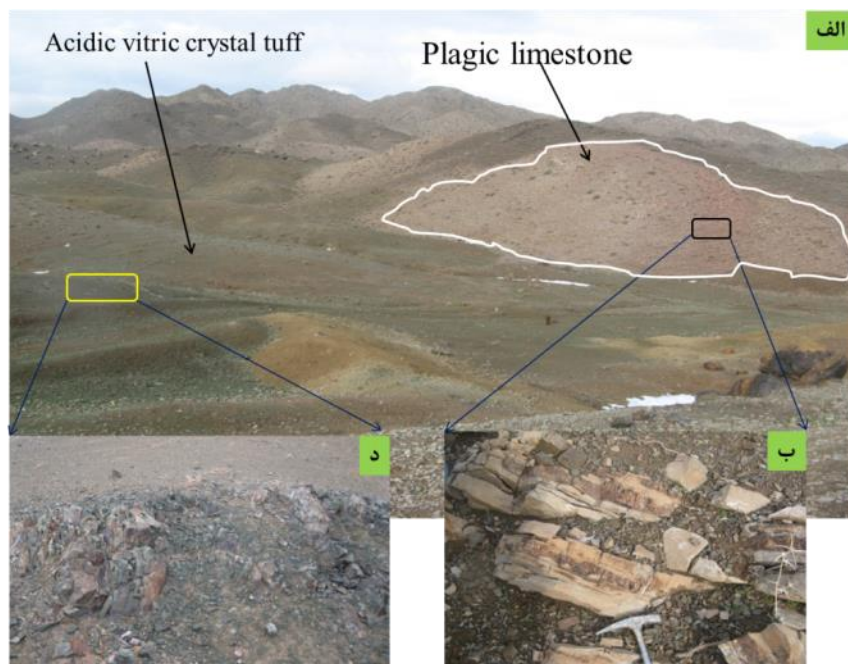
شکل ۱۲-۳: نمایی از رخنمون گدازه‌های آندزیتی با توپوگرافی خشن، هم‌روند با توف‌های سبز بین لایه‌ای و آهک پلاژیک (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۳-۱۳: نمایی از گدازه‌های آندزیت لاوا که شدیداً تحت تأثیر سیال قرار گرفته و دگرسانی کلریتی ایجاد شده و شبیه به بازالت‌های بالشی شده است (دید به سمت جنوب غرب).

۳-۲-۲-۲- واحد ویتریک کریستال توف سبزرنگ

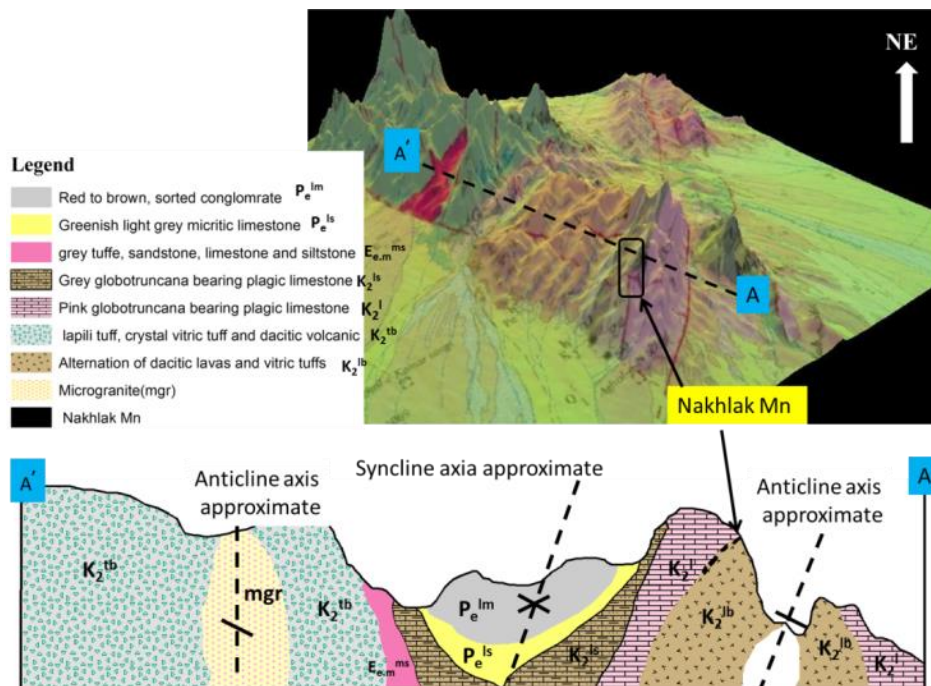
این زیر واحد، بیشتر در اطراف روستای اسبکشان و هم‌روند و هم‌شیب با آهک‌های پلاژیک (مربوط به محیط عمیق) دیده می‌شود و دارای مورفولوژی نرم و تپه‌ای شکل است (شکل ۳-۱۴). رنگ رخساره آن بیشتر به رنگ سبز تیره خاکستری و قرمز تیره است دیده می‌شود و دارای حدود ۲۵۰ متر ضخامت می‌باشد.



شکل ۳-۱۴: الف- نمایی از واحدهای توف سبز رنگ و آهک‌های پلاژیک که هم‌روند با هم قرار گرفته‌اند، ب- نمایی نزدیک از آهک‌های پلاژیک ج- نمایی نزدیک از توف‌های اسیدی

۳-۲-۳- واحد ۳: (unit³)

این واحد (K_2^{lb}) که واحد اصلی کان‌زایی منگنز در منطقه می‌باشد و رخداد‌های کان‌زایی منگنز در کانسارهای نخلک، شمال شرق اسبکشان و منگنز کرمی و اندیس کوه قطربونه، در این واحد می‌باشد (شکل ۳-۲). این واحد بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی داسیتی و ویتریک توف است و از تناوب گدازه‌های داسیتی و توف شیشه‌ای بلورین اسیدی به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز تشکیل شده است (شکل ۳-۱۵، شکل ۳-۱۶ و شکل ۳-۱۷). روند این واحد آتشفشانی همانند سنگ‌های آتشفشانی کانسار مس-نقره گرماب پایین شمال شرق- جنوب غرب است. ضخامت این واحد آتشفشانی حدود ۵۰۰-۱۰۰۰ متر است و در مرز بالایی خود هم‌شیب و هم‌روند با آهک‌های گلوبوترونکانادار (K_2^1) قرار گرفته است (شکل ۳-۱۵). بیشترین ضخامت آن مربوط به یال شمالی تاقدیس گرماب- اسبکشان می‌باشد، همچنین لازم به ذکر است، رخداد کان‌زایی منگنز نخلک در مرز آهک‌های گلوبوترونکانادار و گدازه‌های داسیتی است (شکل ۳-۱۵).



شکل ۳-۱۵: طرحی نمادین از مقطع عرضی کانسار منگنز نخلک که کانه‌زایی منگنز در یال شمالی تاقدیس و در مرز بین گدازه‌های داسیتی و آهک‌های پلازیک واقع شده است (بر گرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مری-اسپکشان).

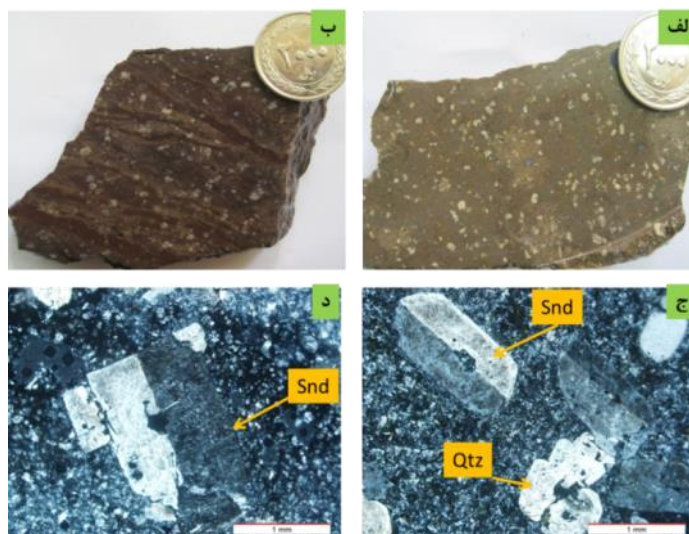


شکل ۳-۱۶: نمایی از کانسار منگنز نخلک که کانه‌زایی در مراحل آخر ولکانیسم و همزمان با ته نشینی آهک‌ها رخ داده است (دید به سمت شمال شرق)، الف- سنگ‌های آتشفشانی داسیتی، ب- آهک‌های گلوبوترونکاندار هم‌روند با کانه‌زایی منگنز.

از نظر کانی‌شناسی این سنگ‌های آتشفشانی از بلورهای کوارتز و آلکالی فلدسپار در یک زمینه میکروکریستالین تا کریپتوکریستالین تشکیل شده است. بلورهای کوارتز به صورت خودشکل هم در زمینه و هم به صورت فنوکریست دیده می‌شود.

آلکالی فلدسپارهای در این سنگ‌ها از نوع سانیدین و اورتوکلاز می‌باشند و به صورت بلورهای پورفیر و میکروولیتی در زمینه دیده می‌شوند، این کانی‌ها تحت تأثیر دگرسانی ضعیف به کانی‌های رسی تبدیل شده است.

زمینه سنگ نیز بیشتر به صورت میکروکریستالین و شیشه‌ای می‌باشد و این میکروکریستالها از شیشه‌های در حال تبلور تشکیل شده‌اند، که جنس آنها نیز فنوکریست ها می‌باشد. بافت‌هایی که در این سنگ فلسیک دیده می‌شود شامل بافت پورفیریتیک با خمیره کریپتوکریستالین، بافت فلیسیتیک و بافت میکرو کریستالین می‌باشد، در بافت پورفیریتیک با خمیره کریپتوکریستالین، فنوکریستهای کوارتز و فلدسپار در خمیره متشکل از شیشه و کانی‌های بسیار ریزبلور قرار دارند (شکل ۳-۱۷). وجود چنین بافتی در سنگ حکایت از دو مرحله سردشدگی دارد، مرحله‌ای که در آن فنوکریستها فرصت تبلور و رشد داشته‌اند و مرحله‌ای که ماگما به سطح رسیده و سرعت سردشدگی به حدی بوده که فرصت رشد را از بلورها گرفته و به صورت نهان‌بلور و شیشه‌ای درآورده است (Melluso, 2004).



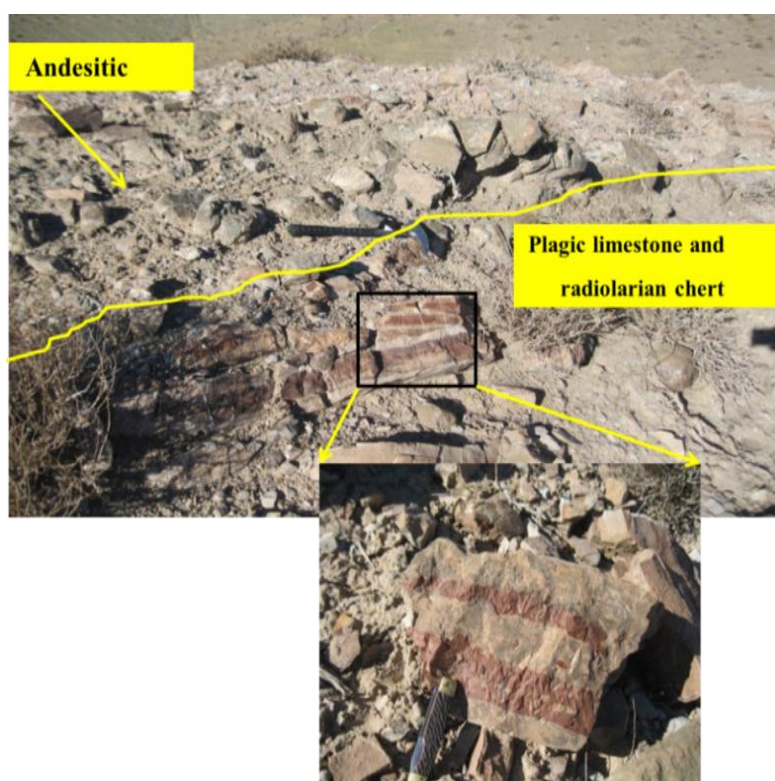
شکل ۳-۱۷: الف- ب) تصویر نمونه دستی از واحدهای داسیتی نخلک ج- د) تصویر میکروسکوپی از داسیت، که از فنوکریست‌های سانیدین (Snd)، کوارتز (Qtz) در یک زمینه (کوارتز فلدسپار) میکرو کریستالین تشکیل شده است.

۳-۲-۴- واحد ۴: (Unit⁴)

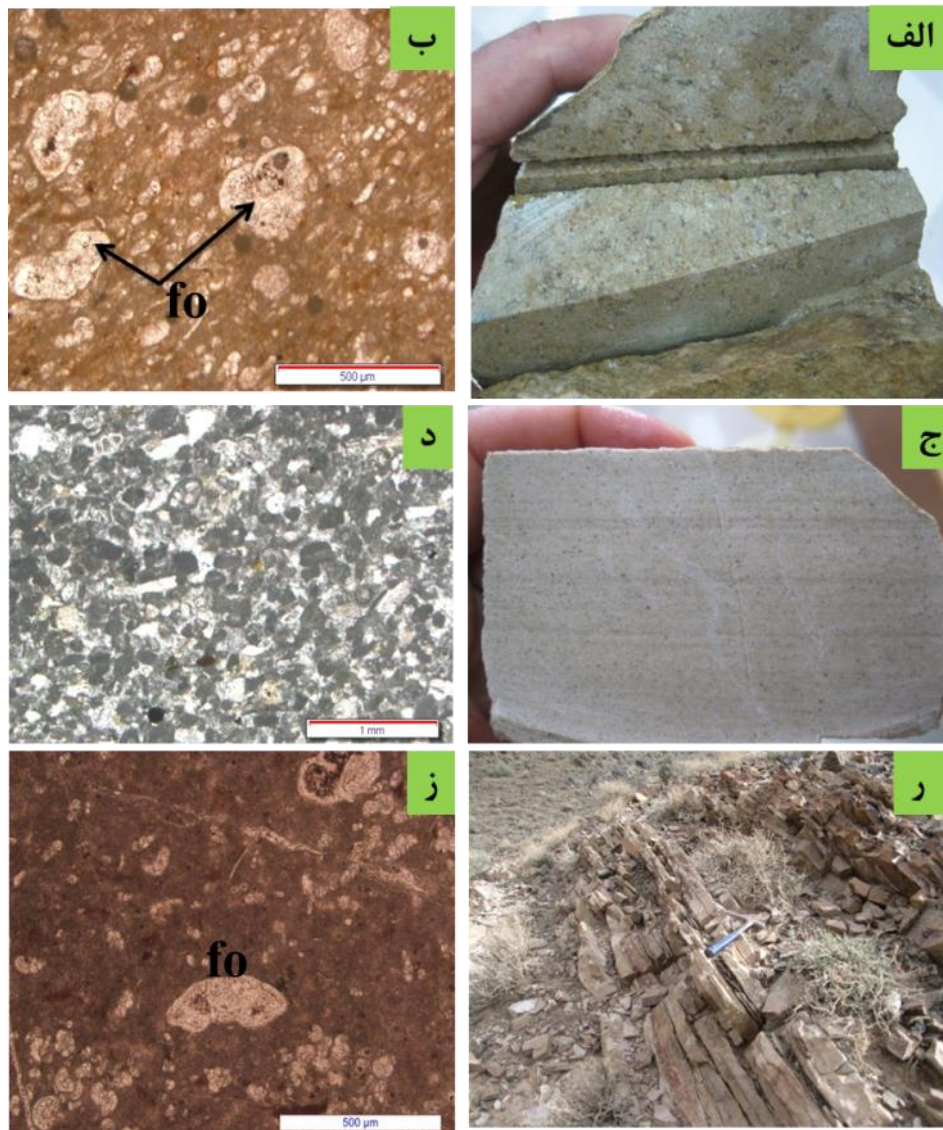
این واحد (K_2^1) کربناته دارای رنگ رخساره نخودی تا صورتی متمایل به خاکستری است (. شکل ۱۸-۳ و شکل ۱۹-۳) و دارای بیشترین ضخامت در منطقه کانسار منگنز نخلک است. دارای رخنمون‌های محدودی در شمال شرق روستای اسبکشان، اطراف کانسار کائولن اسبکشان و کانسار گرماب پایین می‌باشد (شکل ۲-۶، شکل ۳-۲ و شکل ۳-۷). مورفولوژی این واحد آهکی نسبتاً خشن و در بعضی قسمت‌ها ملایم است. ضخامت این واحد حدود ۷۰ تا ۳۲۰ متر است و در بعضی نقاط همچون در کانسار گرماب پایین به صورت بین لایه‌ای در واحدهای آتشفشانی کرتاسه پسین، با ضخامت حدود ۱ تا ۳ متر قرار گرفته است. همچنین اینکه در بیشتر موارد مرز زیرین و بالایی این واحد با واحدهای آتشفشانی کرتاسه پسین هم‌شیب و پیوسته است. تدریجی بودن مرز این دو واحد در منطقه نشان از تغییر رژیم رسوب‌گذاری در این حوضه کششی از حالت آتشفشانی به حالت رسوبی و افول فعالیت را حکایت می‌کند. (شکل ۱۸-۳). همچنین در مورد تشکیل لایه‌های چرتی، این‌طور می‌توان بیان کرد، که با شدت گرفتن میزان فعالیت آتشفشانی کف دریا و اسپلیتی شدن سنگ‌های آتشفشانی کف دریا، موجب آزاد شدن میزان زیادی سیلیس و آهن به محیط آبی شده است که در ادامه با افول فعالیت آتشفشانی لایه‌های چرتی قرمز به همراه لایه‌های آهکی ته نشین شده است (شکل ۱۹-۳). مطالعه فسیل‌های شاخص (همچون فسیل گلوبوترونکانا) موجود در آهک‌های پلاژیک منطقه نشان می‌دهد، این فسیل‌ها مربوط به محیط عمیق دریا می‌باشد و سن این فسیل‌ها نیز مربوط به دوره زمانی کرتاسه پسین است (شکل ۳-۲۰ ز). این خود دلیلی است، که نشان می‌دهد فعالیت‌های آتشفشانی- رسوبی در حوضه کششی سبزوار مربوط به دوره زمانی کرتاسه پسین می‌باشد.



شکل ۳-۱۸: نمایی از آهک‌های نازک لایه پلاژیک که دارای مرز تدریجی با سنگ‌های آتشفشانی‌های آندزیتی می‌باشد (دید به سمت جنوب شرق، اطراف روستای اسبکشان).



شکل ۳-۱۹: نمایی از چرت‌های قرمز رنگ و آهک‌های پلاژیک که دارای مرز تدریجی با سنگ‌های آتشفشانی‌های آندزیتی می‌باشد (دید به سمت شمال شرق، اطراف روستای اسبکشان).

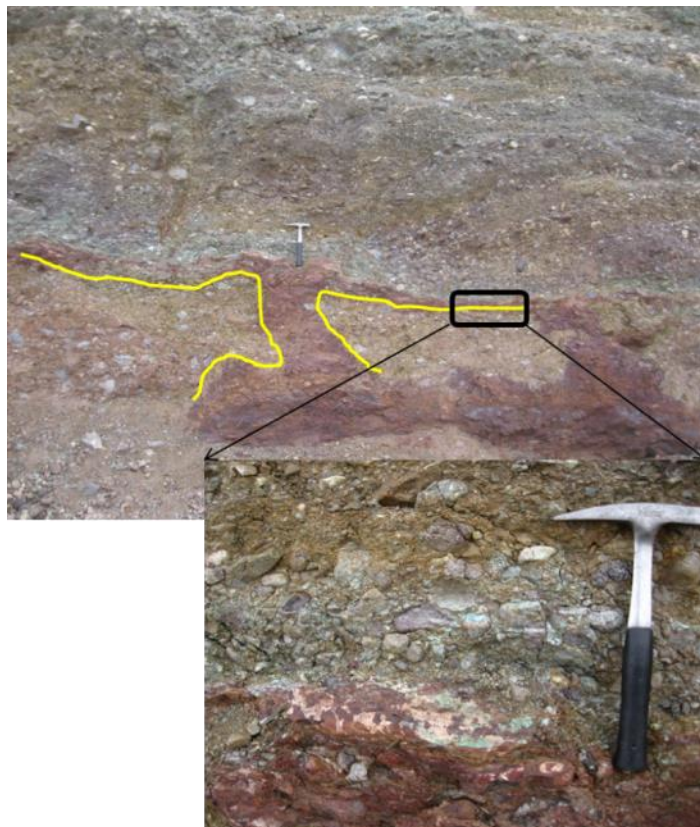


شکل ۳-۲۰: الف- تصویری از نمونه دستی آهک گلوبوترونکانادار، ب- تصویر میکروسکوپی از فسیل‌های گلوبوترونکانادار (fo)، ج- تصویری از نمونه دستی سنگ‌آهک ماسه‌ای خاکستری روشن د- تصویر میکروسکوپی از آهک ماسه‌ای به همراه خرده فسیل‌ها، ر- تصویری از رخنمون آهک پلاژیک که روند شمالی- جنوبی دارد، ز- تصویر میکروسکوپی از فسیل‌های گلوبوترونکانادار (fo) به همراه فسیل اربیتولین.

۳-۲-۵- واحد E_{em}^c

این واحد سنگی شامل، کنگلومراهایی است که دربردارنده قطعه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی کرتاسه، با اندازه ۲-۳۰ سانتی‌متر است که در زمینه ماسه‌ای و سیمان آهکی جای گرفته‌اند. گرد شدگی آن‌ها متوسط تا خوب و جور شدگی متوسط تا ضعیف است (شکل ۳-۲۱). مرز زیرین این

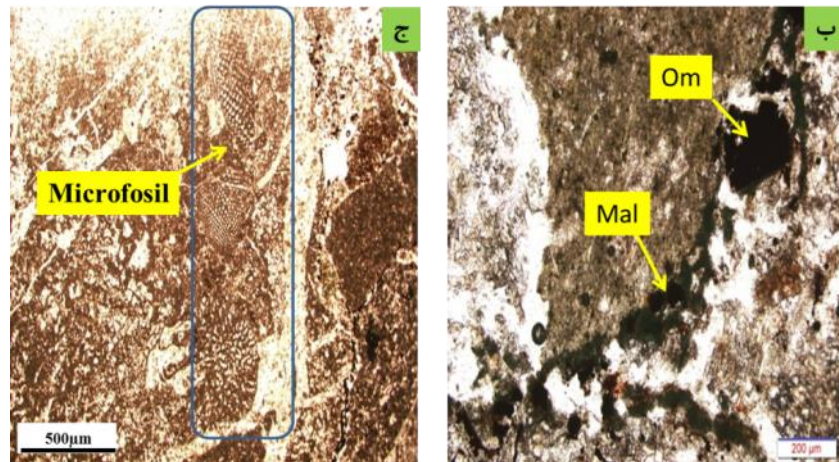
گنگلومراها نیز با واحد k_2^{vs} ، به طور هم‌شیب است. لازم به ذکر است کانه‌زایی ثانویه مس به صورت ملاکیت و کوپریت در قسمت‌هایی از این کنگلومراها رخ داده است.



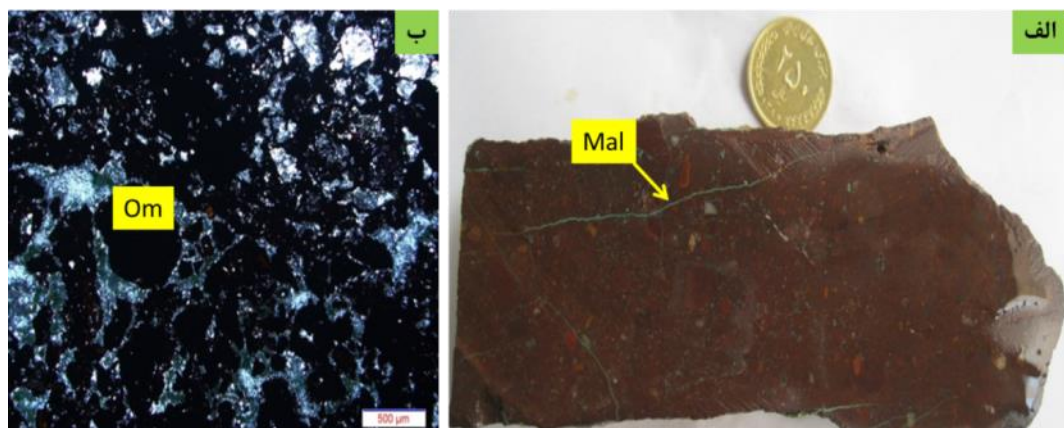
شکل ۳-۲۱: نمایی از واحد E_{em}^c ، کنگلومرا و قطعات آندزیتی، به همراه کانی‌زایی ملاکیت و کوپریت به صورت ثانویه (در مسیر حرکت سیال).

از لحاظ پتروگرافی این واحد سنگی متشکل از آهک‌های فسیل‌دار کرتاسه و قطعات آندزیتی تشکیل شده است (شکل ۳-۲۲ و شکل ۳-۲۳). قطعات آهکی با سیمان کلسیتی به هم متصل شده و بین این قطعات ما شاهد کانی‌زایی ثانویه ملاکیت و کوپریت هم هستیم (شکل ۳-۲۲ الف-ب و شکل ۳-۲۳). در مقاطع میکروسکوپی این واحد سنگی، فسیل‌هایی همچون اربیتولین به سن کرتاسه زیرین و جلبک‌ها، پلت‌ها هم به صورت کم و بیش دیده می‌شود. قطعات آندزیتی این واحد سنگی نیز دارای بافت از نوع پورفیری با زمینه‌ای از چوبک گونه‌های چلیپای پلاژیوکلاز است، درشت بلورها از بلورهای پلاژیوکلاز، قالب کانی‌های مافیک به احتمال الیوین و پیروکسن است. زمینه سنگ نیز از چوبک

گونه‌های پلاژیوکلاز در حد الیگوکلاز - آندزین، با ریزبلورهای مافیک کلریتی، تشکیل شده است.



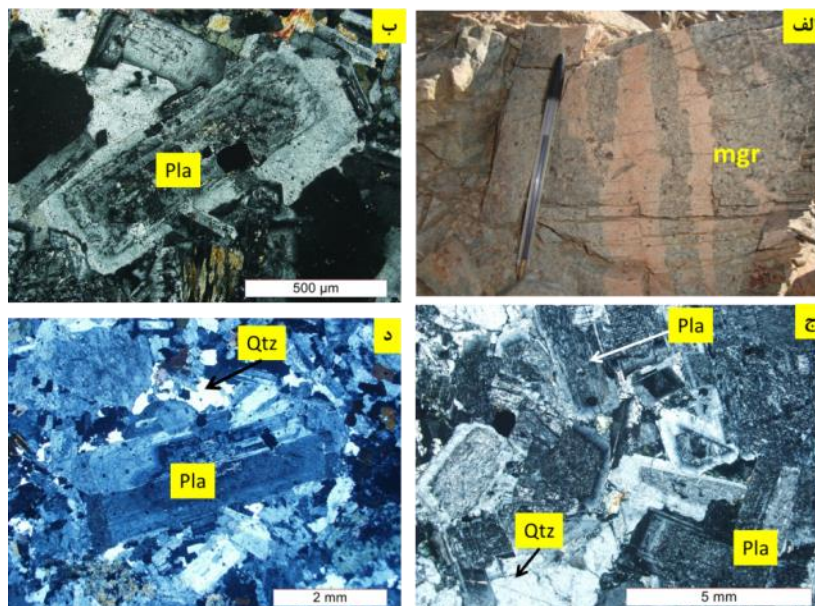
شکل ۲۲-۳: الف- نمونه دستی از کنگلومرا به همراه کانه‌زایی ثانویه مس (مالاکیت)، ب- تصویر میکروسکوپی از کنگلومرای شامل قطعات آهکی، کانی کدر (Om)، مالاکیت (Mal)، ج- فسیل اربیتولین که این فسیل‌ها نشان دهنده محیط‌های کم عمق است و مربوط به کرتاسه زیرین می‌باشد.



شکل ۲۳-۳: الف- نمونه دستی از برش سنگ‌های آتشفشانی به همراه کانه‌زایی ثانویه رگچه‌ای مالاکیت، ب- تصویر میکروسکوپی از همین نمونه دستی که تحت تأثیر سیالات دچار خوردشدگی شده است به همراه کانی‌زایی مالاکیت و مگنتیت.

۳-۲-۶- واحد mgr: میکروگرانو دیوریت و میکروگرانیت

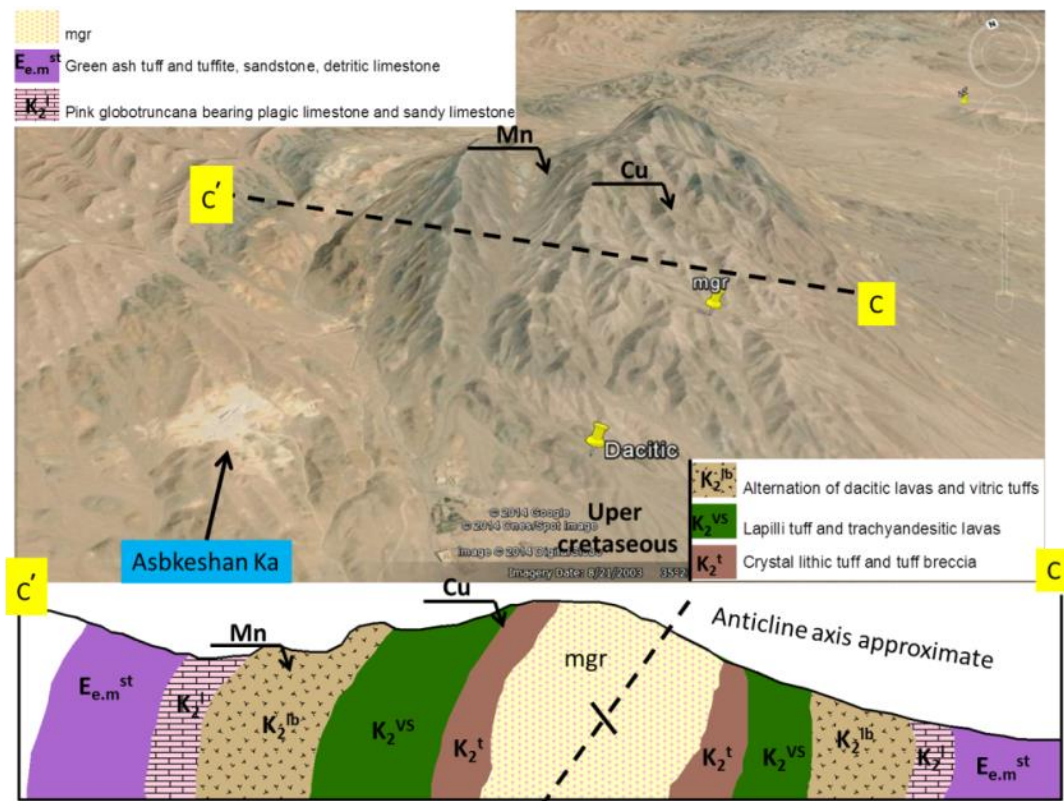
این واحد در شمال شرق اسبکشان قرار گرفته است (شکل ۳-۲). جنس آن میکروگرانیت و میکروگرانودیوریت- میکروکوارتز مونزونیت خاکستری رنگ می باشد که در واحدهای K_2^{vs} پس از کرتاسه پسین نفوذ کرده است (شکل ۲-۱۷). بافت این سنگ های نفوذی، پورفیری با زمینه های اسفرولیتی، ریزدانه و میکروگرافیکی است که ناشی از رشد توأم کوارتز و فلدسپات است (شکل ۳-۲۴). همچنین در این سنگ های نفوذی بلورهای درشت پلاژیوکلاز (در حد الیگوکلاز- آندزین) از اطراف در حال تبدیل شدن به فلدسپار آکالی است.



شکل ۳-۲۴: الف- تصویر نمونه دستی از مونزوگرانیت ب، ج، د: تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهای خود شکل به همراه کوارتز.

همان طور که در شکل های نمادین (۲-۱۸) دیده می شود، از نظر جایگاه تکتونیکی اکثر توده های نفوذی میکروگرانیتی (mgr) در این منطقه بیشتر در مرکز تاقدیس ها قرار گرفته اند (شکل ۲-۱۸ و شکل ۳-۲۵). این تاقدیس ها احتمالاً در منطقه در اثر چین خوردگی و کوهزایی پیرینه در این منطقه می باشد که در ادامه این رخدادهای طبیعی باعث جایگیری توده های نفوذی در فضاهای خالی

تاقدیس‌ها شده است. همچنین بر اثر نفوذ این توده‌های میکروگرانیته در واحدهای آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین (K_2^{vs}) باعث ایجاد دگرسانی شدید کلریتی و آرژیلیتی در مرز این توده نفوذی با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین شده است (شکل ۲-۱۷). لازم به ذکر است کانه‌زایی ضعیفی از مس به صورت مالاکیت در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی که توسط توده‌های نفوذی قطع شده است به چشم می‌خورد، این کانه زایی ناشی از نفوذ و سرد شدن توده‌های میکروگرانیته است که در ادامه سرد شدن این توده‌ها باعث آزاد شدن سیالات و ایجاد کانه‌زایی مس و دگرسانی کلریتی و آرژیلیتی در سنگ‌های میزبان شده است.



شکل ۳-۲۵: طرحی نمادین از تاقدیس شمال شرق اسبکشان که توده نفوذی میکروگرانیته (mgr) در مرکز تاقدیس قرار گرفته است.

فصل چهارم

کانه زایی و دگرسانی

۴- کانه‌زایی و دگرسانی

۴-۱- مقدمه

زیر پهنه سبزوار بخشی از پهنه ایران مرکزی می‌باشد که در شمال شرق ایران جای گرفته است. این پهنه شامل گستره‌های محدود بین گسل میامی و گسل درونه است، که در یک روند تقریبی شرقی غربی از سبزوار تا مرز افغانستان ادامه دارد. در این پهنه سنگ‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک برون‌زد محدود دارند. زیر پهنه سبزوار از نظر تنوع کانی‌زایی به‌خصوص مس بسیار جالب‌توجه است. مطالعاتی که در چند سال اخیر توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و همچنین محققین دانشگاهی صورت گرفته است، منجر به شناسایی و بازنگری رخدادهای متنوعی از کانه‌زایی فلزات پایه به ویژه مس در این ناحیه گردیده است. از جمله این کانه‌زایی‌ها و اندیس‌های شناخته شده می‌توان به کانسار سولفید توده‌ای پلی متال تکنار (Malekzadeh shfarodi et al., 2005). کانسار سولفید توده‌ای غنی از آهن کبودان (مهرابی، ۱۳۹۰)، کانسار مس-طلای پورفیری هلاک‌آباد (پناهی شهری، ۱۳۸۹)، کانسار مس عباس‌آباد (فیروز علی نیا و همکاران، ۱۳۸۳)، اندیس مس رسوبی منطقه ششتمد (سپهری راد، ۱۳۸۸)، کانسار سولفید توده‌ای مس نوده (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۱)، کانسارهای منگنز ذاکری و نوده (تقی زاده ۱۳۹۲؛ نصراللهی، ۱۳۹۲) و اندیس‌های مس گود ایشاق، سوزنده و اولنگ سر در داخل افیولیت‌های شمال سبزوار (روزبه کارگر و همکاران، ۱۳۷۷) نام برد. منطقه خارتوران در زیر پهنه سبزوار جای گرفته است و حاوی کانه‌زایی‌های متعددی می‌باشد که در زیر به آن‌ها اشاره می‌گردد.

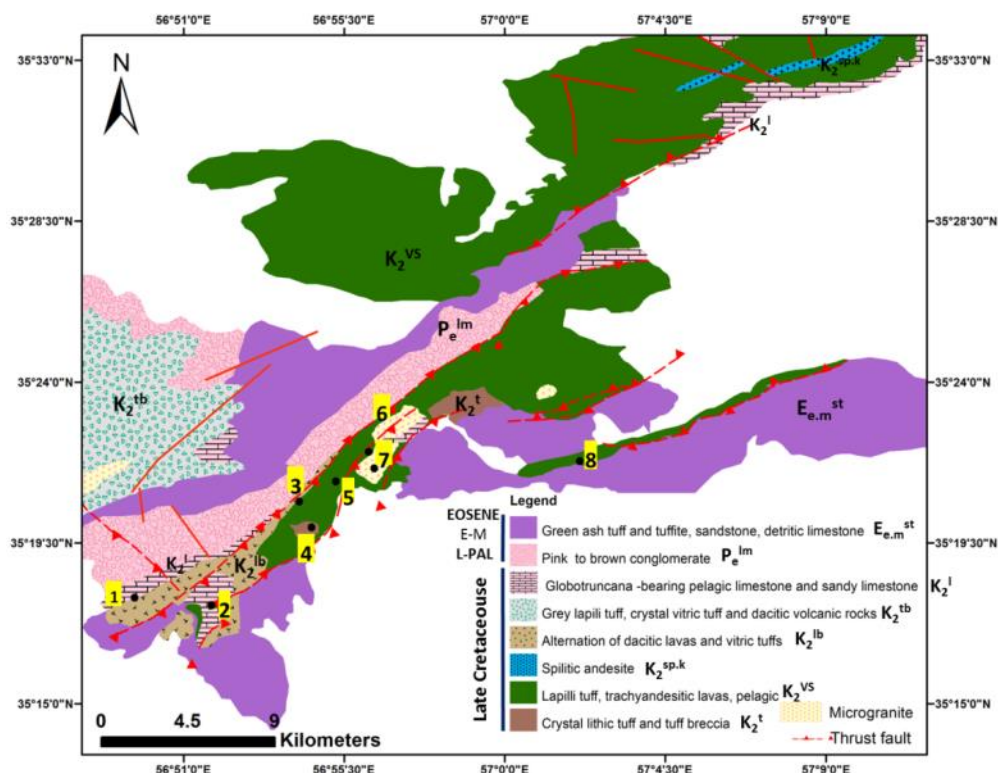
۴-۲- رخداد کانه‌زایی در منطقه خارتوران، جنوب شرق شاهرود

بررسی‌های صورت گرفته در منطقه خارتوران حاکی از وجود تعداد قابل‌توجهی از کانسارها و اندیس‌های مس و منگنز است، که دارای جایگاه چینه‌شناسی مشخص می‌باشند.

این کانسارها و اندیس‌ها را می‌توان بر اساس نوع ماده معدنی، موقعیت چین‌شاسی و سنگ میزبان به دو گروه تقسیم نمود (جدول ۴-۱).

۱- کانسارها و اندیس‌های مس: این ذخایر که همگی در واحد K_2^{vs} ، با سنگ میزبان آندزیتی مربوط به کرتاسه پسین قرار گرفته‌اند، همچون کانسارهای مس-نقره گرماب پایین و اسبکشان و اندیس‌های مس سلم رود و ایزدپناه را می‌توان نام برد (شکل ۴-۱).

۲- کانسارها و اندیس‌های منگنز: این ذخایر همگی در مرز واحد K_2^{lb} ، با سنگ میزبان داسیتی و واحد K_2^l با سنگ میزبان آهک پلاژیک مربوط به دوره زمانی کرتاسه پسین قرار گرفته‌اند، همچون کانسار منگنز نخلک، منگنز شمال شرق اسبکشان، منگنز کرمی و اندیس مس - منگنز قطربونه در شرق روستای سلم رود را می‌توان نام برد (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱- نمایی از نقشه زمین‌شناسی و موقعیت کانسارها و اندیس‌های مس و منگنز در منطقه خارتوران (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مری-اسبکشان، درونه و دارین ۱- کانسار منگنز نخلک، ۲- اندیس مس-منگنز قطربونه، ۳- کانسار مس گرماب پایین، ۴- اندیس مس سلم رود، ۵- کانسار کائولن اسبکشان، ۶- کانسار منگنز شمال شرق اسبکشان، ۷- اندیس مس ایزدپناه، ۸- کانسار منگنز کرمی).

جدول ۴-۱- کانسارها و اندیس‌های مس و منگنز منطقه خارتوران (جنوب شرق شاهرود)

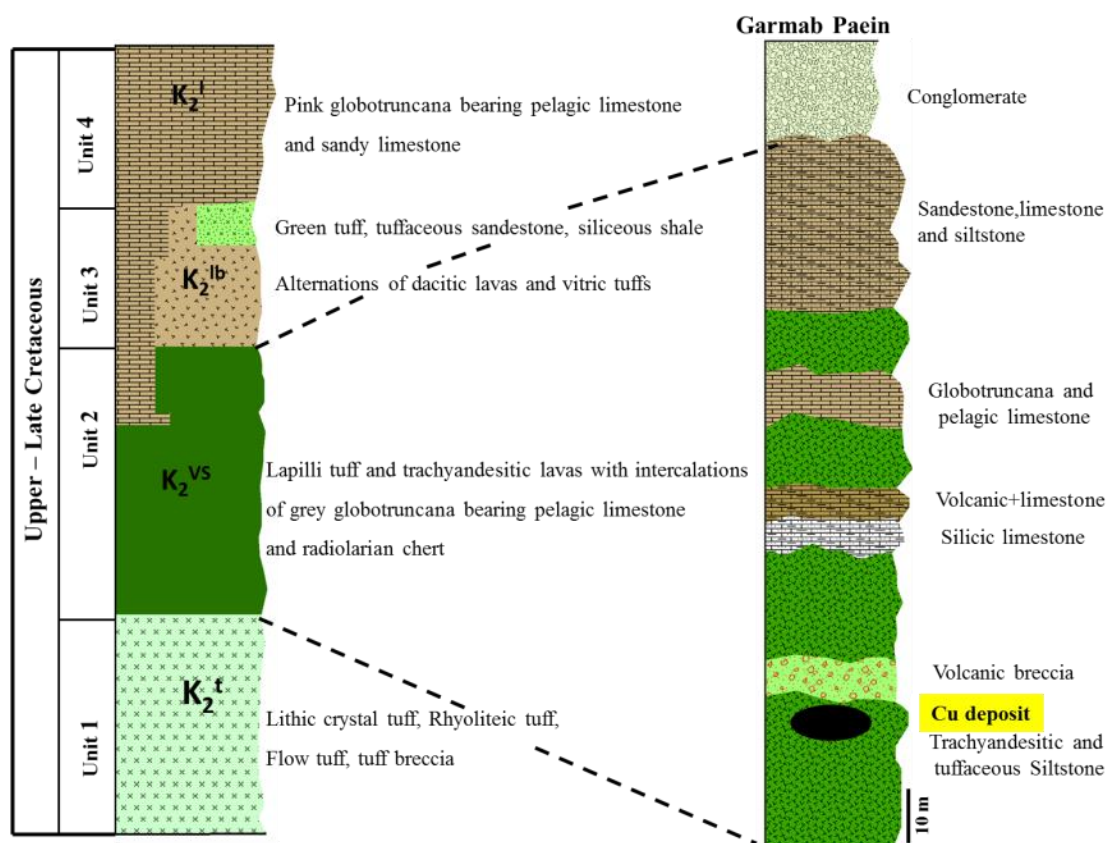
کانسارها و اندیس‌های مس		کانسارها و اندیس منگنز	
۱-	کانسار مس گرماب پایین	۵-	کانسار منگنز نخلک
۲-	اندیس مس سلم رود	۶-	کانسار منگنز کرمی
۳-	کانسار کائولن اسبکشان	۷-	اندیس مس - منگنز قطربونه
۴-	اندیس مس ایزدپناه	۸-	کانسار منگنز اسبکشان (عزتی)

به طور کلی در منطقه گرماب پایین آثار معدن کاری قدیمی برای مس به وفور دیده می‌شود. به دلیل قرار گرفتن این کانسارها و دیگر اندیس‌ها در منطقه حفاظت شده خارتوران، تا به حال کار زمین‌شناسی گسترده‌ای بر روی این کانسارها در منطقه صورت نگرفته است و تنها گزارش اکتشافی معدن مس گرماب پایین مربوط به شرکت زمین‌شناسی محکم کار در سال ۸۶ است، که این کانسار را به عنوان یک کانسار پلی متال معرفی می‌کند. مطالعات و بررسی‌ها در راستای این تحقیق نشان داد که تفاوت‌های زیادی بین این کانه‌زائی و تیپ معرفی شده وجود دارد. در واقع کانه‌زائی مس در کانسار گرماب پایین تیپ جدیدی از کانه‌زائی مس در منطقه است که در این فصل به بررسی ویژگی‌های آن پرداخته می‌شود. همچنین لازم به ذکر است کانسار اسبکشان تا سال ۱۳۷۶ به عنوان یک کانسار کائولن مورد بهره برداری قرار می‌گرفته اما به دلیل پاره‌ای از مشکلات تا به امروز غیر فعال می‌باشد.

۴-۳- کانه‌زائی مس در توالی کرتاسه پسین در منطقه خارتوران (جنوب شرق شاهرود)

توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین در جنوب شرق شاهرود از تناوب توف نازک لایه، کریستال لیتیک توف، سیلتستون توفی، آهک پلاژیک و گلوبوترونکانادار، سنگ‌های آذرین مافیک و فلسیک تشکیل شده است (شکل ۴-۱). در ادامه اینکه کانه‌زایی مس در کانسار گرماب پایین در یک افق چینه‌ای (شکل ۴-۲) و در دو واحد سنگی مختلف (تراکی آندزیت و سیلتستون توفی)، به صورت رگه- رگچه ای و دانه پراکنده در گدازه‌های آندزیتی و صفحه‌ای شکل در سیلتستون توفی رخ داده است.

لازم به ذکر است کانه‌زائی در کانسار گرماب پایین با توجه به توالی پاراژنتیک و نوع کانه‌زایی، در سه مرحله با زمان‌های مختلف صورت گرفته شده است (به بخش توالی پاراژنتیک در همین فصل و فصل ژئوشیمیایی مراجعه شود)، که می‌توان کانه‌زایی مس گرماب پایین را به صورت سولفید توده‌ای در زمان کرتاسه پسین، کانه‌زائی مس طبیعی به صورت رگه - رگچه‌ای و دانه پراکنده در سنگ میزبان آندزیتی و احتمالاً کنگلومرای‌ها و برش‌های سنگ‌های آتشفشانی در زمان ائوسن بالایی و کانه‌زایی ثانویه مس به صورت ملاکیت و کوپریت در برش‌های سنگ‌های آتشفشانی و کنگلومرای‌ها عنوان نمود. در زیر به ترتیب ویژگی‌های هر یک از ذخایر فوق مورد بررسی قرار می‌گیرد.



شکل ۴-۲: ستون چینه‌شناسی عمومی از واحدهای سنگی کرتاسه پسین در منطقه مورد مطالعاتی به همراه ستون چینه‌شناسی گرماب پایین، کانه‌زایی مس در یک افق (رنگ سیاه) در سنگ‌های آندزیتی تشکیل شده است.

۴-۴-ویژگی‌های کانی‌زائی مس در کانسار گرماب پایین و رخساره‌های کانه‌دار آن

فعالیت‌های معدن‌کاری و شددادی در کانسار مس گرماب پایین غالباً به صورت حفر چاه‌های متعدد در امتداد روند واحدهای سنگی کانه‌دار صورت گرفته است (شکل ۴-۳). کانه‌زائی سولفیدی مس در کانسار گرماب پایین در سنگ‌های آتشفشانی تراکی آندزیتی و توف سیلتی رخ داده است.



شکل ۴-۳: تصویری از آثار معدنکاری قدیمی که در امتداد روند واحدهای سنگی کانه‌دار صورت گرفته (دید به سمت جنوب).

۴-۴-۱- شکل هندسی ماده معدنی

کانه‌زایی سولفید توده‌ای در محدوده معدنی گرماب پایین به دلیل گسترش شکل توده‌ای^۱ و رگه-رگچه‌ای^۲ و لایه‌ای^۳ در مجموع شکل چینه‌کران^۴ و چینه‌سان^۵ به خود گرفته است (شکل ۴-۴).

۴-۴-۲- رخساره‌های کانه‌دار کانسنگ

کانی‌زایی مس در محدوده معدنی کانسار گرماب پایین بر اساس ساخت و بافت و کانی‌شناسی و نوع ارتباط با سنگ میزبان از پایین به بالا به سه رخساره قابل تفکیک می‌باشد.

^۱ Massive ore facies

^۲ Stringer zone

^۳ Bedded

^۴ Stratabound

^۵ Startiform

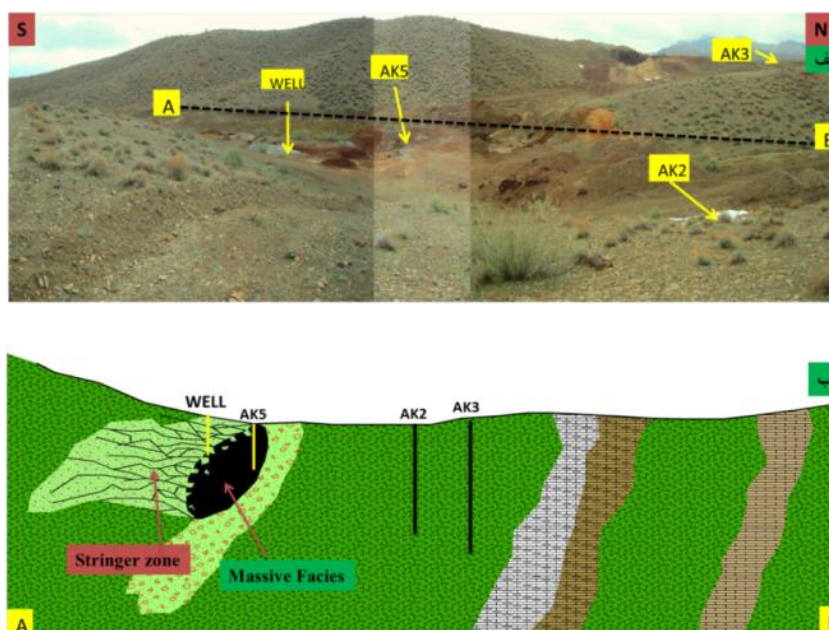
۱-رخساره رگه-رگچه ای

۲-رخساره کانسنگ توده‌ای و نیمه توده‌ای^۱

۳-رخساره کانسنگ لایه‌ای^۲

۴-رخساره اگزالیت^۳

طرحی نمادین از این رخسارها که بر اساس مطالعات بیش از ۳۵۰ متر مغزه حفاری، مطالعات نمونه دستی و میکروسکوپی، و بررسی‌های صحرایی ترسیم گردیده، در شکل (۴-۴) نشان داده شده است. ویژگی هر یک از این رخسارها به شرح زیر است.



شکل ۴-۴: طرحی نمادین از شکل هندسی و رخساره‌های کانه‌دار کانسار گرماب پایین، که لایه‌های آتشفشان رسوبی حالت برگشته دارد. (مبنای این شکل بیشتر بر اساس مطالعات بر روی مغزه‌های حفاری، چاهک‌ها، شددادی‌ها و بررسی‌های صحرایی است. AK3، AK2، AK5، مغزه‌های حفاری است که به ترتیب به عمق ۸۳، ۹۲ و ۲۵ متر می-باشد (دید به سمت جنوب شرق).

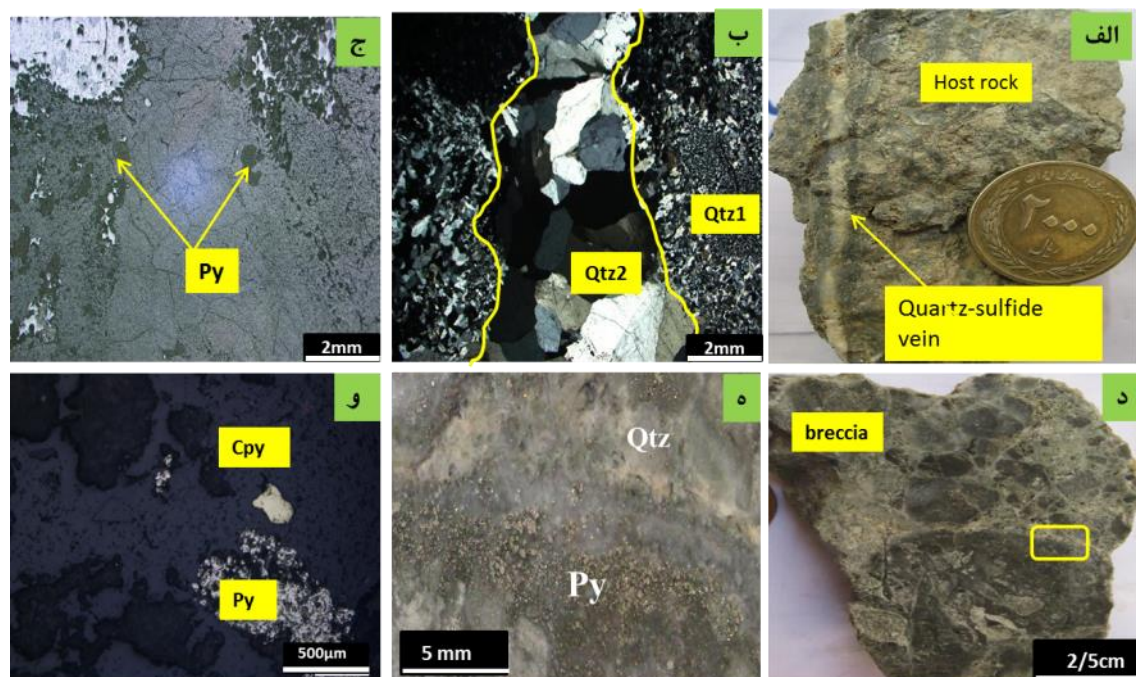
¹ Massive-semi massive ore

² Bedded ore

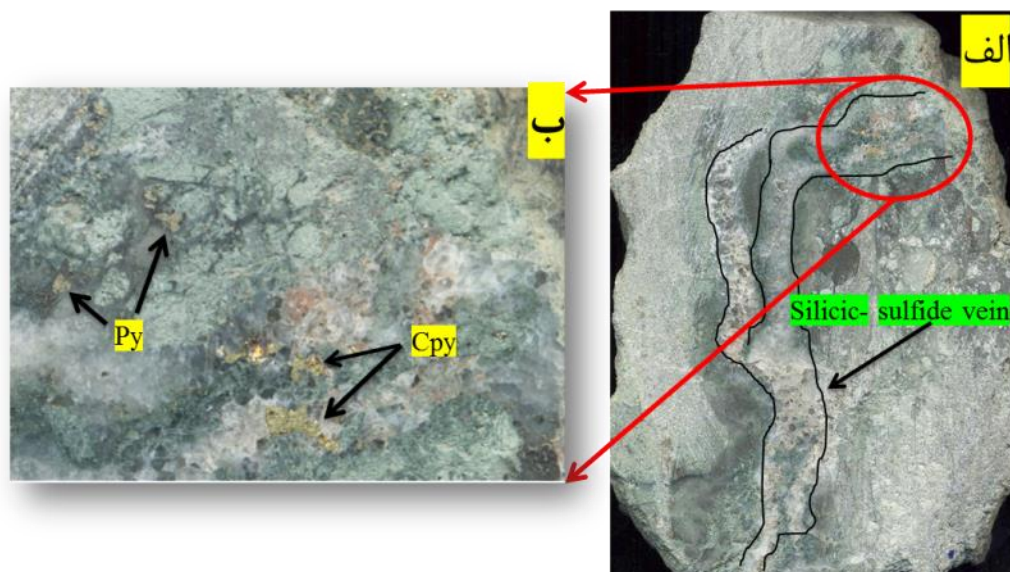
³ Exhalites

۴-۲-۱- رخساره کانسنگ رگه- رگچه ای

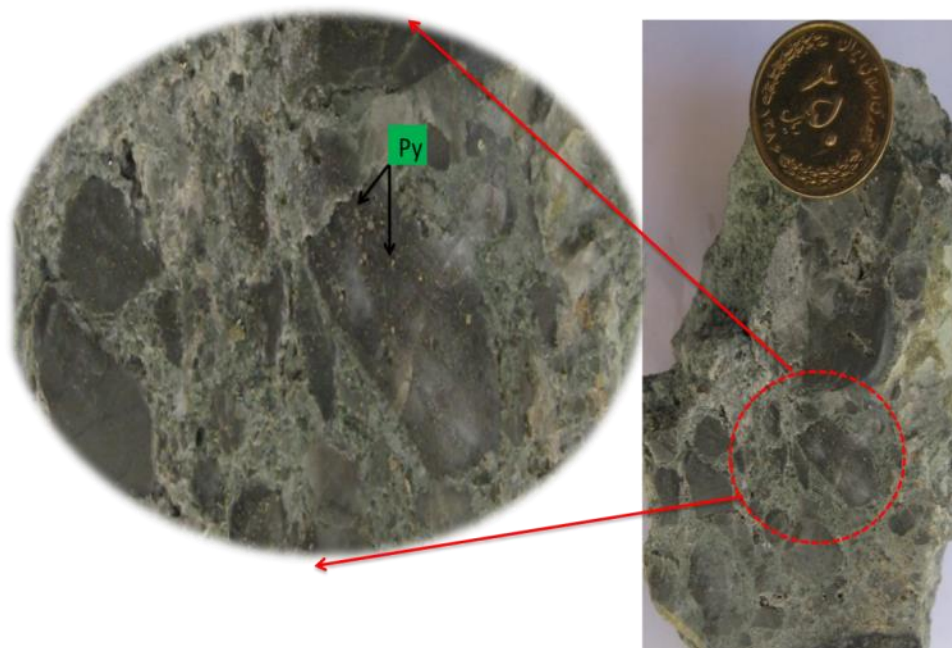
بر اساس مطالعه مغزه حفاری AK5 و چاهک‌های حفاری که دقیقاً عمود بر رخساره رگه-رگچه‌ای حفر شده است (شکل ۴-۴ و شکل ۴-۱۰)، اطلاعات با ارزشی به دست آمد که نشان می‌دهد، این رخساره در کانسار مس-نقره گرماب پایین دارای گسترش محدود بوده است و به شکل شبکه‌ای از رگه-رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی که سنگ میزبان را قطع کرده است دیده می‌شود. با توجه به پاراژنز کانی‌شناسی، ساخت و بافت و دگرسانی‌های سیلیسی-سولفیدی در این رخساره می‌توان عنوان نمود، این قسمت از کانسار مربوط به رخساره رگه-رگچه‌ای می‌باشد و حاکی از محل عبور سیالات کانه‌ساز از این مجاری بوده است. شبکه رگه-رگچه‌ای نامنظم بوده و متشکل از کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، کوولیت، به همراه سیلیس می‌باشد. رگه-رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی با نسل‌های مختلف در اطراف رگه‌های اصلی دیده می‌شوند (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵: رخساره رگه-رگچه ای در کانسار گرماب پایین: الف) نمونه دستی از رگه‌های سیلیسی-سولفیدی قطع کننده سنگ میزبان ب) مقطع میکروسکوپی از کوارتزهای نسل اول و دوم، ج) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های موجود در حاشیه رگه‌های سیلیسی نسل دوم، د-ه) نمایی از بافت برشی که در آن قطعات سیلیسی توسط سولفیدها در بر گرفته شده‌اند. و) تصویر میکروسکوپی از بافت برشی و حضور کانی‌های پیریت و کالکوپیریت، علائم اختصاری کانی‌ها: کالکوپیریت (Cpy)، پیریت (Py).



شکل ۴-۶: زیر رخساره رگه-رگچه‌ای با پاراژنز کانیاپی پیریت، کالکوپیریت، الف) سنگ میزبان خردشده به همراه دگرسانی کلریتی، که توسط رگه‌های سیلیسی-سولفیدی جایگزین شده، ب) نمایی نزدیک از رخساره رگه-رگچه‌ای، پیریت (Py)، کالکوپیریت (Cpy).

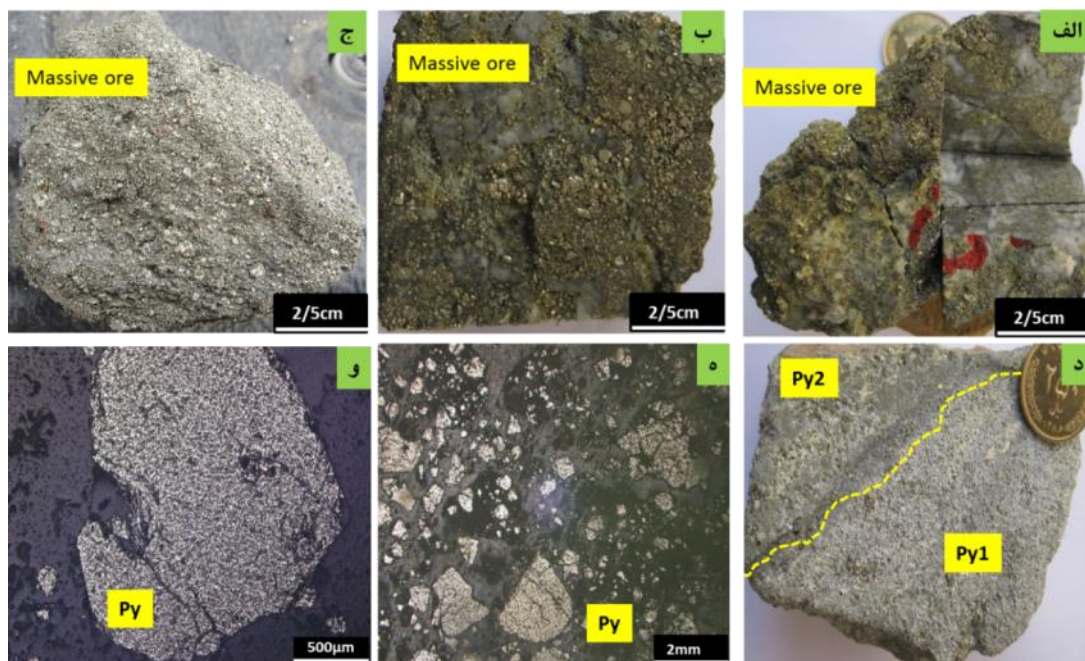


شکل ۴-۷: نمایی از بافت برشی در کانسار مس-نقره گرماب پایین که در آن قطعات سنگ میزبان و سیلیس توسط سولفیدها در برگرفته شده‌اند.

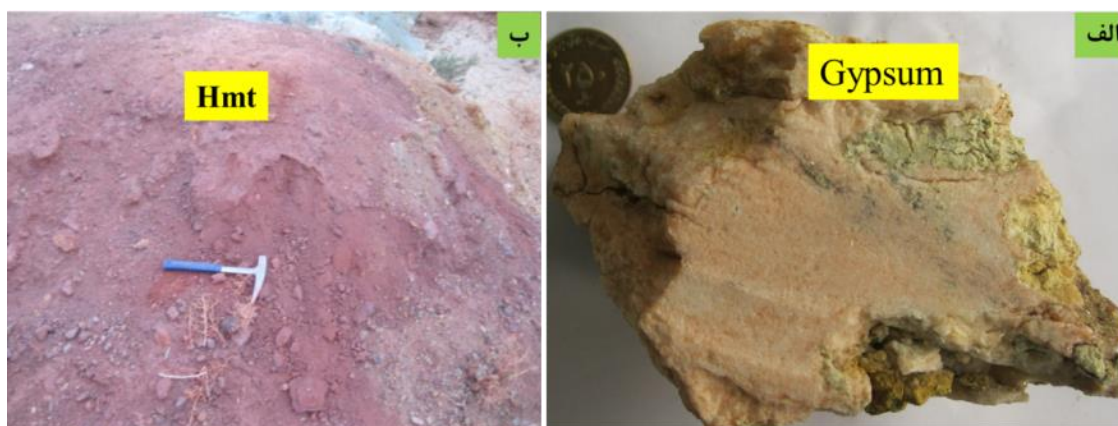
۴-۲-۲-۲- رخساره توده‌ای - نیمه توده‌ای

این رخساره در قسمت غربی افق کانه‌دار کانسار گرماب پایین قرار دارد. بالاترین میزان نقره (Ag) و مس (Cu) مربوط به این رخساره می‌باشد. اطلاعات مربوط به این رخساره بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی مغزه حفاری AK5، به عمق ۲۵ متر (شکل ۴-۱۰) و چاه حفاری به عمق ۷ متر می‌باشد که عمود بر رخساره توده‌ای حفر شده است. این رخساره به طور غالب شامل سولفید توده‌ای (پیریت با بافت توده‌ای تا نیمه توده‌ای) است (شکل ۴-۸). درصد کانی پیریت در رخساره توده‌ای و نیمه توده‌ای کانسار به طور میانگین بین ۷۰ تا ۸۵ درصد است. از دیگر ویژگی‌های این رخساره می‌توان به پایین بودن نسبت کانی‌های آتشفشانی-رسوبی به کانی‌های تولید شده در اثر فرایند گرمایی یعنی کانی‌های سولفیدی، سیلیسی و کلریت اشاره کرد. به علاوه در بعضی قسمت‌های این پهنه به ویژه قسمت‌های نزدیک به رخساره رگه-رگچه‌ای، خردشدگی و برشی شدن مشاهده می‌شود (شکل ۴-۸ الف). این پدیده در ارتباط با سیالات کانه‌داری است که حجم بالایی سیلیس به همراه خود داشته‌اند و باعث ایجاد بخشی به نام مجموعه دهانه‌ای^۱ در قسمت پایینی رخساره توده‌ای- نیمه توده‌ای کانسار شده‌اند. به دلیل هوازدگی گسترده پیریت موجود در این رخساره، هماتیت به‌وفور در آن دیده می‌شود (شکل ۴-۹). پیریت‌ها، غالباً به صورت توده‌ای همراه با کوارتز و کلریت تشکیل شده‌اند، عمده‌ترین بافت مشاهده شده در پیریت‌های کانسار گرماب پایین، بافت فرامبوئیدال (دانه تمشکی) است (شکل ۴-۸ و).

^۱ Ventcomplex



شکل ۴-۸: الف، ب، ج، د: نمونه دستی از بافت توده‌ای که غنی از پیریت است، ه: تصویر میکروسکوپی از پیریت توده‌ای، و: تصویر میکروسکوپی از بافت توده‌ای که دارای کانی پیریت (Py) با بافت فرامبوئیدال می‌باشد.



شکل ۴-۹: الف) نمایی از ژئیس‌های ثانویه در کانسار گرماب پایین، که به دلیل بالا بودن Fe محیط به رنگ قرمز در آمده‌اند، ب) نمایی از پیریت‌های اکسید شده (پهنه اکسیداسیون-گل اخرا).

با توجه به مطالعات انجام شده بر روی مغزه حفاری AK5 به عمق ۲۵ متر که دقیقاً عمود بر این رخساره حفر شده است (شکل ۴-۱۰)، می‌توان ۵ پالس فورانی را در این رخساره مشاهده نمود. بیشترین معیار جدا کردن این پالس‌ها از هم، پهنه اکسیدان (گل اخرا) و میزان سولفید بوده.

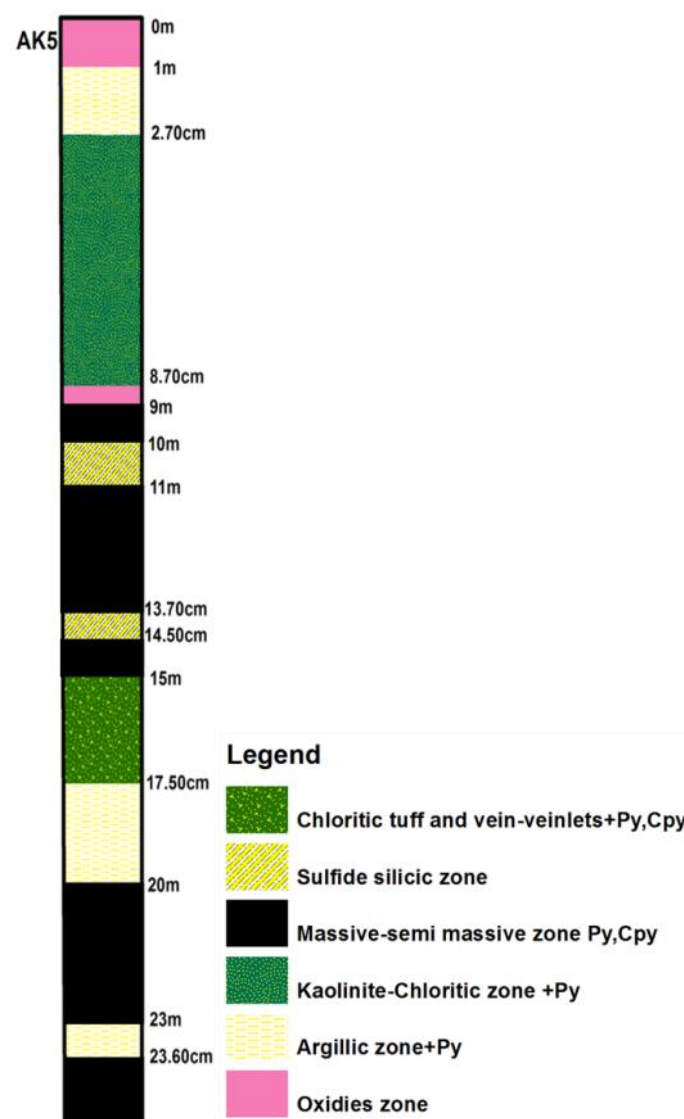
پالس ۱- از عمق ۲۵ الی ۱۷ متر می‌باشد (شکل ۴-۱۰) و بیشتر شامل سولفید توده‌ای تا نیمه توده‌ای است.

پالس ۲- از عمق ۱۷ الی ۱۵ متر است (شکل ۴-۱۰) و شامل، توف کلریتی با رگه -رگچه‌های پیریت است که نشان دهنده افول فوران آتشفشان در این مدت زمان کوتاه است.

پالس ۳- از عمق ۱۵ الی ۱۱ متر می‌باشد (شکل ۴-۱۰) و بیشتر شامل پیریت‌های توده‌ای تا نیمه توده‌ای است به همراه قسمت‌ها بین لایه‌ای آرژیلیتی سولفیددار، این پالس نشان دهنده میزان بالای سیالات گرمایی که باعث ایجاد پهنه سیلیسی سولفیدی، آرژیلیتی شده است.

پالس ۴- عمق ۱۱ متر الی ۸ متر از مغزه حفاری است، شامل پیریت توده‌ای تا نیمه توده‌ای، لایه‌های سیلیسی سولفیدی، بخش اکسیدان (گل اخرا) می‌باشد. در این مرحله از زمان، بر اثر افول فوران آتشفشانی، پیریت‌ها ریخته شده به کف دریا دچار اکسیداسیون شده و با خارج شدن گوگرد (S) از ساختار پیریت و باقی ماندن آهن (Fe) پهنه اکسیدان یا همان گل اخرا را به وجود آورده است (شکل ۴-۱۰ و شکل ۴-۹). همچنین گوگرد خارج شده در محیط اطراف باعث ایجاد ژپس های ثانویه در اطراف این رخساره شده (شکل ۴-۹ الف).

پالس ۵- از عمق ۸ متر به بعد می‌باشد و شامل، پهنه کائولینیتی -کلریتی شده با پیریت دانه پراکنده به همراه بخش اکسیدان است. این پالس نشان دهنده آخرین مرحله از فوران می‌باشد. میزان سولفید در این مرحله از فوران پایین بوده و بیشتر سولفیدها تحت تاثیر اکسیدشدگی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۱۰).

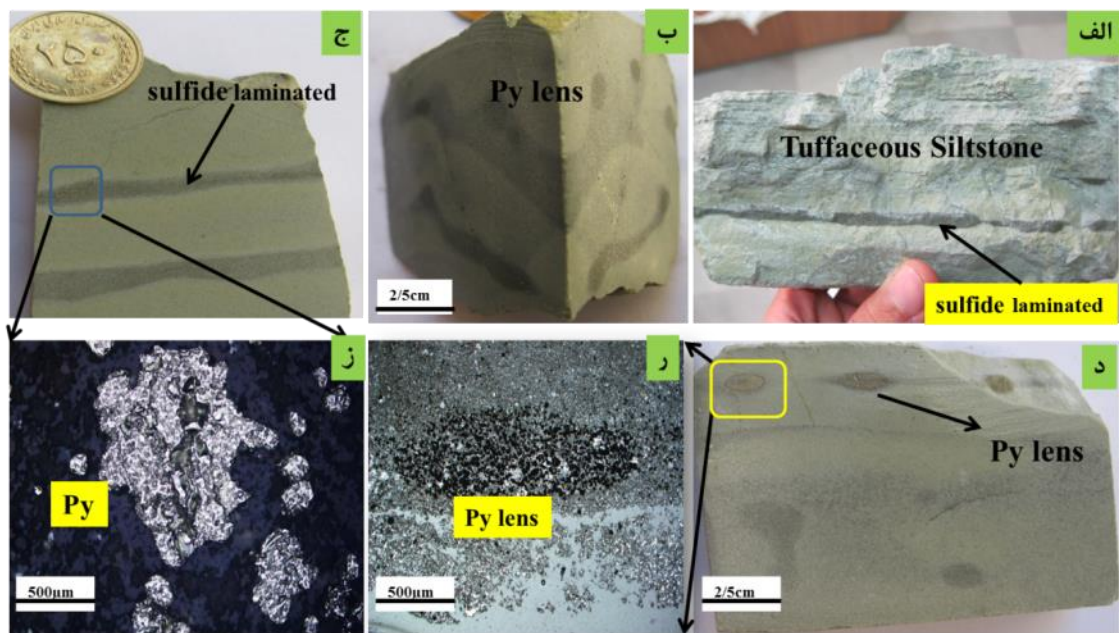


شکل ۴-۱۰: نمایی از مغزه حفاری AK5 به عمق ۲۵ متر که نشان دهنده ۵ پالس فورانی آتشفشانی کف دریا می باشد.

۴-۲-۳- رخساره لایه‌ای

این رخساره شامل، لایه‌ها و لامینه‌های نازک سولفیدی است که به شکل هم‌ساز با لایه‌بندی (چینه‌سان)، در داخل واحد سیلتستونی در قسمت شرقی افق کانسار گرماب پایین گسترش دارد. ضخامت این لایه‌ها متغیر بوده و بخش کم عیار ماده معدنی را تشکیل می‌دهد. سولفیدها در این رخساره غالباً به صورت لامینه، نواری، دانه پراکنده و عدسی شکل می‌باشند. پیریت کانی اصلی در این رخساره است. ساخت‌های رسوبی این رخساره شامل لامینه‌ها و نوارهای سولفیدی هستند (شکل

۴-۱۱). این ساختمان‌های رسوبی همراه سولفیدها نشان دهنده همزمان بودن تشکیل لامینه‌های سولفیدی با ته نشت سنگ میزبان می‌باشد (Devine et al., 2002). برخی از لایه‌های سیلتستون توفی و توف شیشه‌ای حاوی سولفید در رخساره کانسنگ لایه‌ای کانسار گرماب پایین، شامل چندین تناوب از لامینه‌های سولفیدی می‌باشند، که چنین لامینه‌هایی در کانسار بوانات (موسیوند و همکاران، ۱۳۸۲) و مس نوده (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۰)، نیز گزارش شده است.

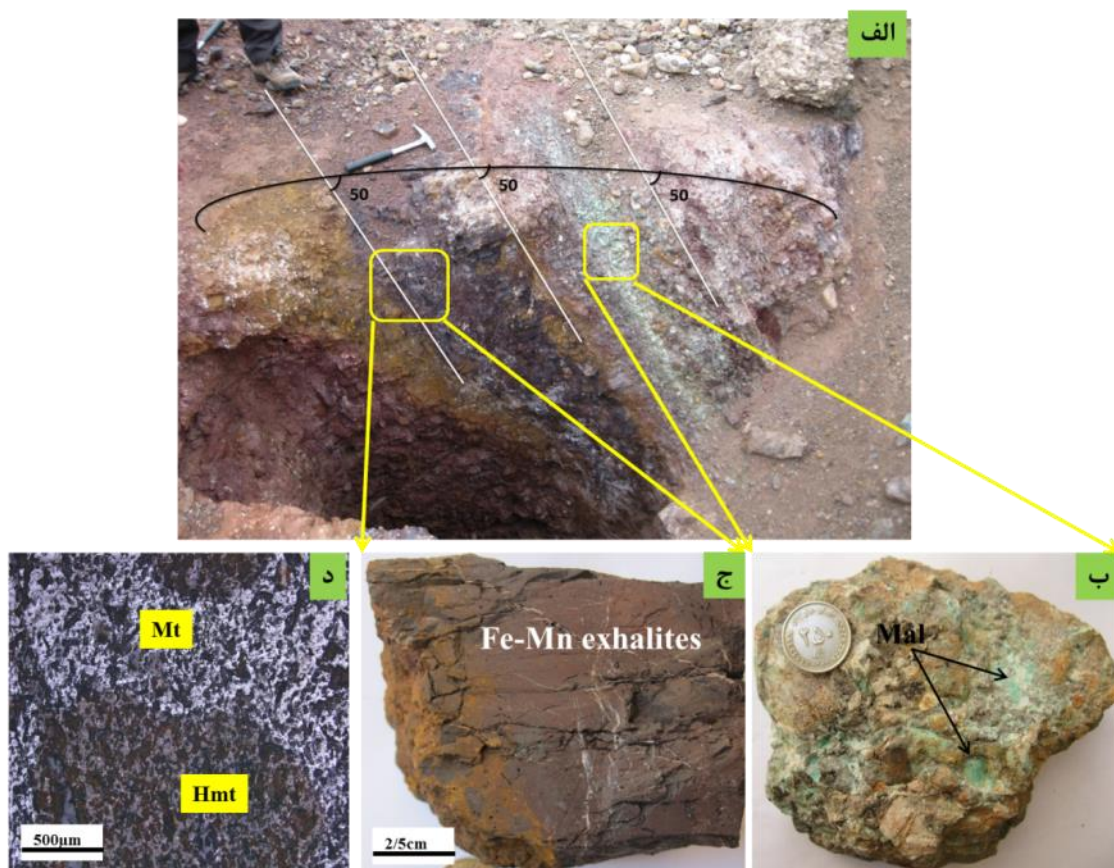


شکل ۴-۱۱: رخساره لایه‌ای و ساخت و بافت و کانی‌شناسی الف، ب، ج، د) لامینه‌های موازی نازک سولفیدی و عدسی‌های غنی از سولفید در سنگ میزبان سیلتستون توفی با دگرسانی کلریتی، ج، ه) نمای میکروسکوپی از لامینه‌های سولفیدی که حاوی پیریت فراوان به صورت بی‌شکل و تجمعات دانه ریز می‌باشند.

نوارها و لامینه‌های باطله عموماً حاوی ذرات ماسه، توف و سیلت می‌باشند. ضخامت نوارهای سولفیدی در این رخساره با دور شدن از کانسنگ توده‌ای کاهش می‌یابد. همچنین شباهت‌های زیادی همچون چینه‌سان بودن، خصوصیات بافتی و کانی‌شناسی بین این رخساره از کانسار با رخساره کانسنگ لایه‌ای بوانات Windy Craggy وجود دارد (Peter et al., 1999; Mousivand et al., 2007).

۴-۲-۴-۴- رخساره اگزالیت

این رخساره شامل، اگزالیت‌های آهن و منگنز است که به شکل هم‌ساز با لایه‌بندی عمومی واحدهای آتشفشانی- رسوبی منطقه، در قسمت جنوب غربی کانسار گسترش یافته است. ضخامت این رخساره، متغیر بوده و به طور میانگین ۷۵ سانتی‌متر است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و ژئوشیمیایی، کانه‌های تشکیل‌دهنده این رخساره بیشتر شامل مگنتیت و هماتیت هستند (به طور میانگین میزان Fe_2O_3 حدود ۲۸ درصد است) (شکل ۴-۱۲). از دیگر ویژگی‌های این رخساره می‌توان به گسترش طولی بسیار زیاد آن (حدوداً ۴۰۰ متر) اشاره کرد که با دور شدن از کانسار، از میزان اگزالیت‌های آهن و منگنز کاسته می‌شود.



شکل ۴-۱۲: رخساره اگزالیت، الف) نمایی از لایه‌بندی رخساره اگزالیت آهن و منگنز (دید به سمت شمال)، ب) نمونه دستی از کنگلومراهای دارای کانه‌زایی مالاکیت، ج) تصویری از نمونه دستی رخساره اگزالیت آهن و منگنز، د) تصویر میکروسکوپی از مگنتیت‌هایی که از اطراف در حال تبدیل شدن به هماتیت هستند، علائم اختصاری: مگنتیت (Mt)، هماتیت (Hmt) و مالاکیت (Mal).

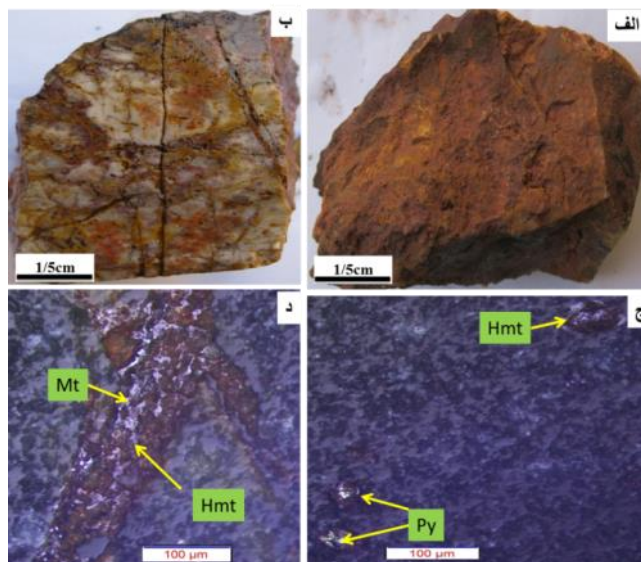
۴-۴-۳- تغییرات قائم و جانبی رخساره‌های کانه دار (منطقه بندی کانیاپی)

ارتباط مستقیمی، بین تغییرات میزان نوع عناصر فلزی و غیر فلزی با بافت و ساخت، کانی‌شناسی و نحوه کانی سازی، (به فصل ژئوشیمیایی مراجعه شود) در کانسار مس گرماب پایین وجود دارد. این منطقه بندی هم به صورت تغییرات جانبی، با دور شدن از رخساره رگه- رگچه ای و هم به صورت تغییرات قائم در کانسار دیده می‌شود. در شرق کانسار، بافت رگه- رگچه‌ای که شامل دگرسانی سیلیسی- سولفیدی شدید به همراه کانه‌زایی کالکوپیریت به صورت دانه پراکنده و رگه - رگچه‌ای است که سنگ میزبان را قطع نموده و به شکل چینه‌کران قرار گرفته است. با حرکت از این سمت از کانسار به سمت قسمت‌های بالاتر ما شاهد افزایش میزان مس و افزایش میزان سولفید پیریت (Py) در رخساره توده‌ای هستیم. با دور شدن از این رخساره‌ها در جهت شرق، بافت‌های لامینه‌ای، نواری، دانه پراکنده غالب می‌گردند و کانسنگ لایه‌ای را با سیمای چینه‌سان و هم‌روند با لایه‌بندی تشکیل می‌دهند، از دیگر ویژگی‌های این رخساره در کانسار گرماب پایین، کاهش ضخامت نوارهای منفرد کانی‌های سولفیدی، کاهش میزان کانی‌های سولفیدی (Py)، مگنتیت و مس، با دور شدن از رخساره توده‌ای است. در قسمت غربی کانسار نیز تغییرات منطقه بندی رخساره‌ای به وضوح دیده می‌شود به صورتی که با دور شدن از رخساره توده‌ای میزان کانی‌های آهن-مگنز (به سمت رخساره اگزالیت) افزایش می‌یابد (شکل ۶-۱۱). این تغییرات با تغییرات جانبی در کانسار Windy Craggy مشابهت دارد. (Peter et al., 1999).

۴-۵- بخش اکسیدان

همان طور که پیش‌تر گفته شد، این قسمت به صورت بخش اکسیدان و بیشتر در سطح رخساره توده‌ای و در عمق ۹ متری از این رخساره در کانسار گرماب پایین دیده می‌شود (شکل ۴-۱۰ و شکل ۴-۹). کانی‌های موجود در این قسمت بیشتر شامل مقادیر بالای هماتیت (به صورت بافت شکافه‌پرکن فضاهای خالی)، پیریت‌های هوازده و مگنتیت‌هایی است که در حال تبدیل شدن به هماتیت می‌باشد

(شکل ۴-۱۳). پیریت‌ها تحت شرایط اکسیدان و در مجاورت با سیالات جوی دچار اکسید شدگی می‌شوند و موجب ایجاد محیط اسیدی می‌گردد، این سیالات اسیدی خود نیز باعث انحلال بیشتر پیریت و فلزات پایه (همچون مس) گردیده و موجب کانه‌زایی مس به صورت ثانویه (مالاکیت و کوپریت) در قسمت‌های جنوبی و جنوب غربی کانسار شده است (شکل ۴-۱۸). آهن حاصل از تخریب مگنتیت و پیریت نیز به صورت اکسید (هماتیت) موجب تشکیل بخش آهن‌دار (گوسان) در قسمت بالای کانسنگ توده‌ای شده است (شکل ۴-۱۳ الف و شکل ۴-۹).



شکل ۴-۱۳: الف، ب) نمونه دستی از پهنه اکسیدان، ج) اکسید شدن پیریت به هیدروکسیدهای آهن، د) تصویر میکروسکوپی از تبدیل شدن مگنتیت به هماتیت به صورت شکافه‌پرکن.

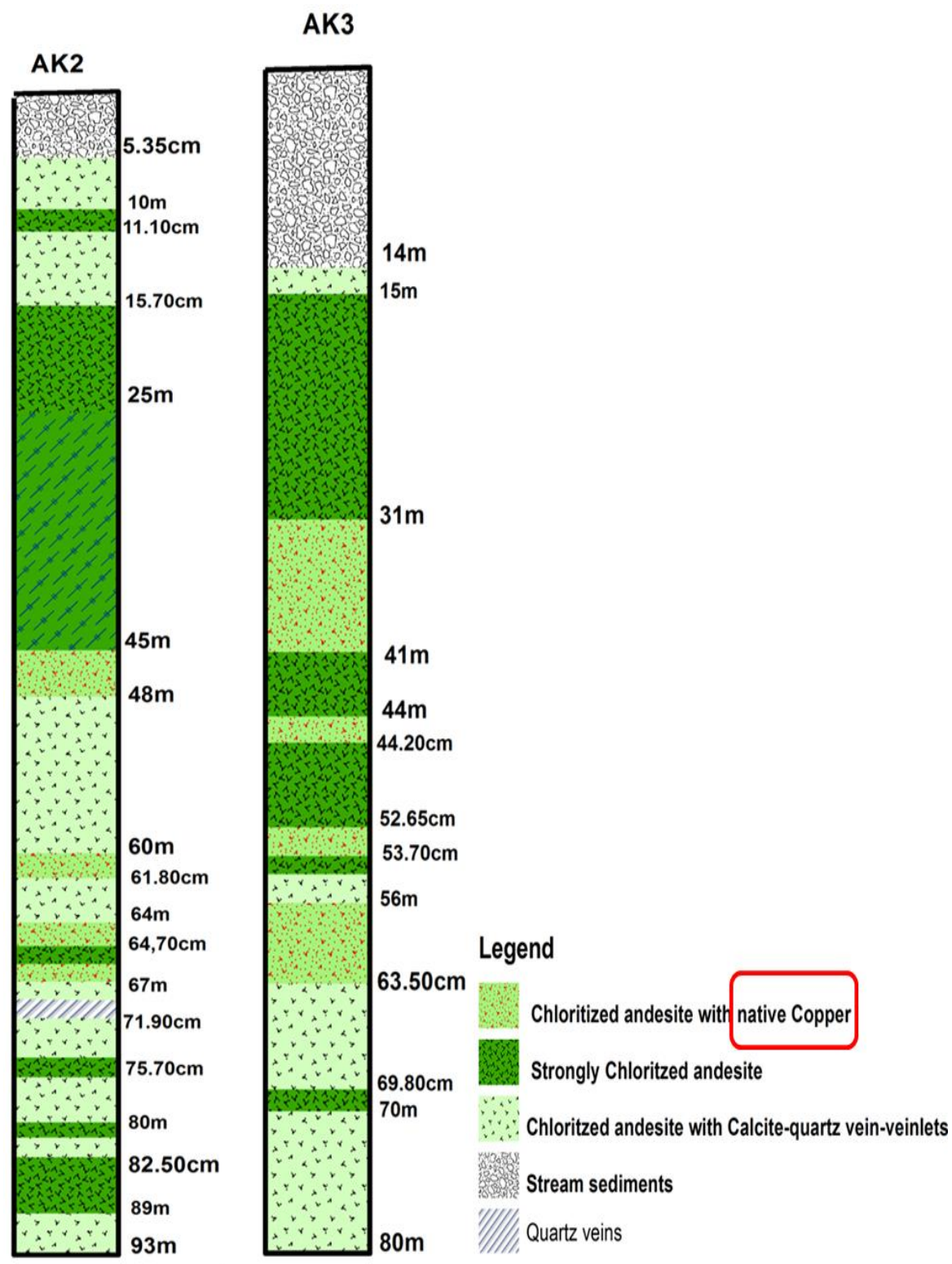
۴-۶- کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین

بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی مغزه‌های حفاری AK2 و AK3 در کانسار گرماب پایین به عمق‌های ۸۰ و ۹۳ متر که به طور عمود در داخل واحد آتشفشانی آندزیتی حفر شده است (شکل ۴-۹ و شکل ۴-۱۴)، نشان می‌دهد، بیشتر کانه‌زایی مس طبیعی در این دو مغزه حفاری به ترتیب در عمق‌های ۴۵ الی ۶۷ متری در مغزه حفاری AK2 و عمق‌های ۳۱ الی ۶۴ متری در مغزه حفاری AK3 رخ داده است (شکل ۴-۱۴). بر اساس مطالعات نمونه دستی و میکروسکوپی سنگ میزبان کانه-

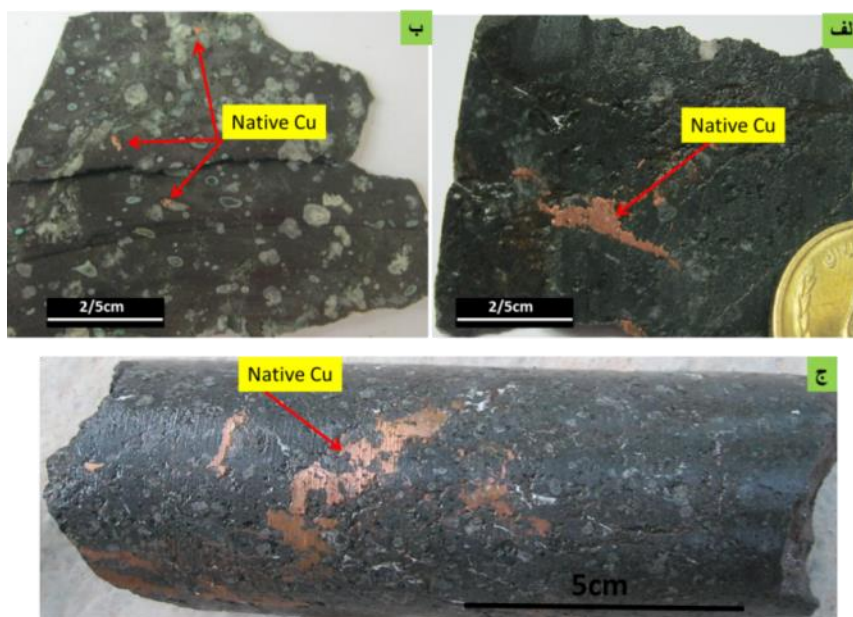
زایی، آندزیت بازالت و تراکی آندزیت است و عمده دگرسانی‌ها شامل انواع کلریتی، زئولیتی و کلسیتی است. بافت و ساخت ماده معدنی نیز به صورت رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده در متن سنگ است و ضخامت این رگه-رگچه‌های مس از چند میلی متر تا ۳ سانتی متر می‌باشد (شکل ۴-۱۵).

کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین را بر اساس میزان دگرسانی کلریتی همراه آن می‌توان به دو زیر رخساره جدا از هم تقسیم نمود. زیر رخساره‌ای که میزان دگرسانی کلریتی در آن بالاست و کانی‌های زئولیتی و حفرات کلسیتی در آن دیده می‌شوند. بیشترین میزان کانه‌زایی مس را در این قسمت‌ها داریم. کانه‌زایی مس طبیعی در این زیر رخساره بیشتر به صورت رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده می‌باشد (شکل ۴-۱۵) که نشان دهنده مسیر عبور سیال بوده است. زیر رخساره‌ای بعدی مربوط به قسمت‌هایی است که میزان دگرسانی کلریتی پایین می‌باشد و میزان کانه‌زایی مس طبیعی هم بسیار کم و به شکل دانه پراکنده است. (به قسمت دگرسانی در همین فصل مراجعه شود) (شکل ۴-۲۶ الف، ب).

لازم به ذکر است، کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین جدای از کانه‌زایی سولفید توده‌ای در کرتاسه پسین می‌باشد. این کانه‌زایی مربوط به سیالات بعدی با دوره زمانی متفاوت می‌باشد که در اثر دگرگونی خفیف توالی میزبان (در حد رخساره زئولیتی)، باعث خارج شدن مس از سنگ‌های آتشفشانی‌ها شده است (به فصل ژئوشیمی مراجعه شود).



شکل ۴-۱۴: نمایی از مغزه‌های حفاری AK2, AK3، که بیشترین کانه‌زائی مس طبیعی در این دو مغزه بوده و به ترتیب در عمق‌های ۴۵ تا ۶۷ متری در مغزه AK2 و عمق‌های ۳۱ تا ۶۴ متری در مغزه AK3.



شکل ۴-۱۵: کانه‌زایی مس طبیعی در سنگ میزبان آندزیت بازالت دگرسان شده کانسار گرماب پایین، الف-ج- نمونه دستی از بافت رگه-رگچه ای مس طبیعی، ب- نمونه دستی از بافت دانه پراکنده کانه‌زایی مس طبیعی.

۴-۷- کانه‌زایی سوپرژن مس (به صورت مالاکیت و کوپریت) در قسمت جنوبی کانسار

گرماب پایین

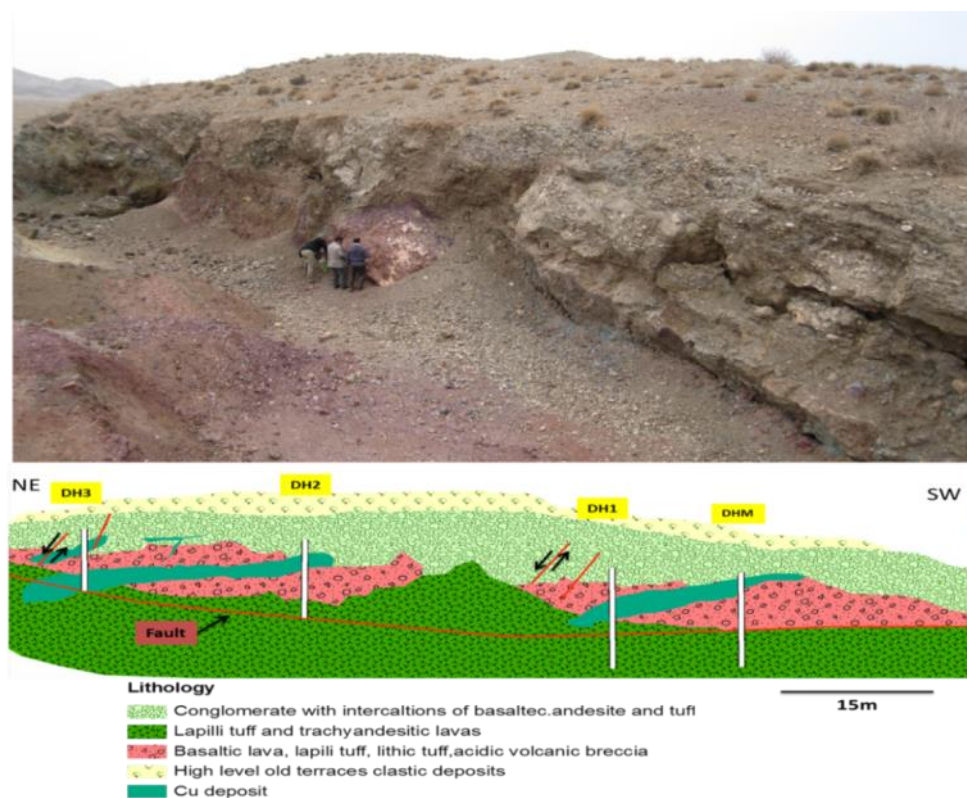
کانه‌زایی در این قسمت از کانسار بیشتر به صورت مالاکیت و کوپریت، با بافت رگه-رگچه ای در داخل برش‌های سنگ‌های آتشفشانی و کنگلومرای‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۱۷ و شکل ۴-۱۸).

گسترش پهنه کانه‌دار در این قسمت از کانسار با روند تقریبی شرق-غربی در طول ۲۰ متر و شیب آن در جهت شیب طبقات رسوبی کنگلومرا، برابر ۴۳ تا ۵۰ درجه به سمت جنوب می‌باشد (شکل ۴-۱۶). پهنه اصلی کانی‌سازی در منتهی‌الیه شرقی رگه و به رنگ‌های قرمز و قهوه‌ای و زرد و خاکستری مایل به سبز دیده می‌شود که از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (مگنتیت، هماتیت) کلسیت، کائولن، سولفیدهای فلزات پایه (پیریت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت) تشکیل شده است. ضخامت این پهنه متغیر، از چند سانتی متر تا حداکثر ۱/۵ متر در عمق می‌رسد (گزارش اکتشافی شرکت زمین‌شناسی محکم کار، ۱۳۸۶). بر روی این قسمت از کانسار معدنکاری قدیمی به صورت حفریاتی

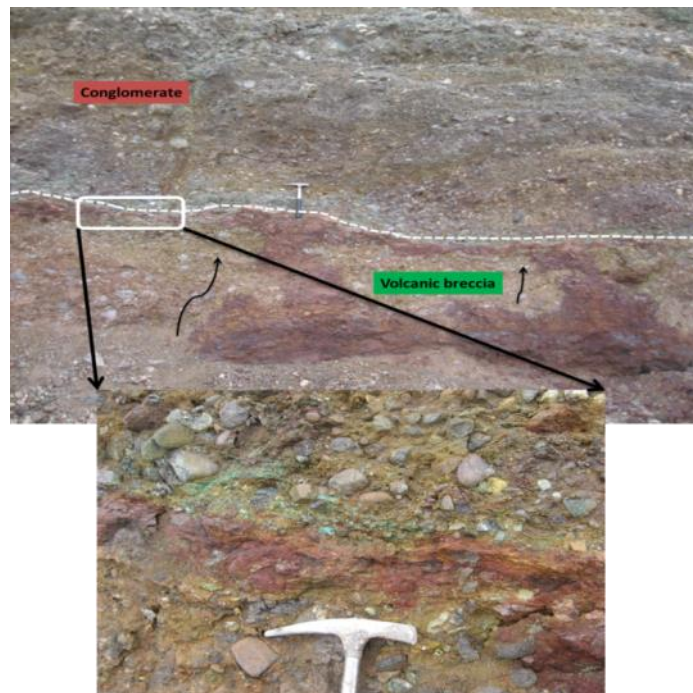
در راستای افق معدنی و در جهت شیب کانی سازی تا حداکثر ۱۰ متری عمق انجام شده است. به علاوه در اطراف کانسار سرباره‌های حاصل از ذوب کانسنگ مشاهده می‌شود. احتمالاً از این معدن جهت استحصال مس استفاده می‌شده است (شکل ۱-۳).

ناگفته نماند بالاترین میزان مس مربوط به این قسمت از کانسار می‌باشد (با حدود ۴ درصد) و مقدار میانگین مس در این قسمت از کانسار حدود ۱ درصد می‌باشد.

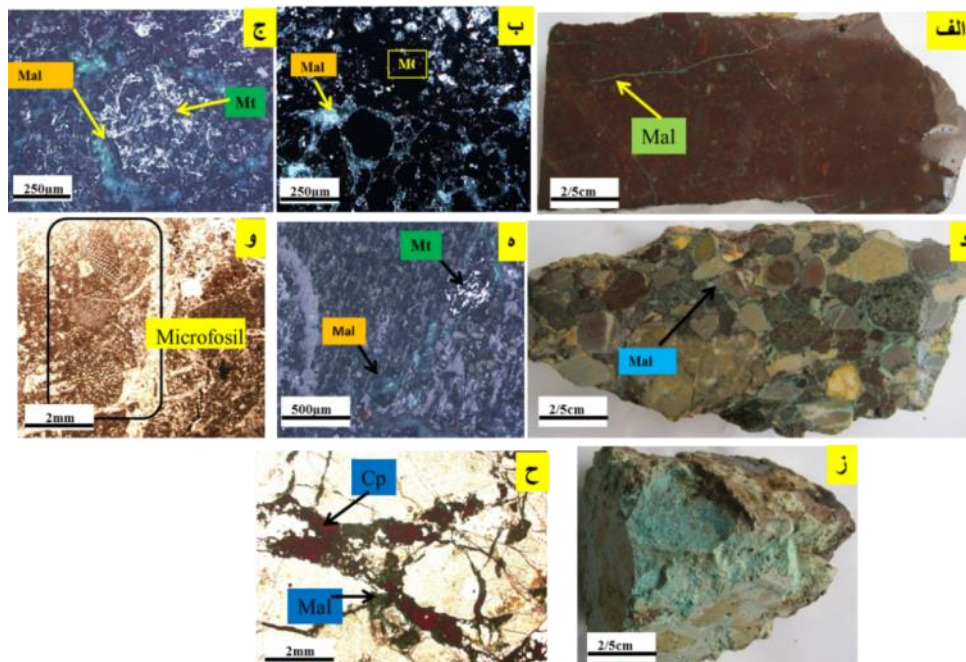
از نظر منشاء این کانه‌زایی مرتبط به نفوذ سیالات جوی و تأثیر آن بر کانه‌زایی سولفید توده‌ای و مس‌های طبیعی از قبل تشکیل شده در کانسار می‌باشد، که باعث اکسیداسیون بخش‌های از رخساره توده‌ای کانسار و ایجاد پهنه گوسنی در کانسار سولفید توده‌ای شده است. از طرفی نیز تأثیر سیالات جوی بر روی مس‌های طبیعی از قبل تشکیل شده در برش‌های سنگ‌های آتشفشانی و کنگلومرایها موجب ایجاد و گسترش ثانویه مالاکیت و کوپریت در قسمت جنوبی کانسار شده است.



شکل ۴-۱۶: نمایی از کانه‌زایی در قسمت جنوبی کانسار در داخل برش‌های ولکانیکی و کنگلومراها و همچنین محل حفاری‌های قدیمی (اثرات شدادی).



شکل ۴-۱۷: نمای از کان‌زایی مس (مالاکیت) در قسمت جنوبی کانسار، کان‌زایی در داخل برش‌های ولکانیکی و کنگلومرا رخ داده است (دید به سمت جنوب).



شکل ۴-۱۸: (الف) - نمونه دستی از برش سنگ‌های آتشفشانی همراه با کان‌زایی به صورت ثانویه (مالاکیت)، (ب، ج) تصویر میکروسکوپی از مگنتیت‌هایی که از اطراف در حال تبدیل شدن به هماتیت است و به همراه مالاکیت در اطراف، (د، ز) نمونه دستی از کنگلومرا همراه با رخداد ثانویه مس (مالاکیت و کوپریت)، (ه) کان‌زایی مگنتیت به صورت اولیه و رخداد مالاکیت به صورت ثانویه و شکافه‌پرکن در بین قطعات کنگلومرای، (و) تصویر میکروسکوپی از میکرو فسیل‌های اربیتولین مربوط به کرتاسه پیشین در داخل قطعات آهکی کنگلومرا، (ح) تصویر میکروسکوپی از کوپریت‌های قرمز رنگ. مالاکیت (Mal)، مگنتیت (Mt) و کوپریت (Cp).

۴-۸- کانه‌زایی سولفیدی در کانسار کائولن اسبکشان

کانسار کائولن اسبکشان در ۵۰۰ متری شمال غرب روستای اسبکشان قرار دارد (شکل ۴-۱) و تا سال

۱۳۷۶، به‌عنوان یک کانسار کائولن استخراج می‌شده است (

شکل ۴-۲۰). اما در حقیقت این کانسار هم با توجه به شواهدی همچون، توالی چینه‌شناسی، افق

کانه‌زایی، ساخت و بافت، نوع و شکل کانی‌سازی و رخسارهای کانه‌دار شباهت زیادی با کانسار مس-

نقره گرماب پایین دارد. اما به دلیل دگرسانی شدید آرژیلیتی توسط سیالات جوی، به کلی این کانسار

دگرسان شده است (شکل ۳-۲۴ و شکل ۳-۲۵).

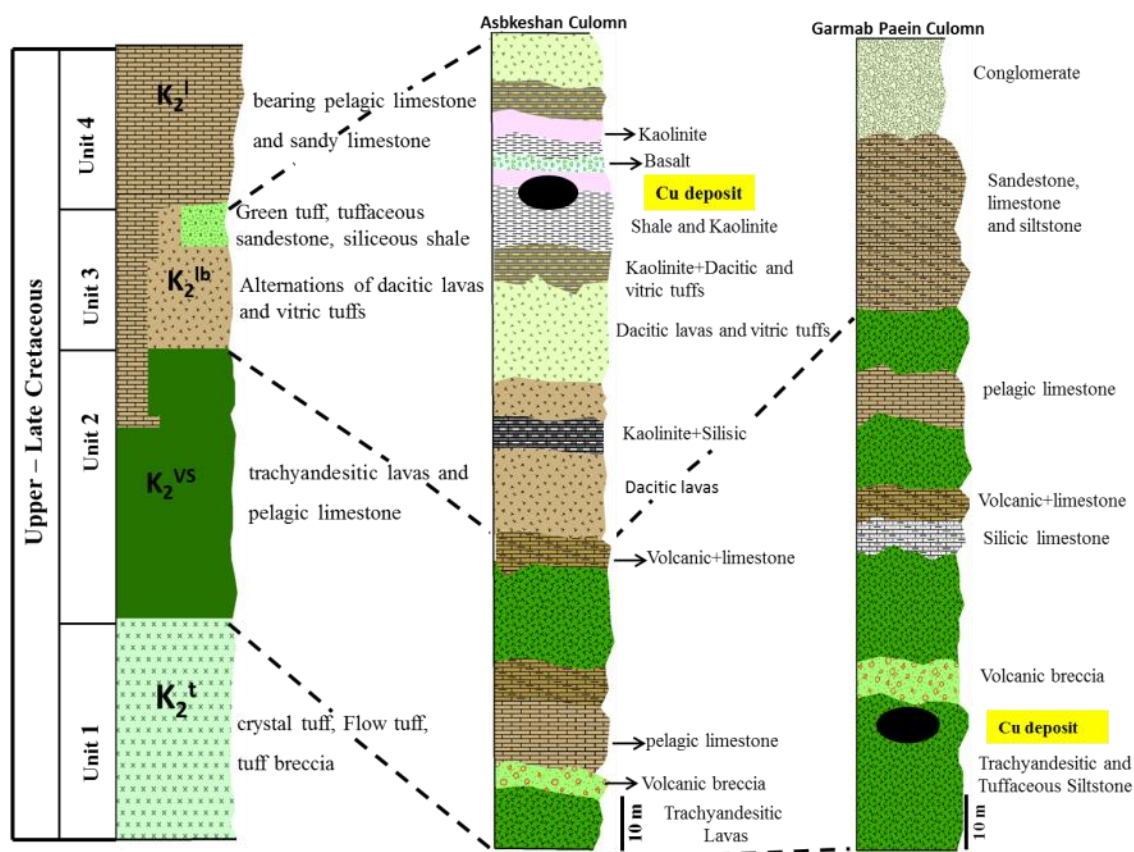
مطالعات و پیمایش‌های صحرایی صورت گرفته‌شده در منطقه و رسم توالی چینه‌شناسی، نشان

می‌دهد افق کانه‌زایی کانسار اسبکشان در توالی بالاتر از کانسار گرماب پایین واقع شده است (شکل

۴-۱۹). جنس سنگ میزبان کانه‌زایی در کانسار اسبکشان بیشتر شیل به همراه سنگ‌های آتشفشانی

آندزیت، بازالت و داسیت می‌باشد. به علت وجود میزان بالای دگرسانی آرژیلیتی، تهیه مقطع

میکروسکوپی از سنگ میزبان این کانسار غیر ممکن می‌باشد (شکل ۴-۲۰).



شکل ۴-۱۹: توالی چینہ‌شناسی کانسار گرماب پایین و اسبکشان و موقعیت افق‌های کانه‌زایی.

رخساره‌هایی که بر اساس ساخت و بافت، نوع و شکل کانی سازی در کانسار اسبکشان قابل تشخیص می‌باشد، شامل رخساره‌های رگه - رگچه‌ای و لایه‌ای می‌باشد.

الف- رخساره رگه-رگچه‌ای

رخساره رگه- رگچه ای در کانسار اسبکشان دارای گسترش محدود بوده و شامل شبکه‌ای از رگه و رگچه ها سیلیسی - سولفیدی (پیریت) می‌باشد، که بیشتر این سولفیدها تحت‌تاثیر اکسیدشدگی قرارگرفته است (شکل ۴-۲۱).

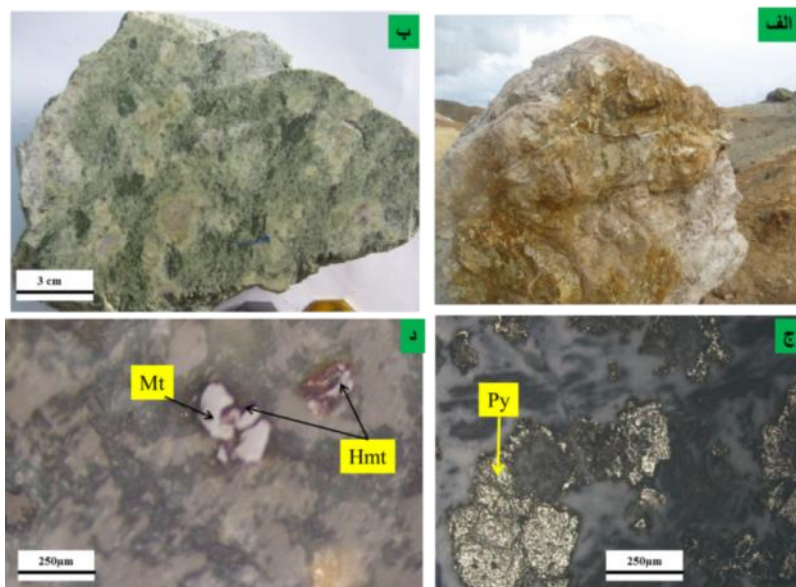
ب- رخساره لایه‌ای

رخساره کانسنگ لایه‌ای در کانسار اسبکشان شامل، تناوبی از لایه‌های شیلی سولفیدار به همراه لامینه‌های سیلیسی می‌باشد، که به صورت هم‌روند با هم قرارگرفته است (شکل ۴-۲۲)، مطالعات

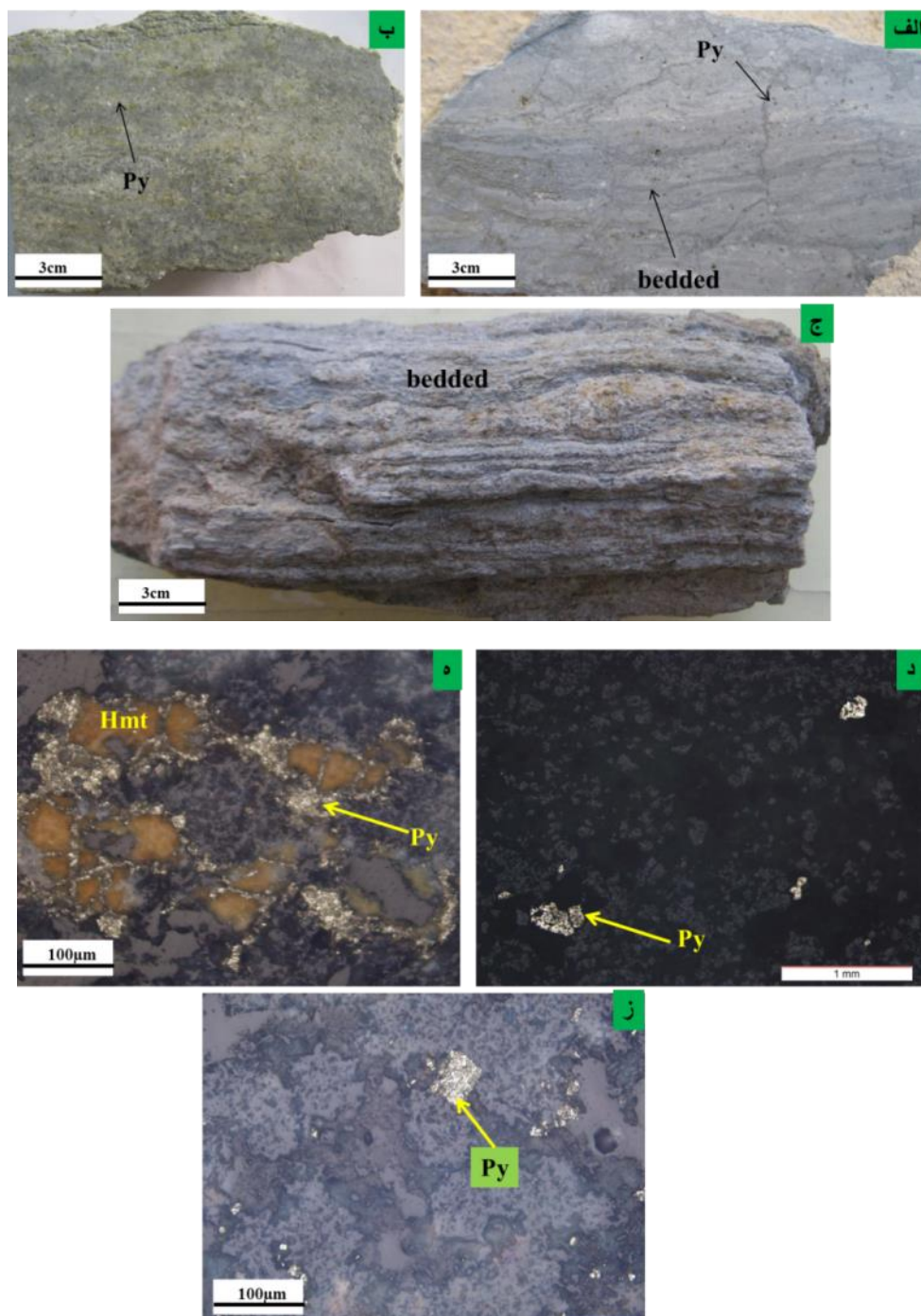
میکروسکوپی بر روی مقاطع این رخساره نشان می‌دهد کانی‌های سولفیدی پیریت به صورت دانه پراکنده با بافت فرامبوئیدال (همانند پیریت‌های فرامبوئیدال در کانسار گرماب پایین) در لامینه‌های شیلی و سیلیسی می‌باشد، در این رخساره سولفیدها (Py) به شدت تحت تأثیر سیالات بعدی دچار اکسیداسیون شده است و از اطراف در حال تبدیل شدن به هماتیت می‌باشند (شکل ۴-۲۱).



شکل ۴-۲۰: نمای کلی از کانسار کائولن اسپکشان که در آن دگرسانی شدید آرژیلیتی دیده می‌شود (دید به سمت شمال).



شکل ۴-۲۱: (الف، ب) تصاویری از قسمت استرینگر (رگه - رگچه‌های سیلیسی - سولفیدی) و بافت برشی به همراه دگرسانی شدید آرژیلیتی، (ج) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های دانه پراکنده با بافت فرامبوئیدال، (د) تصویر میکروسکوپی از مگنتیت‌هایی که از اطراف در حال تبدیل شدن به هماتیت است.



شکل ۴-۲۲: الف، ب) نمونه دستی از لامینه‌های سیلیسی-سولفیدی در رخساره لایه‌ای کانسار اسبکشان، ج) تصویری از رخساره کانسنگ لایه‌ای در کانسار کائولن اسبکشان که لایه‌های شیلی هم‌روند با لامینه‌های سولفیدی دانه پراکنده قرار گرفته است، د، ز) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های خود شکل به صورت دانه پراکنده در رخساره لایه‌ای، ه) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌هایی که از اطراف در حال اکسید شدن به هیدروکسیدهای آهن است.

۴-۹- دگرسانی

دگرسانی به طور شاخص یک فرایند شستشوی پایه^۱ می‌باشد. سنگ‌های دربرگیرنده کانسارهای گرمابی تقریباً همیشه آثار واکنشی نشان می‌دهند، که توسط نسبت کاتیون‌های فلزی به یون هیدروژن در محلول دگرسان کننده کنترل می‌شود. اگر نسبت یون‌های قلیایی به یون هیدروژن در محلول پایین باشد، فلدسپات‌ها و سایر سیلیکات‌ها ناپایدار شده و فرایند هیدرولیز روی می‌دهد که منجر به خروج کاتیون‌ها شده، در جریان این فرایند سیال‌ها و سنگ‌ها خود را با شرایط جدید تطبیق می‌دهند که دگرسانی کمرسنگ گویند. آثار دگرسانی ممکن است در حد پهنای یک یا چند دانه کانی در دیواره رگه بوده یا تا کیلومترها در اطراف شبکه‌ای از رگه‌ها گسترش داشته باشد.

عوامل مؤثر بر دگرسانی

۱- خصوصیات سنگ دیواره

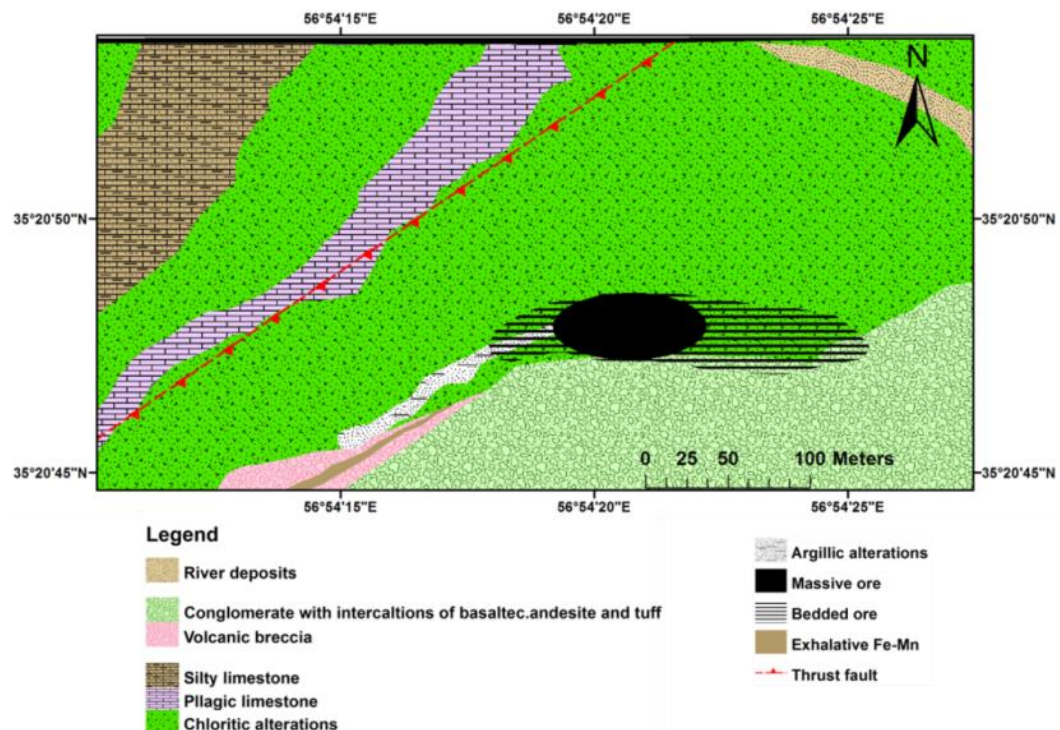
۲- خصوصیات سیال مهاجم (که تعیین‌کننده فاکتورهای چون pH.Eh، فشار بخار، ترکیب آنیون-کاتیون و درجه آبکافت)

۳- دما- فشاری که واکنش در آن رخ می‌دهد. (McMillan and Pantelyev, 1990)

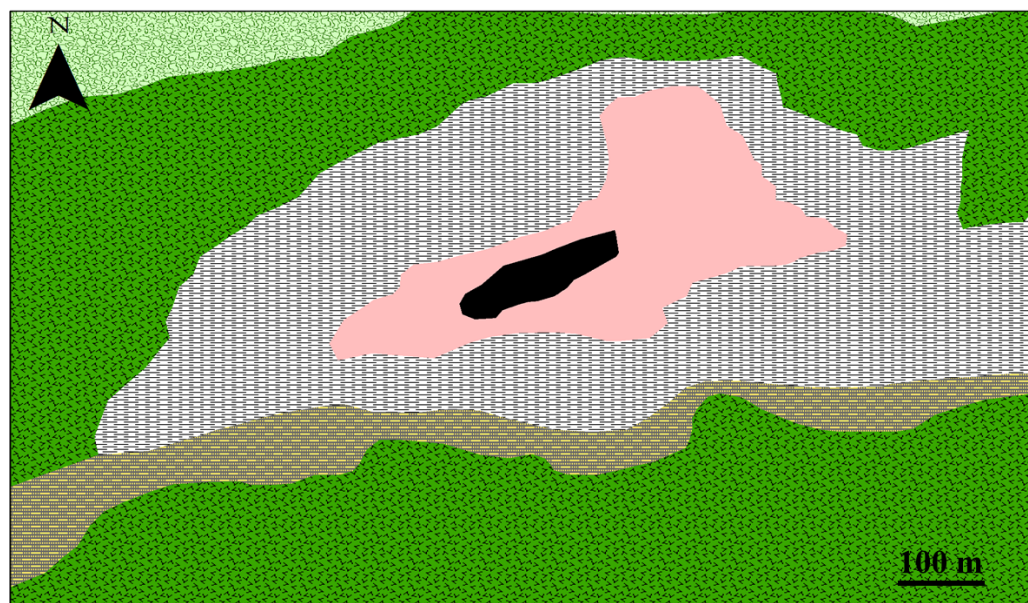
یکی از خصوصیات جالب توجه دگرسانی، منطقه بندی آن است. بیشتر محدوده‌های معدنی مس، دگرسانی‌های شاخص و نسبتاً مشابهی دارند که با مطالعات عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای قابل تشخیص است که این خود در اکتشاف کانسارهای مس همراه با دگرسانی بسیار استفاده می‌شود (Lentz, 1998). میزان دگرسانی بر حسب فاصله با افق معدنی متفاوت بوده و بیشترین میزان دگرسانی مربوطه به کمرپایین و نزدیک به افق معدنی است؛ و شدت دگرسانی به سمت کمر بالا کاسته می‌شود (Peter et al., 1999).

¹ Base leaching

بر اساس مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و نتایج آنالیز XRD، بر روی تعدادی از نمونه‌های برداشت‌شده از کانسار گرماب پایین و کانسار اسبکشان نشان می‌دهد، به طور عمده بیشترین حجم دگرسانی‌ها مربوط به دگرسانی کلریتی، آرژیلیتی و سیلیسی می‌باشد و به ترتیب دگرسانی کلریتی در کانسار گرماب پایین و دگرسانی کائولینیتی در کانسار اسبکشان بالاترین میزان را دارا می‌باشد و دگرسانی سیلیسی نیز به مقدار کمتر در کمرباطین این دو کانسار دیده می‌شود (شکل ۴-۲۳ و شکل ۴-۲۴).



شکل ۴-۲۳: نقشه دگرسانی محدوده معدنی کانسار مس-نقره گرماب پایین، که بیشترین دگرسانی مربوط به دگرسانی کلریتی می‌باشد.



Legend

	Kaolinite		Chloritic alteration
	Shale and Kaolinite		Conglomerate
	Kaolinite+Dacitic and vitric tuffs		Ore

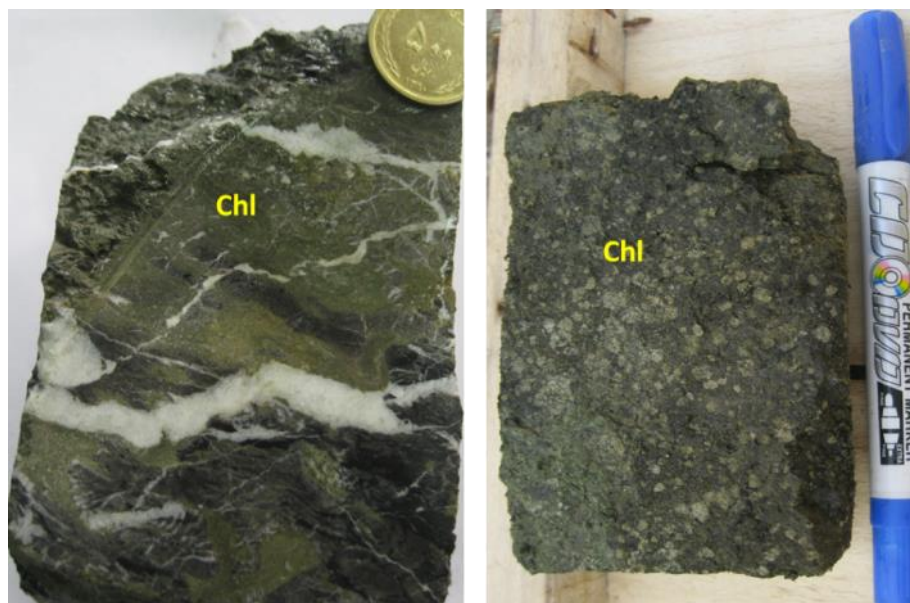
شکل ۴-۲۴: نقشه دگرسانی محدوده معدنی کانسار اسبکشان: که بیشترین دگرسانی مربوط به دگرسانی کائولینیتی می باشد.

همچنین اینکه توالی آتشفشانی - رسوبی در منطقه حاکی از رخداد ولکانیسم در محیط زیردریایی است (Galley et al., 2007). بنابراین با توجه به کانه زایی در محیط زیردریایی عمده ترین دگرسانی ها مربوطه به دگرسانی کلریتی، سیلیسی، سرسیتی، می باشد. در این قسمت دگرسانی های موجود در منطقه به اختصار توضیح داده می شود.

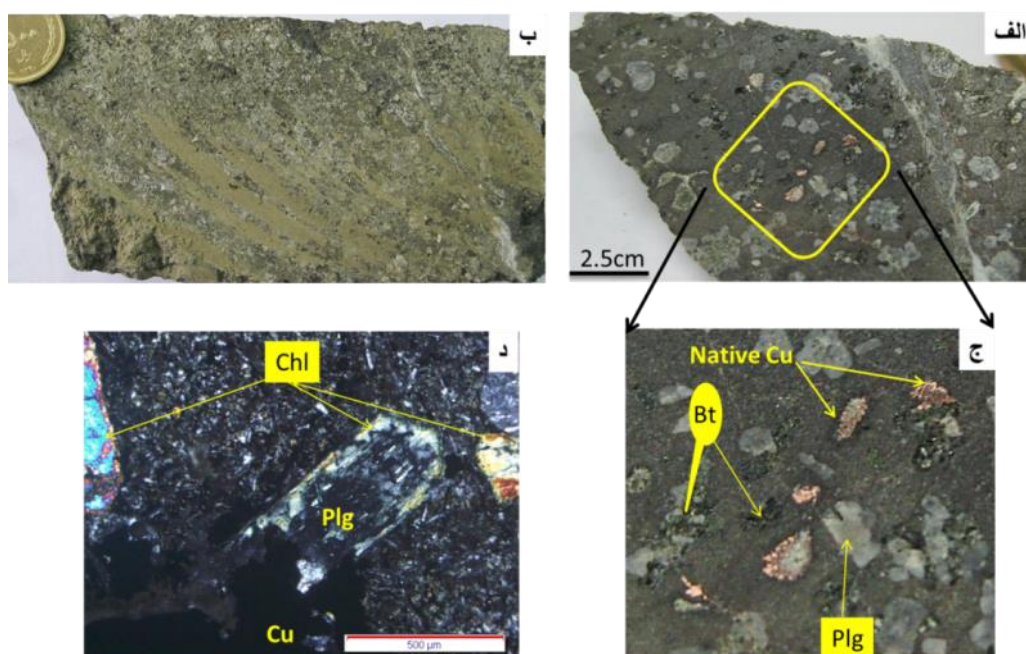
۴-۹-۱- دگرسانی کلریتی

دگرسانی کلریتی در کانسار مس گرماب پایین گسترده ترین نوع دگرسانی است که با رخساره های استرینگر، توده ای و لایه ای همراهی دارد. بیشترین میزان دگرسانی کلریتی در این کانسار مربوط به رخساره رگه-رگچه ای می باشد (شکل ۴-۲۳) که به رنگ های سبز و قهوه ای دیده می شود و در رده کلریت های آهن دار قرار می گیرند (شکل ۴-۲۵). بر اساس مطالعات میکروسکوپی در این بخش ها

کلریت به صورت غنی از آهن (Fe Chlorite) رخ داده است (به فصل ژئوشیمی مراجعه شود) (شکل ۲۵-۴ و شکل ۲۶-۴).



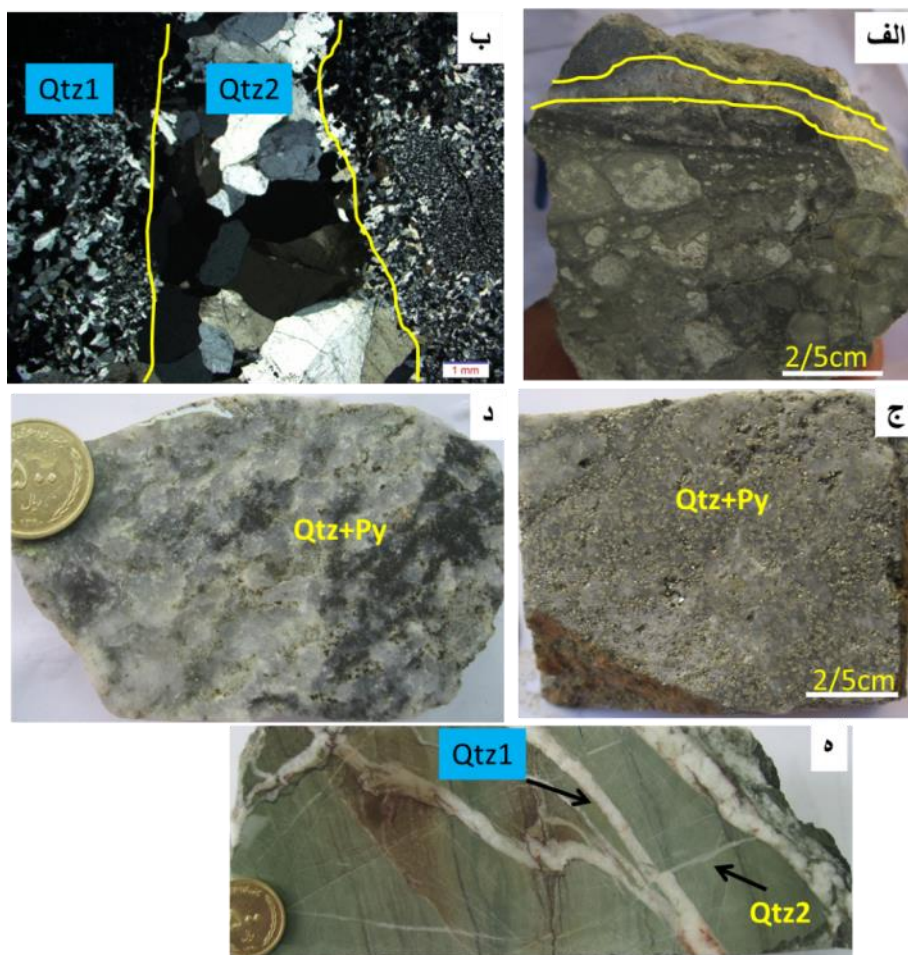
شکل ۲۵-۴: نمونه دستی از آندزیت‌های میزبان کانه‌زایی مس که دچار دگرسانی کلریتی غنی از آهن شده است.



شکل ۲۶-۴: (الف، ج) نمونه دستی از آندزیت‌های مس‌دار، همراه با دگرسانی کلریتی و کانی بیوتیت، (ب) نمونه دستی از آندزیت‌های کاملاً دگرسان شده، (د) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهایی که از اطراف در حال کلریتی و اپیدوتی شدن است، پلاژیوکلاز (Plg)، کلریت (Chl)، بیوتیت (Bt)، مس (Cu).

۴-۹-۲- دگرسانی سیلیسی

دگرسانی سیلیسی که یکی از متداول‌ترین دگرسانی‌ها است که در اثر افزایش سیلیس در سیال باعث ته‌نشینی کوارتز به اشکال مختلف می‌گردد (Pirajno, 2009). دگرسانی سیلیسی در کانسار مس گرماب پایین و کانسار اسبکشان بیشتر در بخش استرینگر کانسار دیده می‌شود و به صورت رگه-رگچه‌های سیلیسی - سولفیدی با نسل‌های مختلف فضاهای خالی را پر کرده است و شکل برشی را به ساختار سنگ داده است (شکل ۴-۲۷).



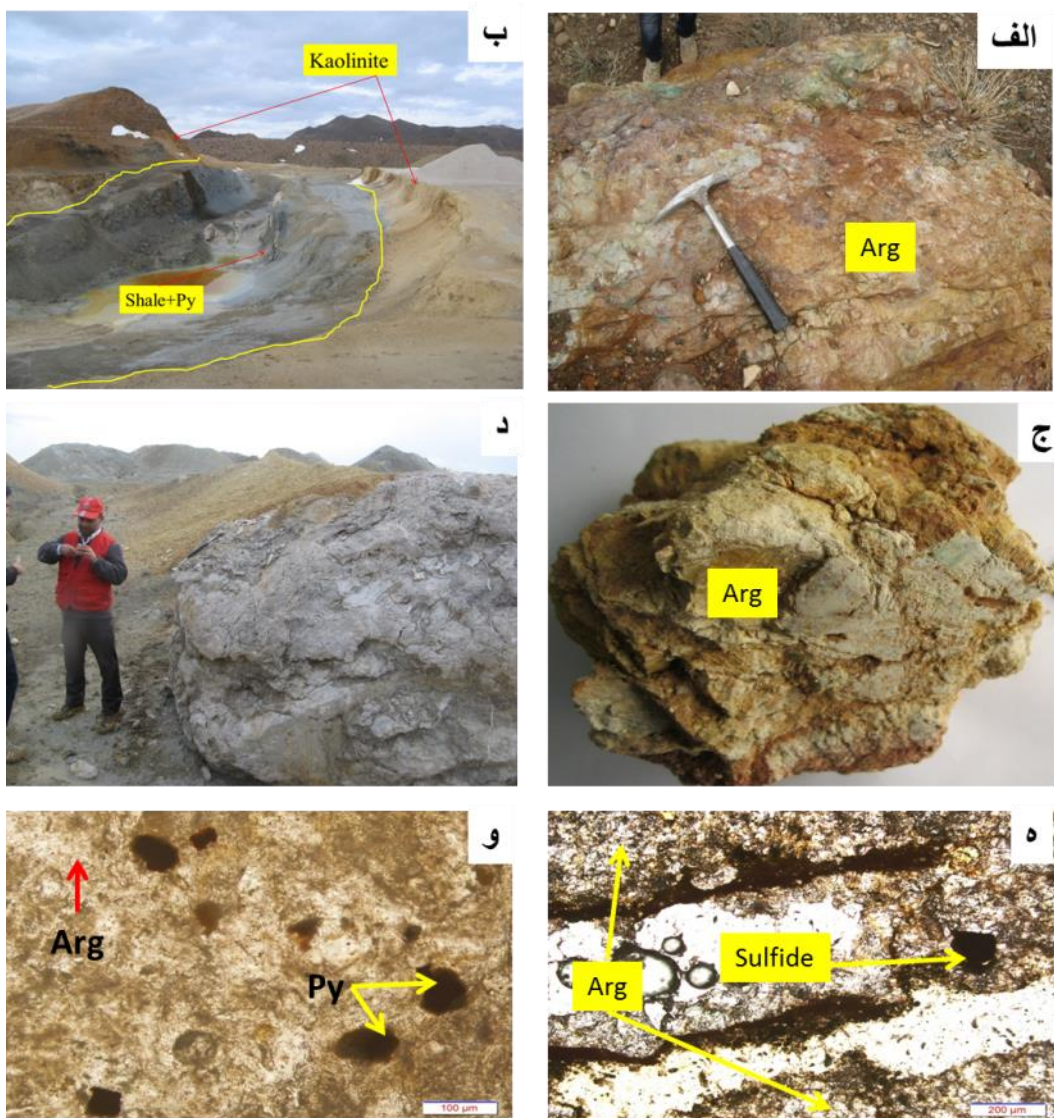
شکل ۴-۲۷: تصاویری مربوط به دگرسانی سیلیسی و کلریتی پهنه استرینگر در کانسار مس گرماب پایین، الف)، دگرسانی کلریتی به همراه دگرسانی سیلیسی با بافت برشی، ب) تصویر میکروسکوپی از کوارتزهای نسل دوم که کوارتزهای نسل اول را قطع نموده است، ج، د) دگرسانی سیلیسی همراه با کانه زایی سولفیدی ه) دگرسانی کلریتی به همراه کوارتز نسل اول و نسل دوم، کوارتز نسل اول (Qtz1)، کوارتز نسل دوم (Qtz2).

۴-۹-۳- دگرسانی سریسیتی

دگرسانی سریسیتی (فیلیک) که از تأثیر محلول‌های اسیدی بر روی سنگ‌های آذرین به‌ویژه غنی از AL و سنگ‌های رسوبی نظیر شیلها و مارن‌ها تأثیر گذاشته و آن‌ها را هیدرولیز کرده و بر اثر خارج شدن کاتیون‌های Ca, Mg, Na و باقی ماندن کاتیون K در سیستم تشکیل می‌شود. در طی سریسیتی شدن، فلدسپات‌ها، هورنبلند، بیوتیت متلاشی شده و کوارتز آزاد شده باعث سیلیسی شدن سنگ می‌گردد. در طی دگرسانی سریسیتی، فلدسپات‌های اولیه موجود در سنگ به کانی سریسیت تبدیل شده. دگرسانی سریسیتی کم و بیش در واحدهای کمربالین، کمربالا و میزبان ماده معدنی مشاهده می‌شود. بر اساس مطالعات مقاطع نازک، مقدار جزئی از کانی‌ها به سریسیت تبدیل شده‌اند و به صورت دانه پراکنده در متن کانی‌های پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و همچنین در داخل شکستگی‌های پلاژیوکلاز متمرکز شده است، لازم به ذکر است وسعت این نوع دگرسانی سریسیتی در کانسار مس-نقره گرماب کم می‌باشد و بیشتر در کانسار اسبکشان دید می‌شود (شکل ۴-۲۳).

۴-۹-۴- دگرسانی آرژیلیک متوسط

این نوع دگرسانی هم شبیه دگرسانی سریسیتی می‌باشد. تأثیر محلول‌های اسیدی بر روی سنگ‌های آذرین، باعث دگرسانی بیشتر پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر فلدسپات‌های پتاسیم می‌شوند و باعث ایجاد کانی‌هایی همچون دیکیت، کائولینیت، مونتموریونیت می‌شود. دگرسانی آرژیلیتی در کانسار گرماب پایین بیشتر در کمر بالا دیده می‌شود (شکل ۴-۲۸ الف، ج، ع) (شکل ۴-۲۳) و در مقاطع میکروسکوپی هم به وضوح دیده می‌شود. در کانسار اسبکشان بالاترین حجم دگرسانی مربوط به دگرسانی آرژیلیک می‌باشد. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و پراش پرتو ایکس (XRD) بر روی نمونه‌های G20 و G25 بیشتر کانی‌های دگرسان آن شامل کوارتز-آلبیت-آندزین-دیکیت-کائولینیت مونتموریونیت است. (شکل ۴-۲۸ ب، د، ف) و (شکل ۴-۳۳ و شکل ۴-۳۴) جدول ۴-۲.



شکل ۴-۲۸: الف، ج) نمایی از رخنمون و نمونه دستی دگرسانی شدید آرژیلیتی (کمبرالای کانسار گرماب پایین)، ب، د) نمایی از کانسار کائولن اسبکشان به همراه دگرسانی شدید کائولینیستی، ه) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی آرژیلیتی به همراه پیریت‌ها که به صورت دانه پراکنده دیده می‌شود، آرژیلیت (Arg)، پیریت (Py).

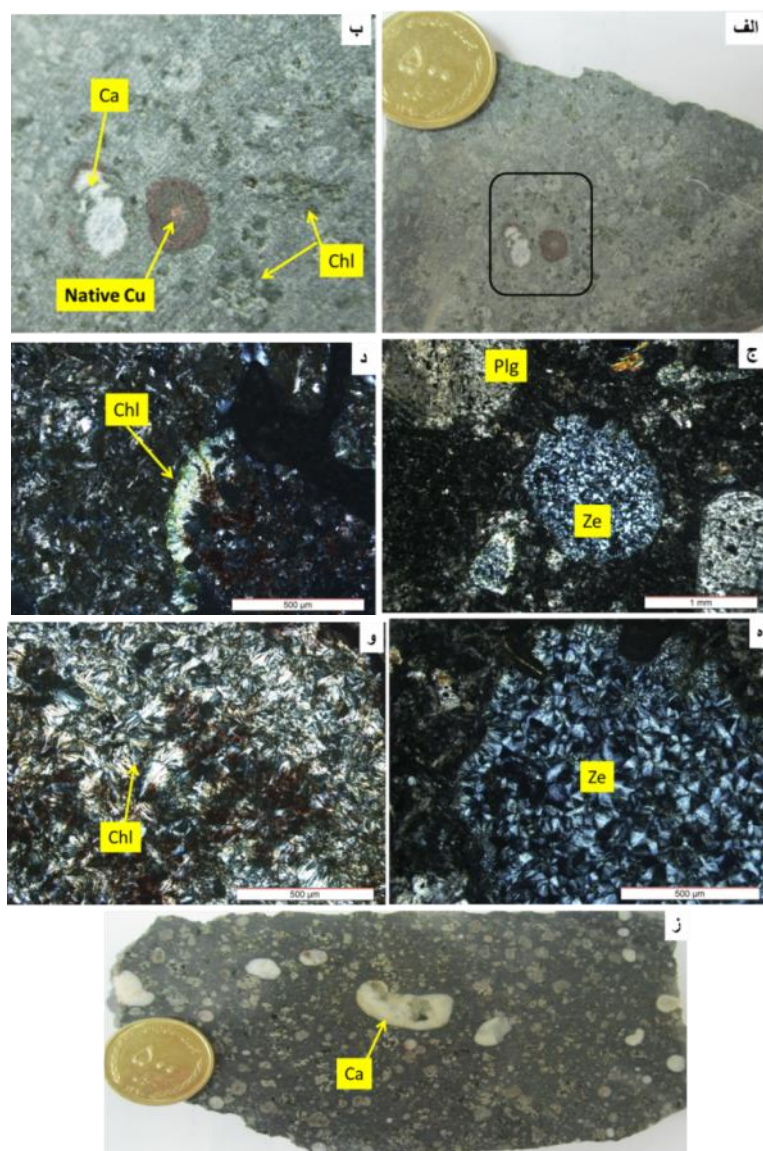
۴-۹-۵- دگرسانی آلبیتی

این دگرسانی که به نوع سدیم متاسوماتیزم نیز معروف است، اغلب به دلیل اضافه شدن سدیم از طریق محلول‌های ماگمایی یا گرمایی حاصل می‌شود. کانی‌های مهم پهنه آلبیتی عبارتند از: آلبیت، پاراگونیت، کلریت و کوارتز می‌باشد. انجام آنالیز XRD بر روی نمونه‌های G16 و G17 دگرسان شده

آندزیت بازالت میزبان کانه زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین نشان می‌دهد، دگرسانی آلبیتی کم و بیش در توالی میزبان رخ داده است (شکل ۴-۳۰ و شکل ۴-۳۱) (جدول ۴-۲).

۴-۹-۶- دگرسانی زئولیتی

کانی‌هایی همچون زئولیت، کوارتز، کلریت، موردنیت، کلینو پتیولیت، لامونتیت، وایراکیت و آنالسیم. نشان دهنده رخساره زئولیتی در دگرگونی‌های خفیف تدفینی (زیردریایی) در دما و فشار پایین می‌باشد، ظهور این رخساره معرف پایان دیاژنز و آغاز دگرگونی است و در دمایی در حدود ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی گراد و فشارهای بین ۲/۵ تا ۸ کیلو بار فشار آب به وجود می‌آید. در دگرسانی زئولیتی میزان سولفید بسیار پایین می‌باشد و به ندرت یافت می‌شود. در دمای پایین و pH خنثی محلول‌های گرمابی در سنگ‌های آذرین موجب جابه‌جایی و تمرکز Na، K، Ca در نقاط خاصی شده است که باعث تشکیل کانی‌های خانواده زئولیت می‌گردد. مطالعات میکروسکوپی و XRD نشان می‌دهد، گستره این دگرسانی در کانسار گرماب پایین همانند دگرسانی آلبیتی بیشتر در سنگ‌های آندزیت بازالت میزبان کانه‌زایی مس طبیعی می‌باشد (شکل ۴-۲۹).



شکل ۴-۲۹: الف، ب) تصویر نمونه دستی از آندزیت بازالت حاوی کانه زایی مس طبیعی به همراه دگرسانی کلریتی، ج، د، ه، و) تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های زئولیت، کلریت و پلاژیوکلاز دگرسان شده، ز) نمونه دستی از آندزیت بازالت دگرسان شده به همراه حفرات پر شده کلسیت، پلاژیوکلاز (Plg)، زئولیت (Ze)، کلریت (Chl) و کلسیت (Ca).

اسپیلیتی شدن در کانسار گرماب پایین

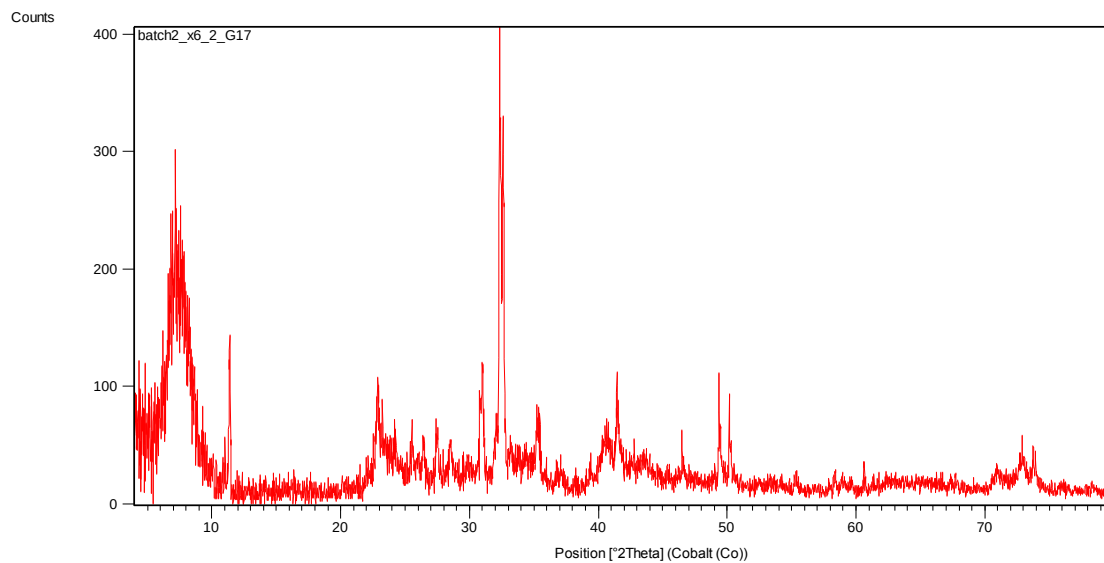
طی مطالعات اخیر، عده‌ای اسپیلیت را محصول تبلور یک ماگمای بازالتی در حضور آب یا در نتیجه آلودگی با آب می‌دانند، و نهایتاً تعدادی از دانشمندان اسپیلیت را حاصل دگرگونی بازالت‌های اولیه در شرایط دگرگونی درجه پایین (رخساره شست سبز) می‌دانند (Cann, 1969). وجود پاراژنز شاخص دگرگونی درجه پایین (آلبیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت) در کنار این واقعیت که از نقطه نظر زمانی

اسپیلیت‌ها محدود به آرکئن تا ترشیری هستند و نمونه‌های عهد حاضر آن‌ها گزارش نگردیده است نظریه اخیر را تقویت می‌کند.

با توجه به تعاریفی که از اصطلاح اسپیلیتی برای سنگ‌های آتشفشانی در بالا آورده شده است نیز می‌توان برای سنگ‌های دگرساں شده میزبان کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین به کار برد. همان طور که گفته شد حضور کانی‌های همچون آلبیت، کلریت، کلسیت و ورمیکولیت در کانسار گرماب پایین می‌تواند نشان دهنده اسپیلیتی شدن سنگ‌های آندزیت بازالت باشد.

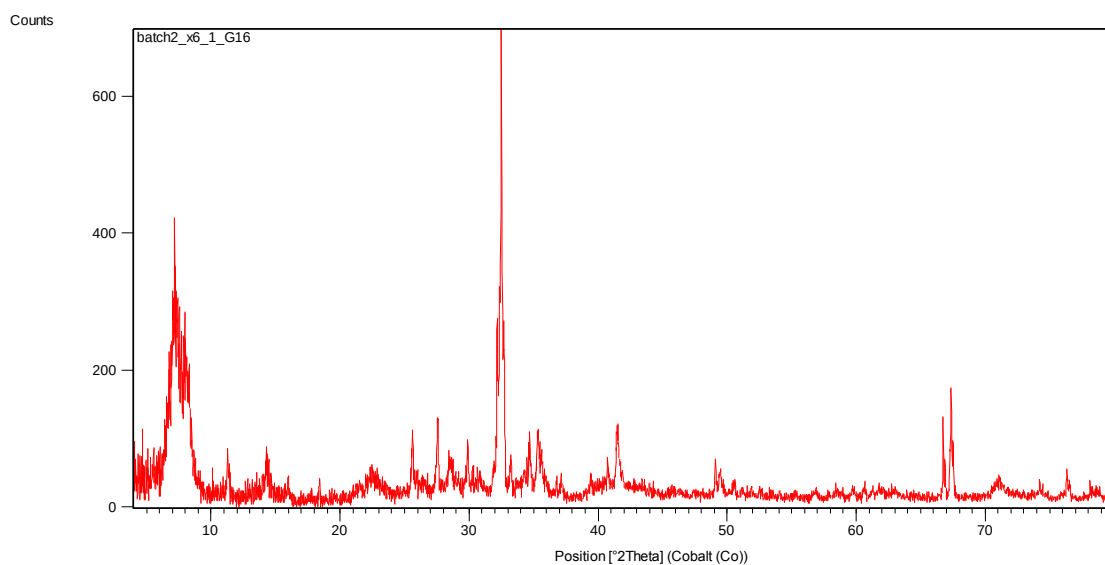
جدول ۴-۲: مشخصات و نتایج نمونه‌های آنالیز شده به روش XRD از کانسار گرماب پایین و اسبکشان

کانسار	شماره نمونه	نوع نمونه دستی	نتایج حاصل از آنالیز XRD	محل نمونه‌برداری
گرماب پایین	(G17)	آندزیت بازالت کلریتی شده	کوارتز - ورمیکولیت - آلبیت	مغزه حفاری Ak3 - عمق ۷۴ متری
گرماب پایین	(G16)	آندزیت بازالت کلریتی شده	آلبیت - ورمیکولیت	مغزه حفاری Ak4 - عمق ۶۴ متری
گرماب پایین	(G15)	پهنه آرژیلیتی مربوط به رخساره توده‌ای	گچ - کالکوسیت - مگنتیت	مغزه حفاری Ak5 - عمق ۲۰ متری
اسبکشان	(G20)	آرژیلیتی	کوارتز - دیکیت - مونتورینونیت - کائولینیت	پهنه آرژیلیتی کانسار
اسبکشان	(G25)	کلریتی	کوارتز - آلبیت - آندزین	پهنه کلریتی کانسار



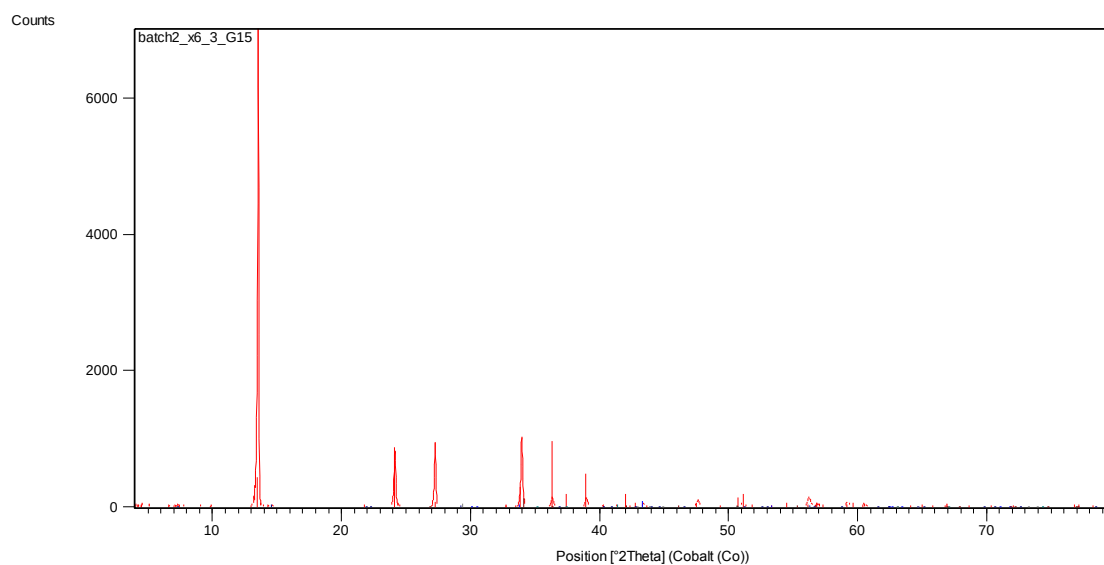
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
	01-085-0930	27	Quartz	0.000	0.240	Si O ₂
*	01-083-1466	16	Albite low	0.000	0.659	Na _{0.986} (Al _{1.005} Si _{2.995} O ₈)
*	01-074-1732	19	Vermiculite	0.000	0.510	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (O H) ₂
*	01-070-1882	12	Mordenite	0.000	0.498	Ca _{0.07} Al _{1.629} Si _{0.8375} O ₂
*	00-007-0330	9	Illite-Montmorillonite, regular	0.000	0.164	K - Al ₄ (Si Al) ₈ O ₂₀ (O H) ₄ !x H ₂ O
*	01-071-1067	12	Diopside	0.000	0.342	Ca Mg Si ₂ O ₆

شکل ۴-۳: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده برای نمونه G17 کانسار گرماب پایین.



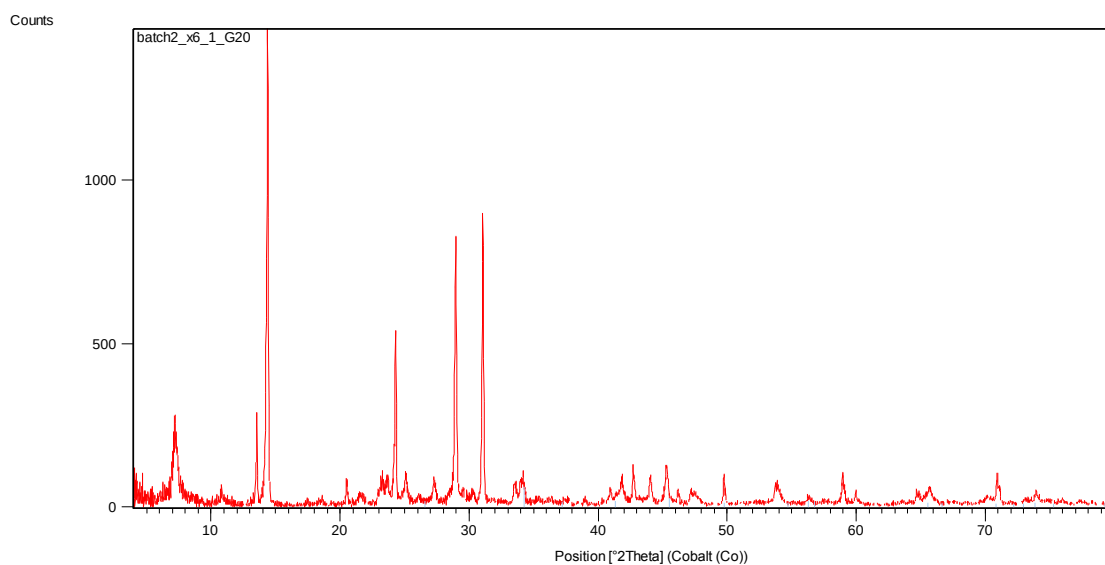
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-071-1150	30	Albite high	0.000	0.330	Na (Al Si ₃ O ₈)
*	01-077-0022	18	Vermiculite	0.000	0.317	(Mg _{2.36} Fe _{4.8} Al _{1.16}) (Al _{1.28} Si _{2.72}) O ₁₀ (O H) ₂ (H ₂ O) ₆ Mg.
*	01-078-0432	19	Labradorite	0.000	0.286	Na _{0.5} Ca _{0.5} Al _{1.5} Si _{2.5} O ₈
*	01-086-0932	18	Diopside	0.000	0.132	Ca Mg Si ₂ O ₆
*	01-083-1675	9	Mordenite	0.000	0.287	Na _{0.6} Al _{8.5} Si _{39.5} O ₉₆ H _{7.9}

شکل ۴-۳۱: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده برای نمونه G16، کانسار گرماب پایین.



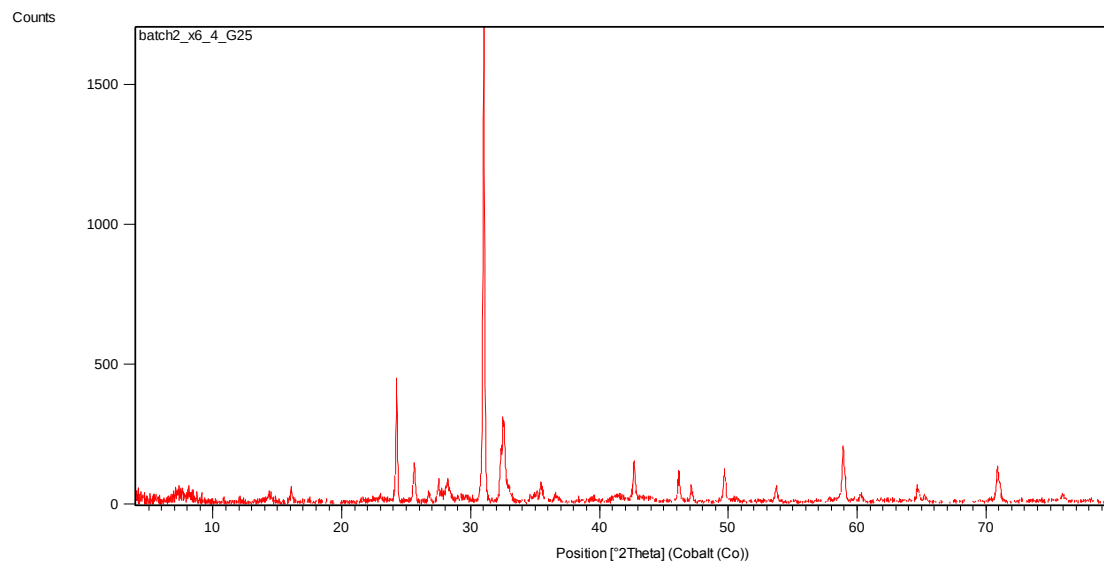
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	00-021-0816	48	Gypsum	0.000	0.138	$\text{Ca S O}_4 \cdot \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$
*	01-084-0209	25	Chalcocite	0.000	0.012	Cu_2S
*	00-003-0863	22	Magnetite	0.000	0.006	Fe_3O_4
*	01-071-1168	11	Anatase	0.000	0.006	Ti O_2
*	01-086-2340	12	Calcite	0.000	0.018	$\text{Ca (C O}_3\text{)}$
*	00-029-0701	14	Clinochlore- 1\TM#I#I#b\ RG, ferroan	0.000	0.005	$(\text{Mg, Fe})_6 (\text{Si, Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$

شکل ۴-۳۲: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده برای نمونه G15، کانسار گرماب پایین.



Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-078-2315	65	Quartz	0.000	0.542	Si O ₂
*	00-003-0016	30	Montmorillonite, syn	0.000	0.054	Al ₂ O ₃ !4 Si O ₂ !x H ₂ O
*	01-072-1163	46	Dickite	0.000	0.507	Al ₂ Si ₂ O ₅ (O H) ₄
*	00-006-0047	24	Gypsum	0.000	0.097	Ca S O ₄ !2 H ₂ O
*	00-012-0185	22	Clinochlore	0.000	0.278	(Mg, Fe, Al) ₆ (Si, Cr) ₄ O ₁₀ (O H) ₈
*	01-080-0886	22	Kaolinite	0.000	0.762	Al ₂ (Si ₂ O ₅) (O H) ₄

شکل ۴-۳: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده برای نمونه G20، کانسار اسپکشان.



Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-079-1910	78	Quartz	0.000	1.001	Si O ₂
*	01-072-1245	33	Albite low	0.000	0.143	Na (Al Si ₃ O ₈)
*	01-075-0938	8	Kaolinite	0.000	0.066	Al ₂ Si ₂ O ₅ (O H) ₄
*	01-083-1938	23	Andesine	0.000	0.114	Na _{0.622} Ca _{0.368} Al _{1.29} Si _{2.71} O ₈
*	01-086-0433	9	Enstatite	0.000	0.158	Mg ₂ (Si ₂ O ₆)

شکل ۴-۳۴: نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده برای نمونه G25، کانسار اسپکشان.

فصل پنجم

کافی‌شناسی، ساخت و یافت و

پاراژنترکانه‌ها

۵- کانی‌شناسی، ساخت و بافت و پاراژنز کانه‌ها

۵-۱- مقدمه

مطالعه کانی‌شناسی ساخت و بافت ماده معدنی و تشخیص دقیق پاراژنز و توالی پاراژنتیکی کانی‌های معدنی و سنگ‌ساز از پایه‌های اساسی بررسی ژنز نهشته‌های کانساری و تعیین رابطه بین کانه‌های معدنی و سنگ درونگیر آن‌ها است. بدین منظور در منطقه مورد مطالعه، از رخساره‌های مختلف کانه زایی و سنگ دربرگیرنده آن‌ها تعداد ۴۰ عدد مقطع نازک- صیقلی، بررسی و مطالعه گردید. در مطالعات کانی‌شناسی، به منظور تشخیص برخی کانی‌ها، تعداد ۵ نمونه از کانسارهای گرماب پایین و اسبکشان به روش XRD مورد بررسی قرار گرفت. مقاطع به نحوی انتخاب گردید تا برش عرضی کانسار را پوشش داده و تغییرات کانی‌شناسی و بافتی کانسار را در بخش‌های مختلف، از قدیم به جدید شامل گردد.

۵-۲- کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی

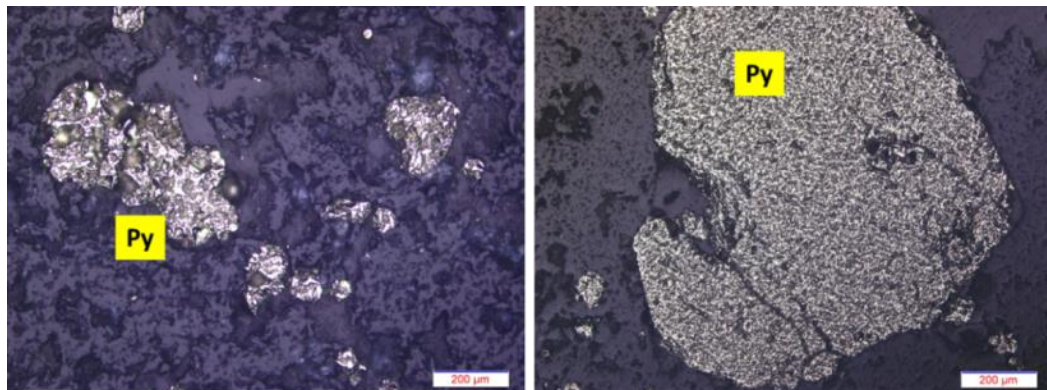
کانه‌زایی در منطقه معدنی مورد مطالعه، به صورت چینه‌کران در رخساره رگه- رگچه‌ای و به شکل صفحه‌ای چینه‌سان، در رخساره توده‌ای و هم‌روند با لایه‌بندی سنگ میزبان در رخساره کانسنگ لایه- ای رخ داده است (رجوع شود به فصل چهارم). ماده معدنی در رخساره‌های متفاوت کانسار، بافت و ساخت گوناگون را نشان می‌دهد (شکل ۴-۵، شکل ۴-۸ و شکل ۴-۱۱). این بافت‌ها عموماً شکل اولیه خود را حفظ کرده و شرایط محیط کانه‌زایی را منعکس می‌کنند. در این فصل ابتدا به بررسی کانی‌شناسی سولفیدی و غیر سولفیدی (اکسیدی و باطله) پرداخته و سپس ساخت و بافت کانی‌های سولفیدی و غیرسولفیدی را مورد بررسی قرار می‌دهیم.

۵-۲-۱- کانی‌شناسی

مطالعات کانی‌شناسی بر روی مقاطع نازک- صیقلی نمونه‌های معدنی مس گرماب پایین و کائولن اسبکشان و همچنین نتایج آزمایش ۵ نمونه به روش پراش اشعه ایکس (XRD) منجر به شناسایی

بافت فرامبوئیدال

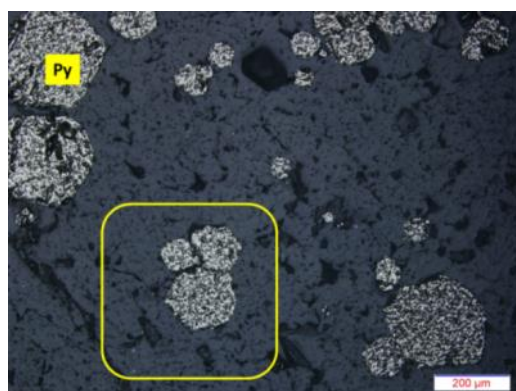
این بافت شامل: تجمع پیریت‌های ریزدانه می‌باشد که به حالت خوشه‌ای و تمشک مانند در کنار هم قرار گرفته‌اند و تبلور پیدا کرده است (شکل ۵-۱). این بافت جزء بافت‌های اولیه است که هم در کانسار مس-نقره گرماب پایین و هم در کانسار اسبکشان به وضوح دیده می‌شود (شکل ۴-۲۲ ج).



شکل ۵-۱: تصویر میکروسکوپی از بافت فرامبوئیدال در پیریت‌ها، این بافت هم در رخساره‌های کانسار گرماب پایین و کانسار اسبکشان دیده می‌شود.

بافت الحاق سه گانه

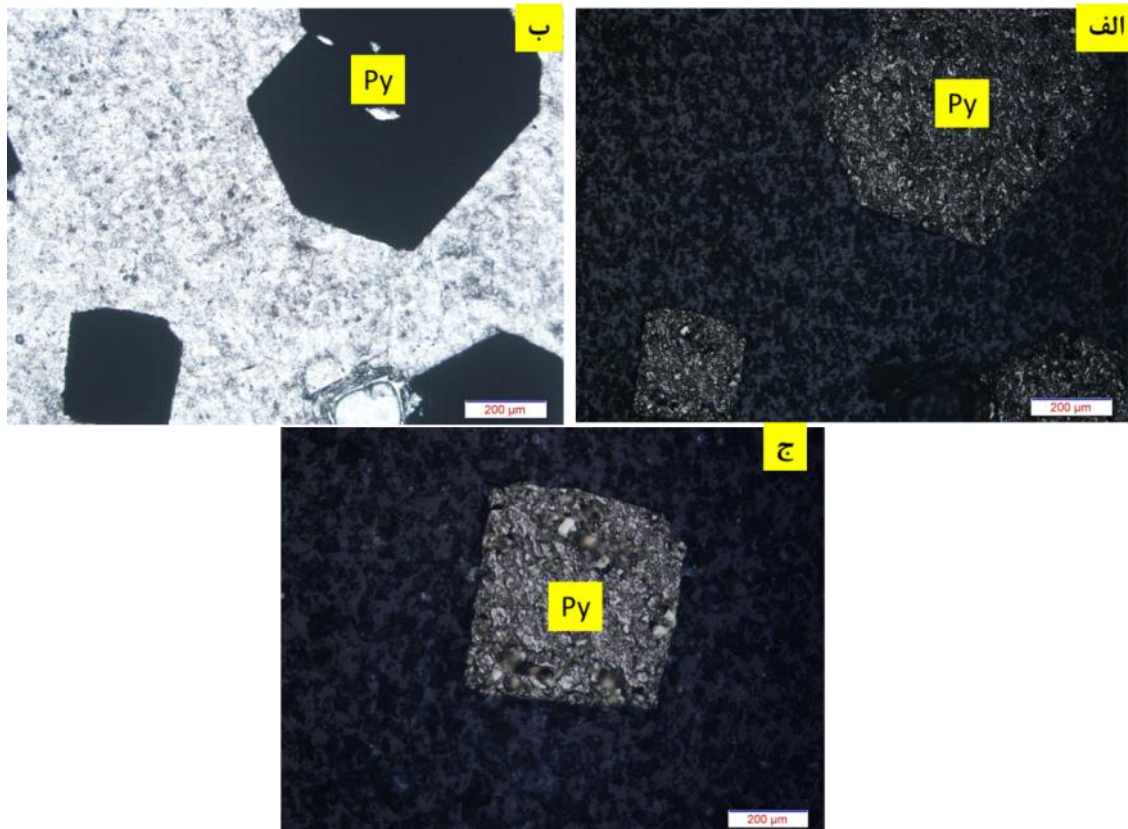
این بافت بیشتر در رخساره کانسنگ توده‌ای کانسار گرماب پایین دیده می‌شود (شکل ۵-۲). بر اساس Craig and Vokes., (1998) این بافت از خصوصیات بارز کانسارهای سولفیدی می‌باشد که سولفید به صورت اولیه وجود داشته و در اثر فرآیندهای دیاژنزی تبلور مجدد پیدا کرده است.



شکل ۵-۲: بافت الحاق سه گانه پیریت در بخش سیلیسی سولفیددار که در اثر تبلور مجدد حاصل شده است.

پیریت های خود شکل

پیریت تمایل زیادی برای تبلور اشکال انوهدرال دارد (Craig et al., 1993). در کانسار گرماب پایین پیریت های نسل اول و به خصوص نسل دوم در اکثر موارد دچار تبلور مجدد شده و موجب تشکیل بافت های خود شکل پیریت شده است، که عمدتاً شکل کوبیک دارند (شکل ۳-۵).

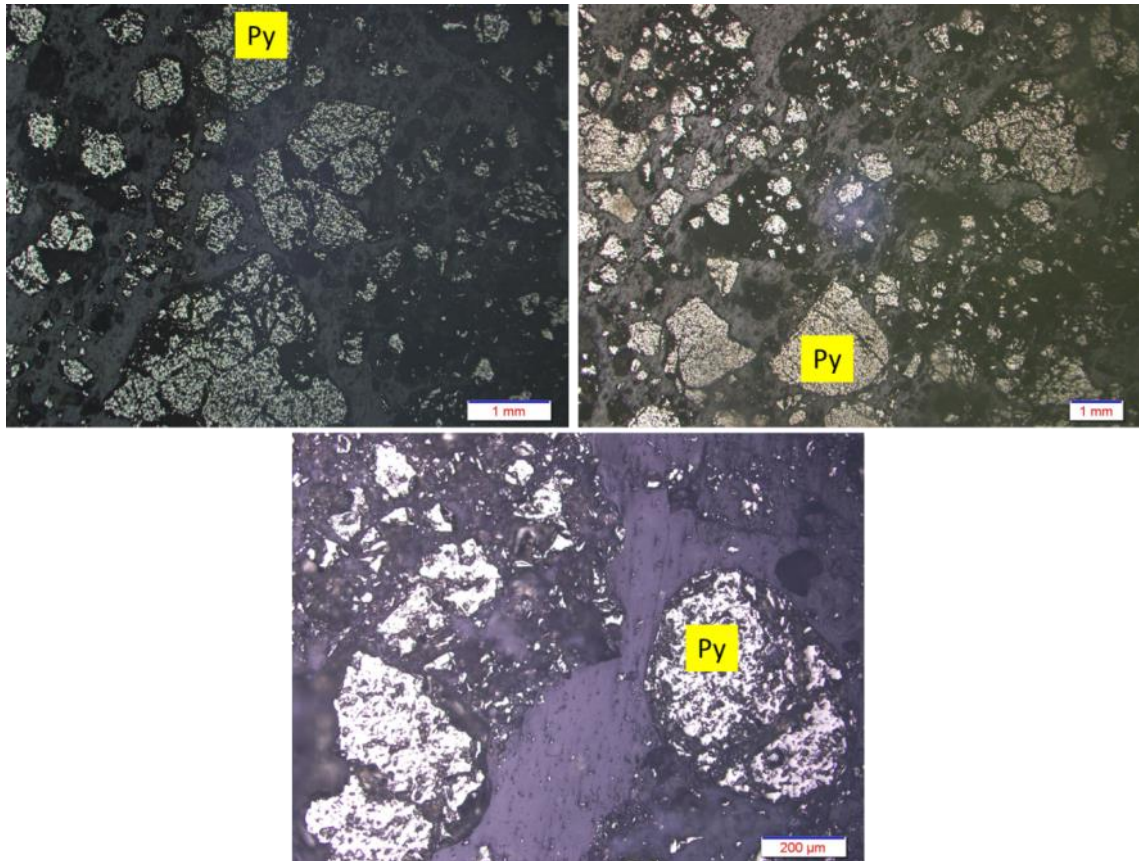


شکل ۳-۵: تصویر میکروسکوپی از تشکیل پورفیروبلست های پیریتی در اثر تبلور مجدد پیریت های فرامبوئیدال، الف، (ج) نور انعکاسی، ب) نور عبوری.

بافت کاتاکلاستیک

در اکثر مواقع پیریت های دانه درشت تحت تأثیر دگرشکلی شکننده، شکسته و خرد شده و باعث ایجاد بافت کاتاکلاستیک شده است. این دگرشکلی ناشی از عبور گسل اسبکشان از وسط کانسار گرماب می باشد، که باعث ایجاد دگرشکلی های شکننده در پیریت ها شده است. شکستگی و خردشدگی در

پیریت‌های درشت دانه و همچنین در پیریت‌هایی که در اثر تبلور مجدد رشد کرده‌اند، مشاهده می‌شود (شکل ۴-۵).

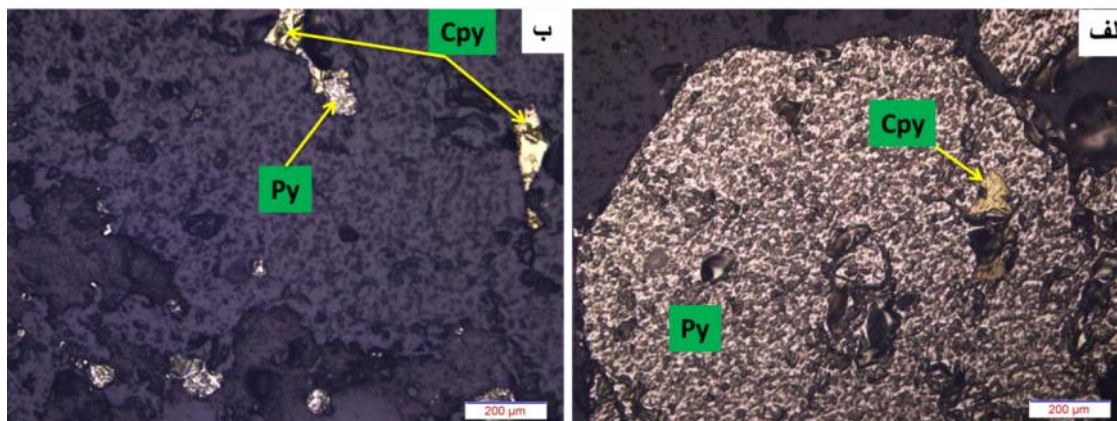


شکل ۴-۵: تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های دانه درشت با بافت‌های کاتاکلاستیکی که تحت تأثیر دگرشکلی شکننده شکسته و خرد شده است.

۵-۲-۱-۱-۲- کالکوپیریت

کالکوپیریت از لحاظ فراوانی در کانسار گرماب پایین میزان بسیار پایین دارد و عمدتاً در رخساره کانسنگ رگه-رگچه‌ای و توده‌ای دیده می‌شود. دلیل این امر را می‌توان ناشی از پایین بودن شار حرارتی توده ساب ولکانیکی عنوان نمود. از جمله بافت‌های موجود در کانسار گرماب پایین می‌توان به بافت اکسلوشن کالکوپیریت در پیریت و بافت پرشدگی شکاف‌ها اشاره نمود (شکل ۵-۵). همچنین

این که کالکوپیریت در اثر هوازدگی و فرایند سوپرژن بعدی، در طول شکستگی‌ها و حواشی تبدیل به کانی‌های ثانویه مثل کولیت شده است (شکل ۵-۲۱).

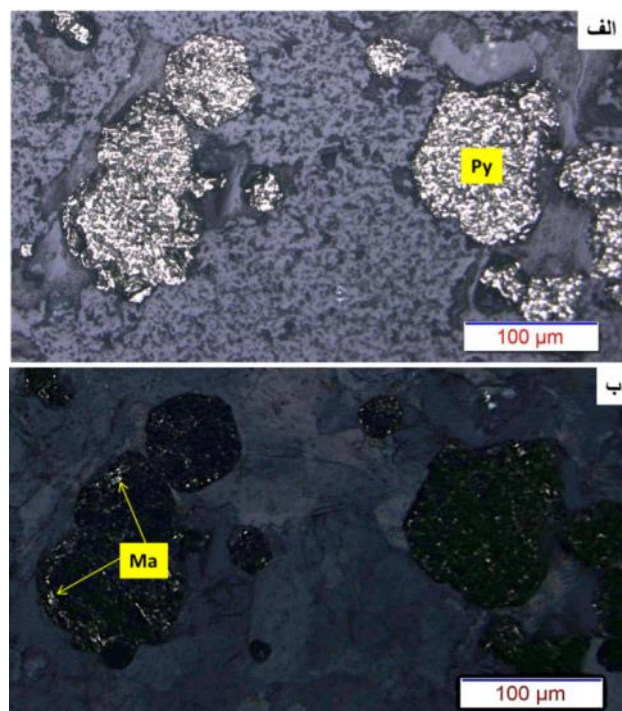


شکل ۵-۲۱: الف) تصویر میکروسکوپی از بافت اکسلوشن کالکوپیریت در پیریت، ب) تصویر میکروسکوپی از بافت کالکوپیریت به صورت شکافه پرکن.

۵-۲-۱-۱-۳- مارکاسیت

مارکاسیت در کانسار گرماب پایین و کانسار اسبکشان بسیار فراوان بوده، این کانی با پیریت به صورت پلی‌مورف است، اما سیستم تبلور متفاوت دارد و به صورت بلورهای سوزنی، تجمعات ریز دانه و گاهی بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل در داخل پیریت دید می‌شود (شکل ۵-۶). این کانی در دودکش‌های سیاه^۱ و توده‌های سولفیدی موجود در مراکز گسترش میان اقیانوسی، یک کانی معمول می‌باشد (Craig et al., 1998). همچنین مارکاسیت در حضور سولفور کافی در بین ۱۵۰ تا ۴۰۰ درجه سریعاً به پیریت تبدیل می‌شود (Kullerud., 1967).

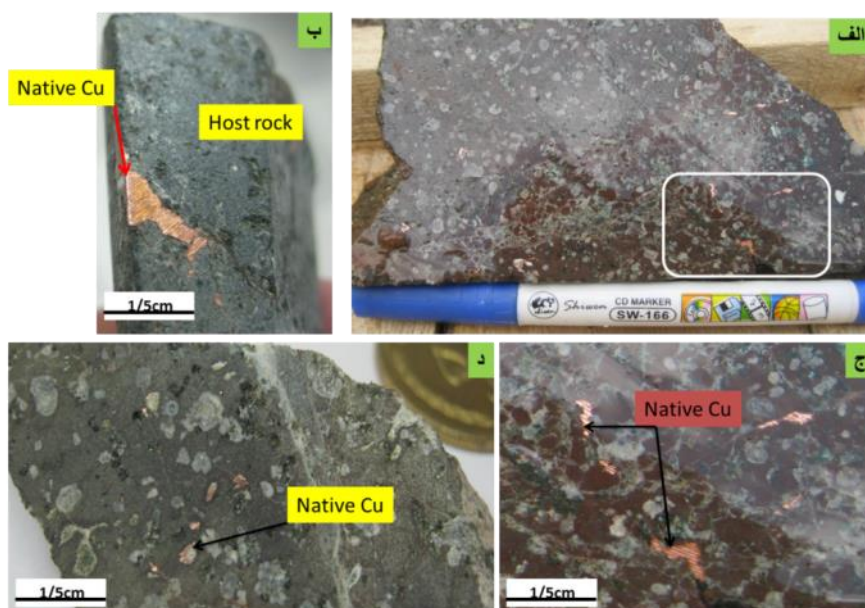
^۱ Blak smokers



شکل ۵-۶: تصویر میکروسکوپی از مارکاسیت‌های در حال تبدیل شدن به پیریت، الف) پیریت‌های با بافت فرامبوئیدال در نور انعکاسی (ppl)، ب) تیغه‌های مارکاسیت که در نور پلاریزه (xpl) به رنگ سفید دیده می‌شود.

۵-۲-۱-۱-۴- مس طبیعی

این کانه‌زایی در سنگ‌های میزبان آندزیت بازالیت و تراکی آندزیت کانسار گرماب پایین، در عمق‌های بین ۳۵ الی ۷۵ متر به صورت بافت رگه-رگچه ای و دانه پراکنده در متن سنگ به‌وفور دیده می‌شود، (شکل ۴-۱۵ و شکل ۵-۷). کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین جدای از کانه‌زایی سولفید توده‌ای در کرتاسه پسین می‌باشد، این کانه‌زایی بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی انواع دگرسانی‌های سنگ میزبان بر اثر دگرگونی خفیف سنگ‌های میزبان در حد رخساره ژئولیتی می‌باشد. (به فصل ۴ دگرسانی مراجعه شود) (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۷: نمونه دستی از مس‌های طبیعی، الف، ب، ج) تصویر نمونه دستی از مس‌های طبیعی با بافت رگچه‌ای، د) بافت دانه پراکنده از مس‌های طبیعی در سنگ‌های آندزیتی.

۵-۱-۱-۲-۵- مگنتیت

مگنتیت در کانسار گرماب پایین بیشتر در رخساره توده‌ای و به میزان کمتر در رخساره رگه-رگچه‌ای کانسار دیده می‌شود. اما در کانسار اسبکشان تنها در رخساره رگه-رگچه‌ای می‌باشد (شکل ۴-۲۲ د)، همان طور که در (شکل ۵-۲۰ و شکل ۵-۲۱) دیده می‌شود مگنتیت‌ها در این رخسارها از حواشی در حال تبدیل شدن به اکسیدها و هیدروکسیدها می‌باشند و دارای بافت‌های جانشینی مارتیتی، بافت جانشینی آتول است.

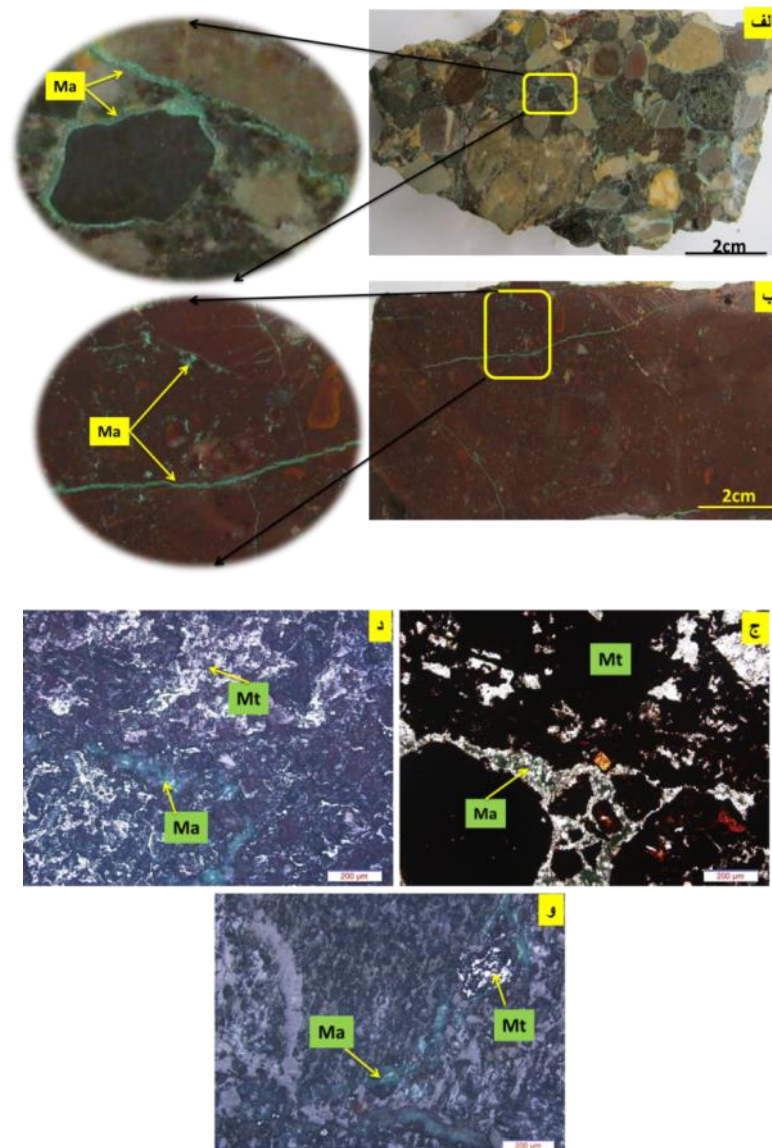
۵-۱-۲-۲-۵- کانی‌های ثانویه

از کانی‌های ثانویه در کانسار گرماب پایین می‌توان به مالاکیت، هماتیت و کوپریت اشاره نمود.

۵-۱-۲-۱-۲-۵- مالاکیت

کربنات مس از جمله مالاکیت به عنوان یک کانی غیر سولفیدی به مقدار فراوان در نواحی اکسیدان در قسمت جنوبی کانسار گرماب پایین دیده می‌شود (شکل ۴-۱۸). بیشترین حجم پیدایش مالاکیت در

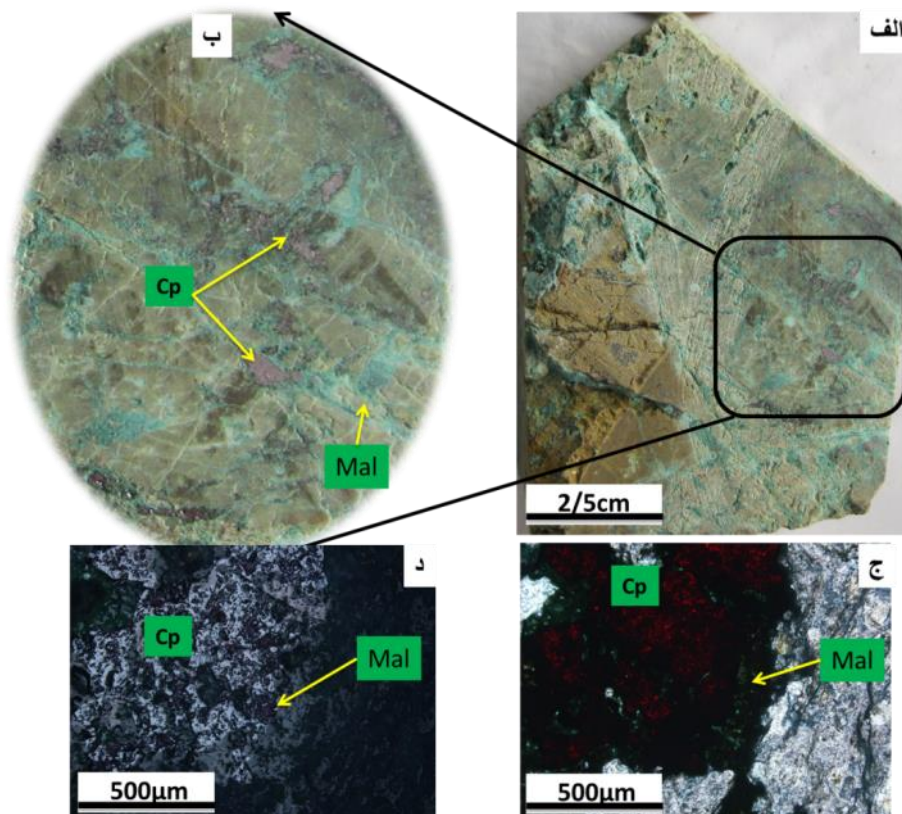
برش‌های سنگ‌های آتشفشانی و کنگلومراهای پالئوسن به صورت شکافه پرکن، رگچه‌ای، و بافت جانشینی دیده می‌شود (شکل ۴-۱۷ و شکل ۵-۸). پیدایش ثانویه مالاکیت در کانسار گرماب پایین هم از نظر زمانی و نوع سیال با کانه‌زایی سولفیدی کانسار گرماب پایین و کانه‌زایی مس طبیعی متفاوت است، و احتمالاً ناشی از نفوذ سیالات جوی و اکسید شدن مس‌های طبیعی موجود در برش‌های سنگ‌های آتشفشانی و کنگلومراها به کوپریت و مالاکیت می‌باشد.



شکل ۵-۸: الف) تصویر نمونه دستی از کنگلومرا میزبان مالاکیت با بافت شکافه پرکن، ب) تصویر نمونه دستی از برش سنگ‌های آتشفشانی میزبان مالاکیت با بافت رگچه‌ای و شکافه پرکن، ج، د، و) تصویر میکروسکوپی از برش سنگ‌های آتشفشانی به همراه کانی‌های مالاکیت به صورت رگچه‌ای و شکافه پرکن و مگنتیت‌هایی که از اطراف در حال تبدیل شدن به هیدروکسیدهای آهن است.

۵-۲-۱-۲-۲- کوپریت

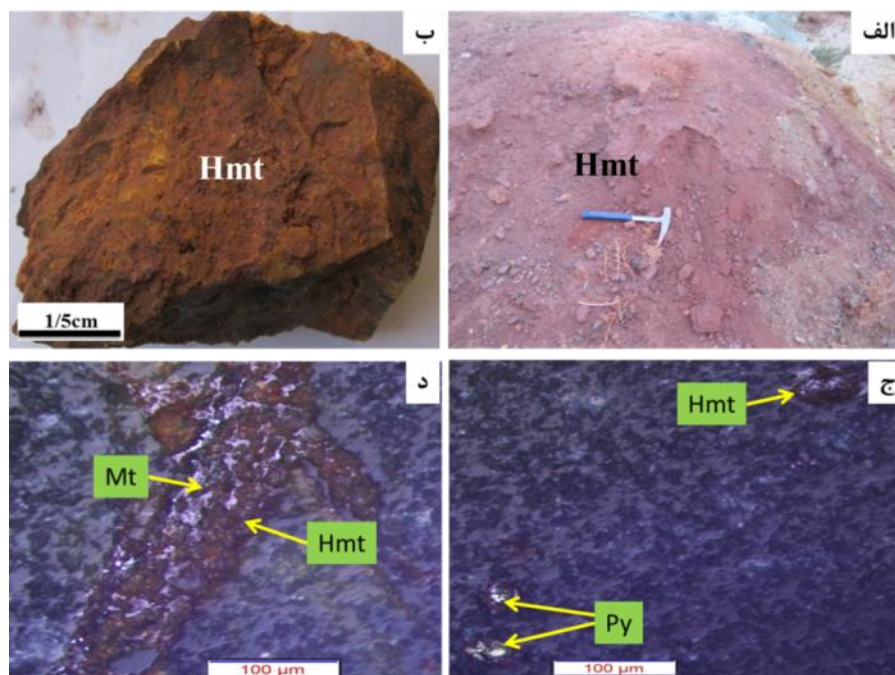
کوپریت با فرمول شیمیایی Cu_2O ، از مجموعه کانی‌هاست که بعد از مس طبیعی بالاترین میزان مس را دارا می‌باشد و از نظر پاراژنز همراه با کانی‌های آزوریت-مالاکیت، مس طبیعی سینابر و تنوریت می‌باشد. از نظر پیدایش کوپریت در جریان فرآیندهای اکسایش در زیر سطح آب‌های زیرزمینی و احیایی است. همچنین در بسترهای مس‌دار تشکیل می‌شوند، کوپریت همراه مس طبیعی در سنگ‌های رسوبی که محتوای بقایای گیاهی هستند نیز دیده می‌شوند، همچنین بر اثر احیاء سولفات مس در حضور مقدار کمی اکسیژن هم به وجود می‌آید. کوپریت در کانسار گرماب پایین بیشتر در قسمت جنوبی کانسار و همراه با کانه‌زایی مالاکیت می‌باشد (شکل ۵-۹). از نظر بافتی کوپریت به صورت رگه-رگچه‌ای در برش‌های سنگ‌های آتشفشانی و کنگلومراهای پالئوسن کانسار گرماب پایین دیده می‌شود و در بعضی از قسمت‌ها نیز از اطراف در حال تبدیل شدن به مالاکیت می‌باشد (شکل ۵-۱۹). از نظر منشأ، پیدایش کوپریت در کانسار گرماب پایین، همان طور که در قسمت قبل نیز گفته شد احتمالاً ناشی از اکسید شدن مس‌های طبیعی می‌باشد. از دیگر ویژگی‌های کوپریت این است که در نور عبوری (ppl) به رنگ قرمز آتشین دیده می‌شود (شکل ۵-۹ج).



شکل ۵-۹: تصویر میکروسکوپی از کوپریت، الف، ب) نمونه دستی از کانه زایی ثانویه مالاکیت و کوپریت، ج) تصویر میکروسکوپی از مالاکیت و کوپریت در نور عبوری ppl، د) تصویر میکروسکوپی از مالاکیت و کوپریت در نور انعکاسی ppl.

۵-۲-۱-۲-۳- هماتیت

این کانی عمدتاً در رخساره کانسنگ توده‌ای و بخش جنوبی کانسار گرماب پایین رخنمون دارد و ناشی از اکسیداسیون بخش‌های سطحی کانسار و در نتیجه دگرسانی و اکسایش در طول شکستگی‌ها و حواشی کانی پیریت و کالکوپیریت به وجود آمده است. همچنین به صورت هماتیت آبدار و حاصل مارتیتی شدن مگنتیت هم دیده می‌شود و بیشتر دارای بافت شکافه پرکن در طول شکستگی و رگچه‌ای می‌باشد (شکل ۵-۱۰) (شکل ۴-۱۳).



شکل ۵-۱۰: الف) نمایی از رخساره توده‌ای-نیمه‌توده‌ای که تحت تأثیر اکسیداسیون، پیریت‌ها به هماتیت تبدیل شده است، ب) تصویر نمونه دستی از هماتیت رخساره کانسنگ توده‌ای که تحت تأثیر اکسیداسیون سطحی قرار گرفته است، ج) تصویر میکروسکوپی از اکسایش پیریت از حواشی به هماتیت، د) تصویر میکروسکوپی از مارتیتی شدن مگنتیت به هماتیت.

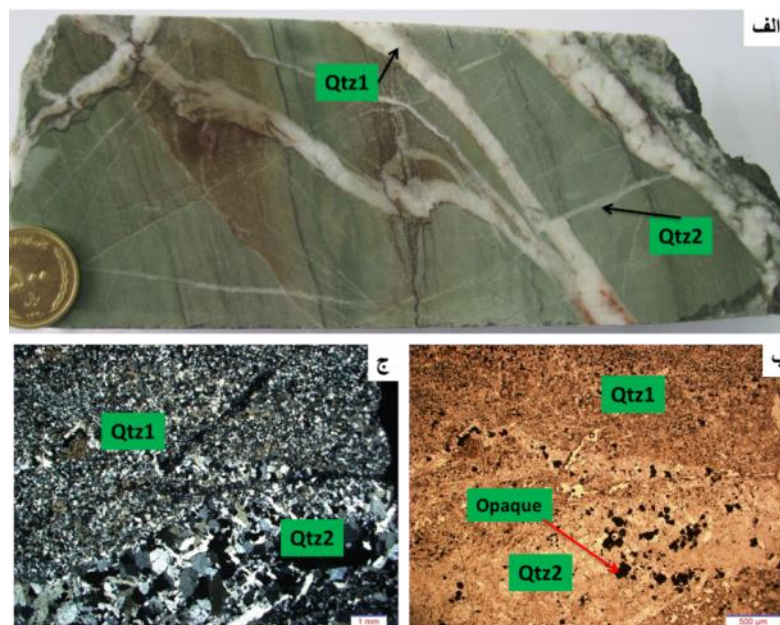
۵-۲-۱-۳- کانی‌های باطله

از مهم‌ترین کانی‌های باطله مرتبط با کانه‌زایی در کانسار گرماب پایین و اسبکشان شامل، کوارتز و کانی‌های دگرسانی شامل (کلریت، آرژیلیت و زئولیت) می‌باشد که در فصل ۴ کانه‌زایی و دگرسانی به طور مفصل اشاره شده است.

۵-۲-۱-۳-۱- کوارتز

کوارتز به عنوان یک کانی باطله دارای بیشترین فراوانی در رخساره‌های توده‌ای، رگه-رگچه ای و لایه ای می‌باشد. تشکیل این کانی همزمان با بیشترین فعالیت گرمابی در کانسار بوده و با بخش سولفیدی کانسار همراهی دارد. کوارتزها در کانسار گرماب پایین دارای دو نسل متفاوت و دو بافت متفاوت می‌باشد (شکل ۵-۱۱) که کوارتزهای نسل دوم (Qtz2) این بخش از کانسار ارتباط نزدیکی با

کالکوپیریت نشان می‌دهند، به طوری که تشکیل این دو کانی همزمان به نظر می‌رسد. بیشترین حجم کانی کوارتز مربوط به بخش رگه-رگچه ای می‌باشد که این امر نشان دهنده عبور سیال غنی از سیلیس مرتبط با فعالیت‌های گرمابی از این مجرا است. کوارتزهای رخساره لایه‌ای شامل ژل سیلیسی ته‌نشست یافته همراه با پیریت‌ها فرامبوئیدال با بافت دانه پراکنده و ذرات آواری و توفی در لایه‌ها و لامینه های سنگ میزبان ته‌نشست پیدا کرده‌اند. از ویژگی‌های کوارتزهای نسل دوم (Qtz2) شفافیت، رنگ شیری، کریستالین بودن و همراهی این کوارتزها با کانی کالکوپیریت، باعث متمایز شدن این کوارتزهای نسل دوم (Qtz2) از کوارتزهای نسل اول (Qtz1) شده است (شکل ۴-۵ و شکل ۵-۱۱).



شکل ۵-۱۱: (الف) تصویر نمونه دستی از کوارتزهای نسل اول و دوم، (ب) تصویر میکروسکوپی از کوارتزهای نسل اول و کوارتز نسل دوم که به صورت میکروکریستالین می‌باشد، (ج) تصویر میکروسکوپی از کوارتزهای گرمابی نسل اول و دوم همراه با کانی اپک (کالکوپیریت و پیریت).

۵-۲-۲- ساخت و بافت کانی‌های سولفیدی در کانسار مس گرماب پایین

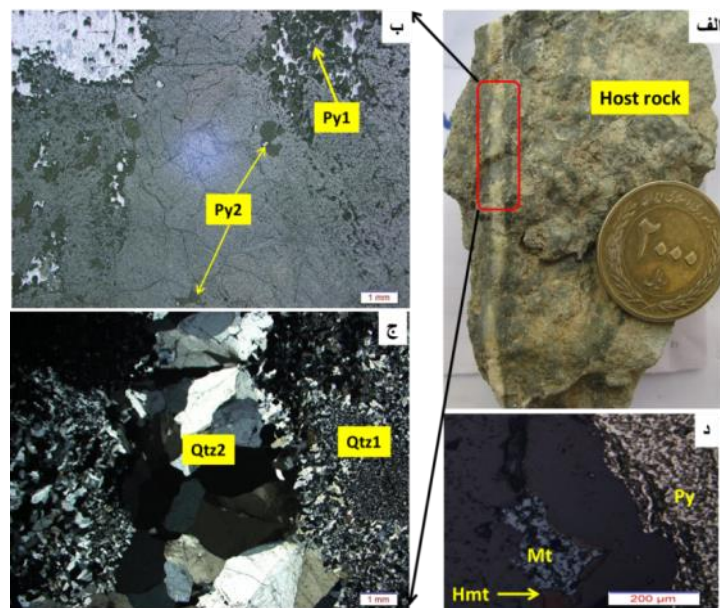
کانی‌های سولفیدی موجود در کانسار مس گرماب پایین شامل پیریت، مارکاسیت، کالکوپیریت و کوولیت می‌باشد.

پیریت مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی سولفیدی و اقتصادی موجود در رخساره‌های مختلف کانسار گرماب پایین می‌باشد. این کانی حداقل به صورت دو نسل مختلف دیده می‌شود. شامل پیریت‌های نسل اول (Py1)، ریز دانه با بافت فرامبوئیدال که همزمان با کوارتزهای نسل اول (Qtz1)، رشد کرده‌اند، به طوری که مرز سولفید و با سیلیس به صورت مضرسی می‌باشد (که نشان از رشد همزمان این دو کانی از سیال کانه دار اولیه می‌باشد) و در رخساره استرینگر دیده می‌شود (شکل ۵-۱۲).

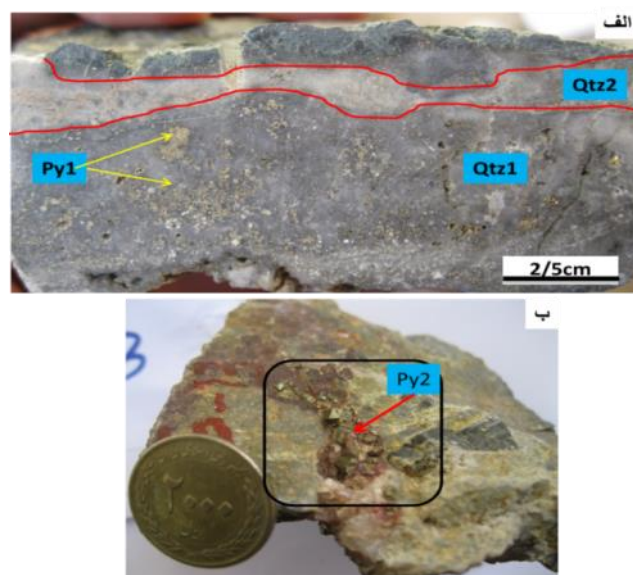
نسل دوم پیریت (Py2) که باز هم در رخساره استرینگر قابل مشاهده است، این نسل از پیریت نسبتاً شکل دار و دانه پراکنده، به صورت هم رشدی با کوارتزهای نسل دوم که حالت کریستالین دارند دیده می‌شود (شکل ۵-۱۲ و شکل ۵-۱۳). همچنین اینکه کالکوپیریت یکی دیگر از کانی‌های سولفیدی موجود در این رخساره عموماً با پیریت و کوارتز نسل دوم دیده می‌شود (شکل ۵-۱۴) در کانسار Karchiga نیز سه نسل پیریت همراه با کانه‌زایی مس تشخیص گردیده است که پیریت‌های نسل یک فرامبوئیدال، و نسل دوم و سوم به ترتیب شامل پیریت‌های دانه پراکنده و خود شکل و توده‌ای است، در کانسار گرماب پایین نیز بر اساس مقایسه با این کانسار دو نسل پیریت دیده می‌شود (Lobanov et al., 2012) (شکل ۵-۲).

۵-۲-۲-۱- ساخت و بافت رگه - رگچه‌ای

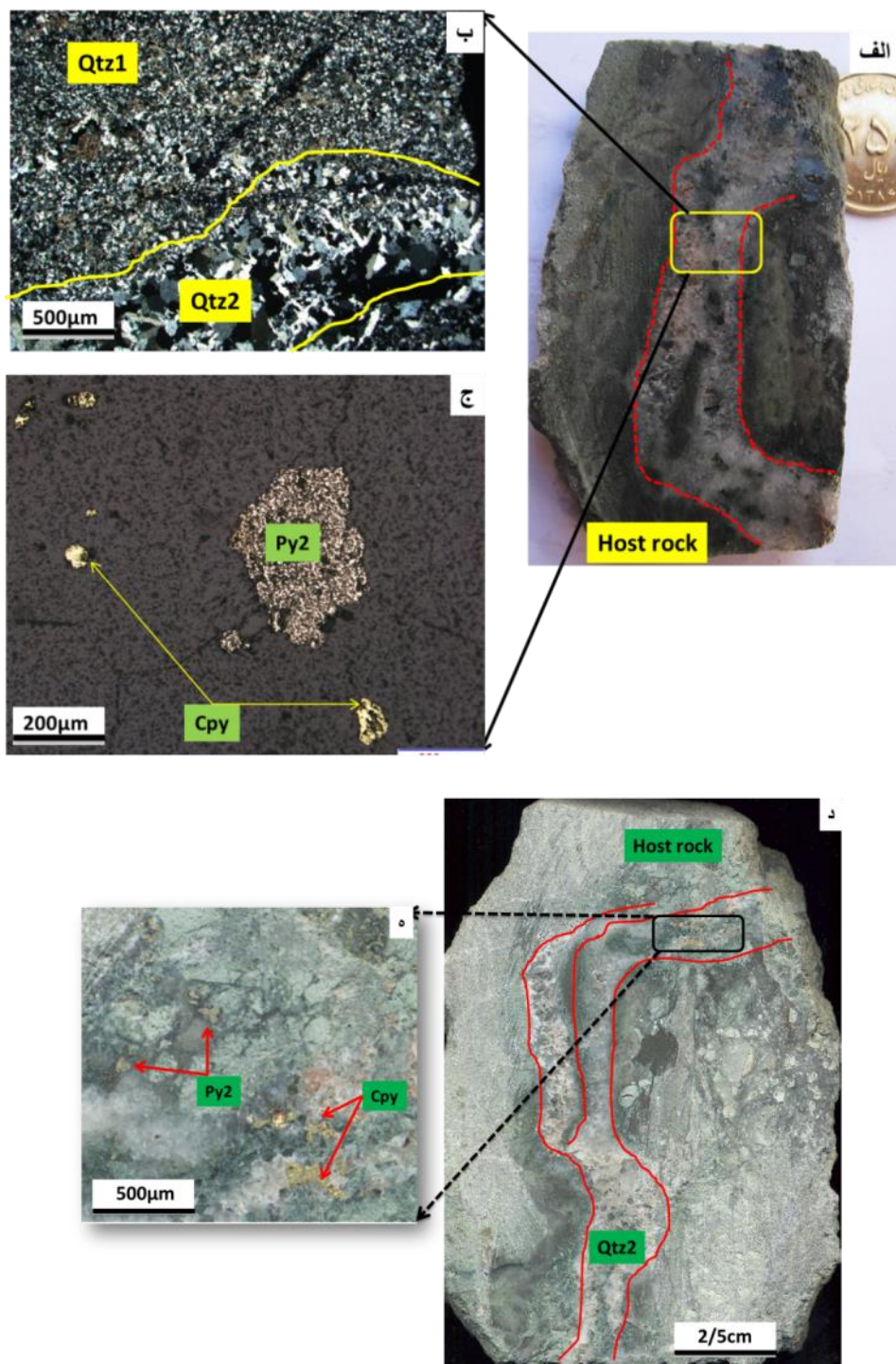
این ساخت و بافت عمدتاً در رخساره رگه - رگچه‌ای در تراکی آندزیت‌های کم‌پایین دیده می‌شود که در آن رگه - رگچه‌های سیلیسی - سولفیدی سنگ‌های میزبان را در جهات مختلف قطع نموده است. بیشتر این رگه - رگچه‌ها غنی از پیریت و کالکوپیریت می‌باشد. همچنین در این رخساره به میزان کمتر مگنتیت نیز وجود دارد که تحت تأثیر فرایند مارتیتی شدن قرار گرفته و به هماتیت تبدیل شده است.



شکل ۵-۱۲: تصاویری از ساخت و بافت رگه- رگچه‌ای در پهنه استرینگر، الف) نمونه دستی از پهنه استرینگر به همراه رگه‌های سیلیسی- سولفیدی که سنگ میزبان را قطع نمود است، ب، ج) تصویر میکروسکوپی از این زیر رخساره که پیریت‌ها نسل اول و دوم به ترتیب با بلورهای کریستالین کوارتز نسل اول و دوم با هم هم‌رشدی داشته، به صورتی که کوارتزها نسل دوم کوارتزهای نسل اول را قطع کرده است، د) تصویر میکروسکوپی از رشد کانی‌های پیریت و مگنتیت در کنار هم و مگنتیت‌هایی که از اطراف در حال هماتیتی شدن است. پیریت نسل اول (Py1)، پیریت نسل دوم (Py2)، کوارتز نسل اول (Qtz1)، کوارتز نسل دوم (Qtz2)، پیریت (Py)، مگنتیت (Mt) و هماتیت (Hmt).



شکل ۵-۱۳: الف) تصویر نمونه دستی از ساخت رگه- رگچه ای پهنه استرینگر، کوارتزهای نسل اول و دوم به همراه پیریت‌های نسل اول، که به صورت پراکنده در کوارتزهای نسل اول دیده می‌شود ب) تصویر نمونه دستی از پیریت‌های خود شکل نسل دوم، پیریت نسل اول (Py1)، پیریت نسل دوم (Py2)، کوارتز نسل اول (Qtz1)، کوارتز نسل دوم (Qtz2).



شکل ۵-۱۴: الف، د) نمونه دستی از رخساره رگه-رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی که سنگ میزبان کلریتی شده را قطع نموده است، ب) قطع‌شدگی کوارتزهای نسل اول توسط نسل دوم، ج، و) پیریت‌ها و کالکوپیریت‌های نسبتاً شکل‌دار و دانه پراکنده همراه با کوارتزهای نسل دوم که حالت کریستالین دارند دیده می‌شود و اینکه بیشترین میزان کالکوپیریت همراه با کوارتزهای نسل دوم است.

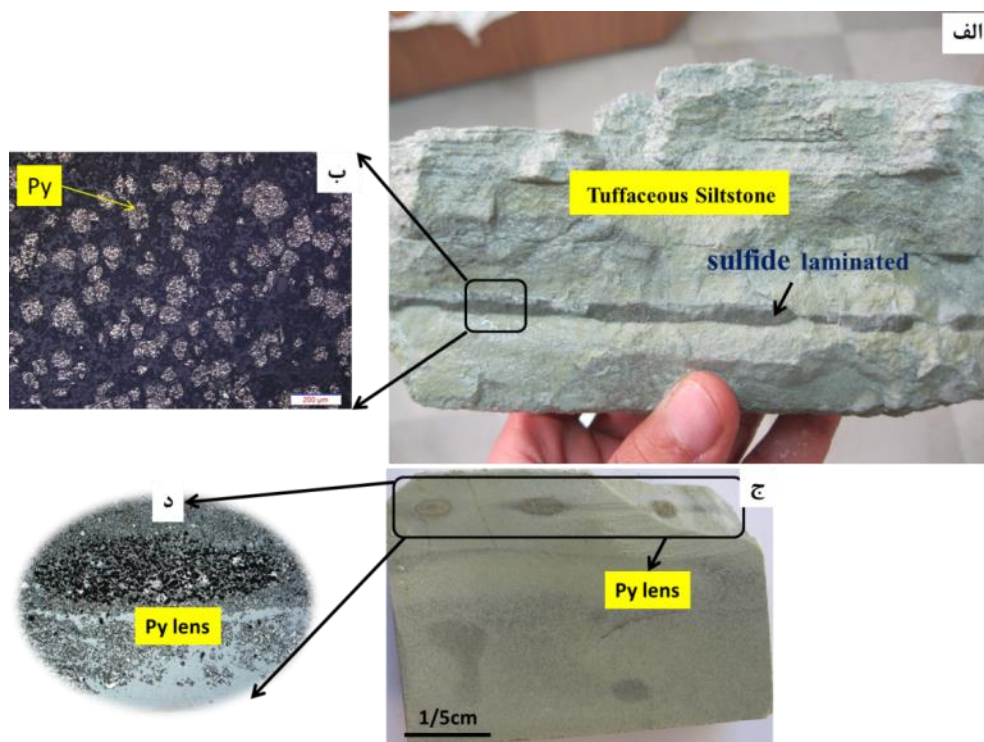
۵-۲-۲-۲- بافت و ساخت توده‌ای-نیمه توده‌ای

ساخت و بافت توده‌ای مختص رخساره کانسنگ توده‌ای است. کانی‌های این رخساره در کانسار گرماب پایین بیشتر شامل پیریت، مگنتیت و کالکوپیریت می‌باشد (شکل ۵-۱۵). پیریت‌ها با نسل‌های مختلف در کنار یکدیگر به صورت توده‌ای دیده می‌شود. بافت توده‌ای موجود در این رخساره در مقیاس میکروسکوپی و میکروسکوپی درواقع ترکیبی از بافت توده‌ای، جانشینی و رگه‌ای است، به عبارت دیگر احتمالاً پالایش پهنه‌ای^۱ ناشی از سیالات گرمایی در پالس‌های بعدی موجب ایجاد بافت توده‌ای و جانشینی در این رخساره شده است (شکل ۵-۱۵). نکته قابل تأمل در این رخساره از کانسار اینجاست که به دلیل پایین بودن میزان کالکوپیریت در این کانسار ما عملاً جانشینی کالکوپیریت به جای کانی‌های دما پایین هم چون پیریت و اسفالریت را نداریم، بلکه بیشتر جانشینی مربوطه به کانی پیریت به جای پیریت‌های از قبل ته‌نشین شده است، این پیریت‌ها (Py2) به صورت خود شکل بوده و در ماتریکسی از ژل سیلیسی قرار گرفته‌اند، که این خود باعث تشکیل بافت توده‌ای غنی از پیریت و افزایش مس-نقره و طلا در قسمت دهانه کانسار شده است (شکل ۵-۱۵). همچنین عمل مارتیتی شدن در اطراف کانی مگنتیت نیز در این رخساره دیده می‌شود که مگنتیت‌ها از اطراف در حال تبدیل شدن به هماتیت است (شکل ۵-۱۲).

¹ Zone refining

۵-۲-۳- ساخت و بافت لامینه و نواری

ساخت و بافت نواری یکی از ویژگی‌های بارز رخساره لایه‌ای در کانسارهای سولفیدی توده‌ای می‌باشد که ناشی از ته‌نشینی همزمان کانی‌های سولفیدی با ذرات تشکیل دهنده سنگ میزبان در کف دریا است. وجود این گونه لامینه‌ها نشان دهنده رابطه بافتی نزدیک بین ذرات رسوبی و سولفیدی و در نتیجه تشکیل همزمان ذرات آن‌ها می‌باشد. یکی از دیگر ویژگی‌های رخساره کانسنگ لایه‌ای ته‌نشست سولفیدها به صورت دانه پراکنده در کنار هم و تشکیل لایه‌های غنی از پیریت می‌باشد که نشان از افزایش شرایط رسوب‌گذاری در یک محیط آرام و ته‌نشست سولفیدها می‌باشد (شکل ۵-۱۶). همچنین اینکه در این رخساره از نظر بافتی، غالب پیریت‌ها دارای بافت فرامبوئیدال می‌باشد (شکل ۵-۱۶، ب). ضخامت لامینه‌ها در این رخساره مختلف و متغیر بوده و از میلی‌متر تا سانتی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۵-۱۶ الف). ناگفته نماند علاوه بر بافت نواری در این رخساره، لامینه‌هایی غیر ممتد و حالت عدسی از پیریت‌های فرامبوئیدال نیز به وضوح دیده می‌شود که دلیل ایجاد این عدسی‌های سولفیدی ناشی از فشار لایه‌های بالایی و دیاژنز در این رسوبات است که موجب تمرکز پیریت‌ها به شکل عدسی شده است (شکل ۵-۱۶، ج).

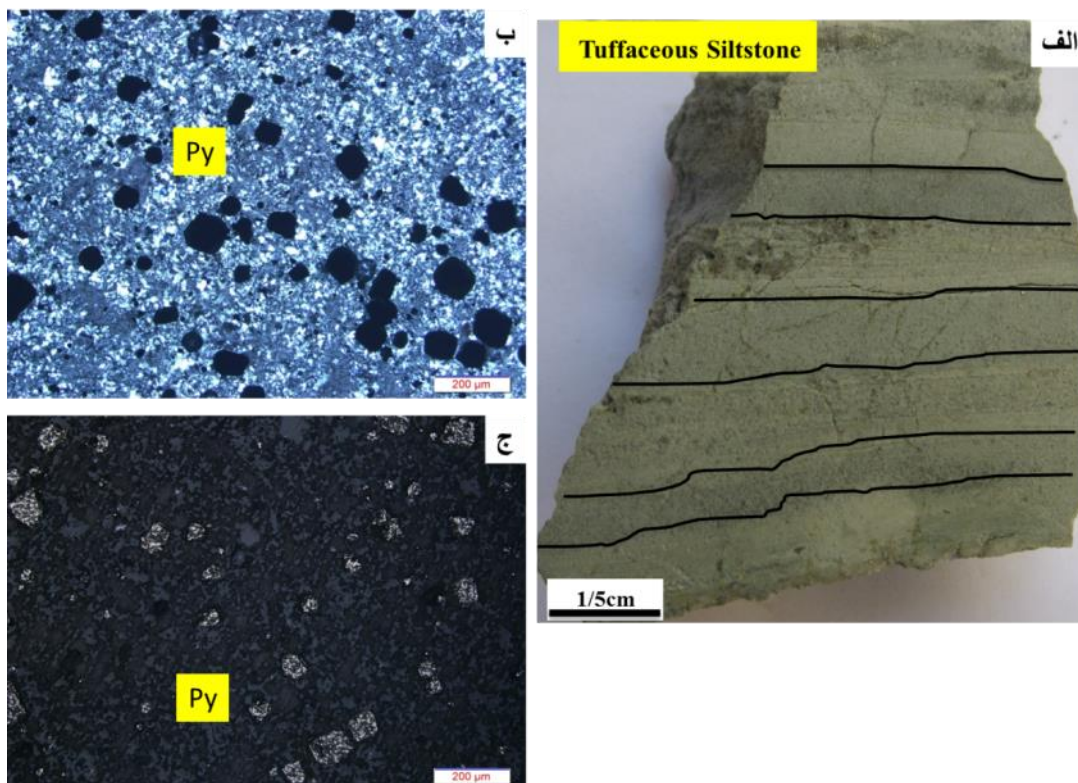


شکل ۵-۱۶: تصاویری از رخساره کانسنگ لایه‌ای و ساخت و بافت لامینه‌ای آن، الف) نمونه دستی از تناوب لامینه‌های سولفیدی با لامینه‌ای ذرات رسوبی سنگ میزبان که نشان از ته‌نشینی همزمان ذرات سولفیدی و ذرات تشکیل‌دهنده سنگ میزبان است، ب) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های با بافت فراموئیدال ج) نمونه دستی از لنزهای غنی از پیریت که بر اثر فشار دیاژنزی رسوبات بالایی ایجاد شده است، د) تصویر میکروسکوپی از یک لنز پیریتی.

۵-۲-۲-۴- ساخت و بافت دانه پراکنده

ساخت و بافت دانه پراکنده^۱ در کانسار مس گرماب پایین بیشتر در قسمت کانسنگ لایه‌ای دیده می‌شود که میزان سولفید پایین است (شکل ۵-۱۷). همچنین با نزدیک شدن به رخساره توده‌ای میزان پیریت‌های دانه پراکنده بالا رفته و اندازه دانه‌ها هم بزرگ‌تر می‌شود. به صورت کلی می‌توان گفت این بافت نشان دهنده همزمانی نهشت اولیه سولفیدها در حین تشکیل سنگ دربرگیرنده و به همراه سایر ذرات سنگ میزبان می‌باشد. ناگفته نماند بافت دانه پراکنده در کانسار اسبکشان هم به وضوح دیده می‌شود (شکل ۴-۲۲ د).

¹ Disseminated Texture



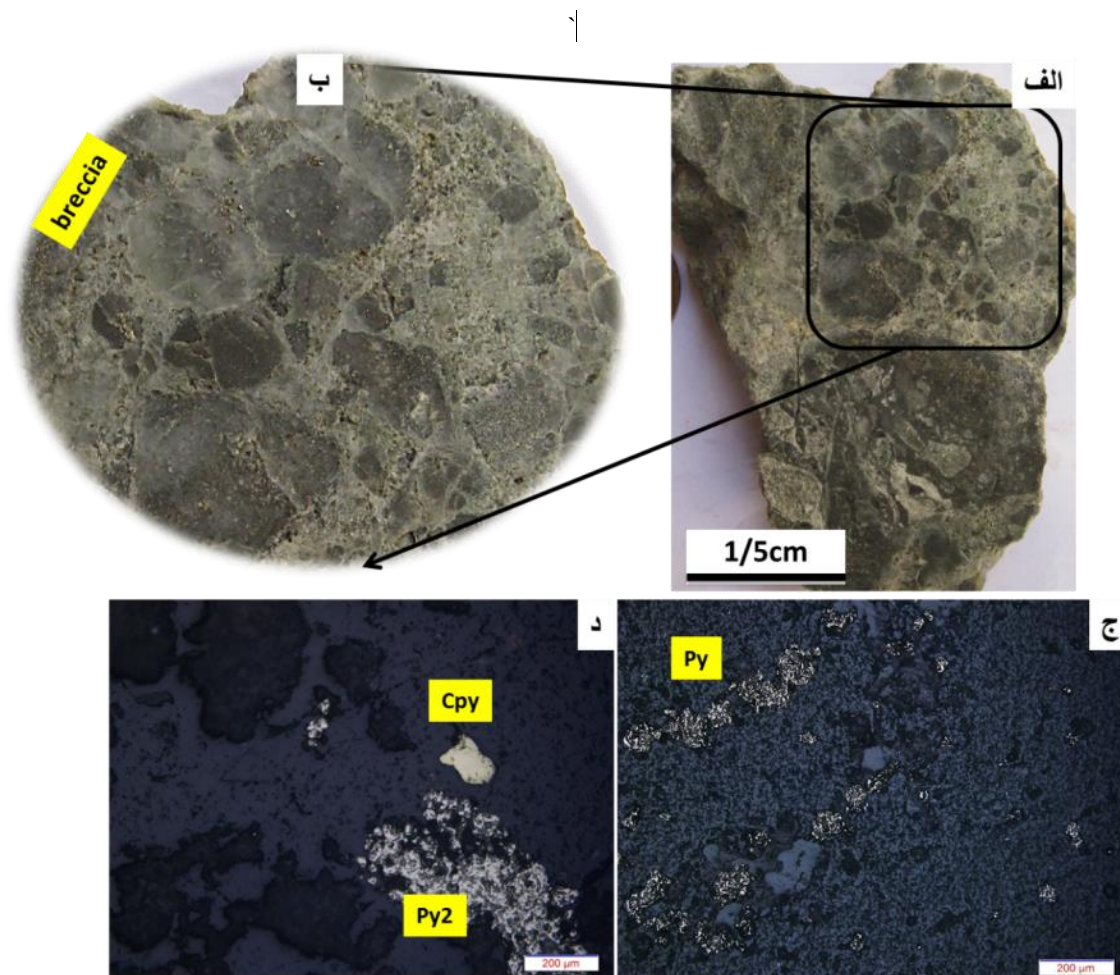
شکل ۵-۱۷: رخساره کانسنگ لایه ای و بافت دانه پراکنده آن، (الف) نمونه دستی از رخساره کانسنگ لایه ای که دارای دو بخش دانه پراکنده و لامینه غنی از پیریت است، (ب، ج) تصویر میکروسکوپی از بخش پیریت های با بافت دانه پراکنده.

۵-۲-۲-۵- ساخت و بافت برشی

بافت برشی^۱ خاص رخساره کانسنگ توده ای و رخساره رگه- رگچه ای می باشد. در کانسار مس- نقره گرماب پایین در قسمت های نزدیک به رخساره رگه- رگچه ای، خردشدگی و برشی شدن مشاهده می شود (شکل ۵-۱۸)، این پدیده در ارتباط با سیالات کانه داری است که حجم بالایی سیلیس به همراه خود داشته اند و باعث ایجاد بخشی به نام مجموعه دهانه ای در قسمت پایینی رخساره توده ای- نیمه توده ای کانسار شده اند، در این قسمت ها به علت وجود سیالات دما بالا قطعات سنگ میزبان دچار دگرسانی سیلیسی و کلریتی شده است و کانی های پیریت و کالکوپیریت به صورت سیمان اطراف این قطعات را در برگرفته و موجب پیدایش بافت برشی شده است (شکل ۵-۱۸). شکل دانه ها بیشتر

¹ Breccia texture

زاویه‌دار بوده و نوع ارتباط سیمان سولفیدی با سنگ میزبان (با توجه به دگرسانی‌ها) به گونه‌ای است که به نظر می‌رسد این شکستگی‌ها بیشتر توسط سیالات دما بالا و تحت فشار ایجاد شده است.



شکل ۵-۱۸: تصاویری از ساخت و بافت برشی، الف، ب) نمونه دستی از بافت برشی که قطعات سنگ میزبان توسط کانی‌های سولفیدی احاطه شده‌اند این بافت نشان دهنده این است که سیال گرمایی کانه‌دار موجب برشی شدن شده است، ج) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های احاطه‌کننده در اطراف قطعات سنگ میزبان، د) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌ها نسل دوم و کالکوپیریت‌ها در زمینه سیمان سیلیسی.

۵-۲-۲-۶- بافت جانشینی

این نوع بافت به بافت جانشینی ثانویه هم معروف است. جانشینی یک کانه توسط کانه یا کانی دیگر، ازجمله فرایندهایی است که در طی هوازدگی بسیاری از کانسنگ‌ها رخ می‌دهد. ازجمله بافت‌های جانشینی که به راحتی در کانسار قابل تشخیص هستند می‌توان به جانشینی سولفیدهای فلزی (نظیر

پیریت) با اکسیدها (نظیر هماتیت، گوتیت و لیمونیت) اشاره نمود. به علاوه، جانشینی اکسیدهای آهن به جای مکعب‌های پیریت یا تیغه‌های مارکاسیت در طی هوازدگی نیز به راحتی قابل تشخیص است (شکل ۵-۲۱ و شکل ۵-۱۰).

جانشینی ممکن است در اثر فرایندهای زیر رخ دهد.

الف انحلال و ته نشینی مجدد

ب) اکسیداسیون

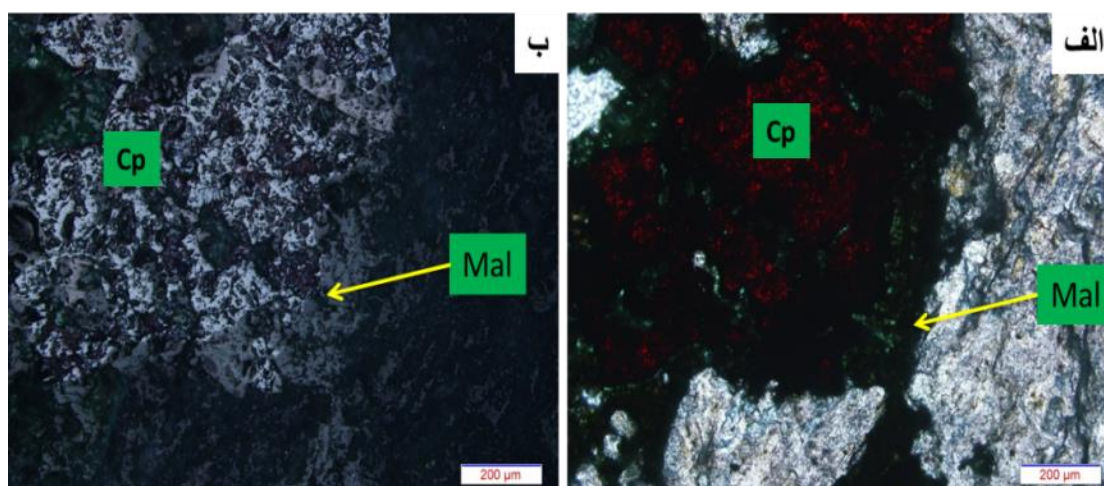
ج) انتشار در حالت جامد

مرز جدید بین کانی جانشین شده و کانی جانشین شونده معمولاً ناگهانی، نامنظم است. فرایند جانشینی در نتیجه واکنش‌های شیمیایی سطحی رخ می‌دهد و از این رو شکستگی‌ها، رخ‌ها و مرز بین دانه‌ها از جمله اولین مکان‌های مناسب جهت آغاز این فرایند به شمار می‌آیند. در ابتدایی‌ترین مراحل جانشینی، این فرایند را می‌توان به راحتی تشخیص داد زیرا بخش اعظم کانی اصلی هنوز باقی مانده و به علاوه شکستگی‌ها، رخ‌ها و مرز دانه‌های اولیه هنوز قابل مشاهده‌اند، بافت جانشینی در کانسار مس-نقره گرماب پایین بیشتر در قسمت‌های رخساره رگه-رگچه‌ای و رخساره توده‌ای دیده می‌شود که موجب جانشینی مگنتیت با هماتیت (شکل ۵-۲۰) و کالکوپیریت با کوولیت شده است (شکل ۵-۲۱)، همچنین در قسمت جنوبی کانسار نیز ما شاهد بافت جانشینی حاشیه‌ای تبدیل شدن کوپریت به مالاکیت نیز هستیم (شکل ۵-۱۹). بافت‌های مشاهده شده در رخساره‌های کانسار گرماب پایین و اسبکشان قابل مقایسه با بافت‌های جانشینی سولفیدی در رخساره توده‌ای کانسارهای بوانات و چاه گز در پهنه سنندج-سیرجان و نوده سبزوار می‌باشد (موسیوند و همکاران، ۱۳۸۴. موسیوند و همکاران، ۱۳۸۹) (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۰)؛ و این بافت خود نیز به زیر مجموعه‌های زیر تقسیم می‌شود.

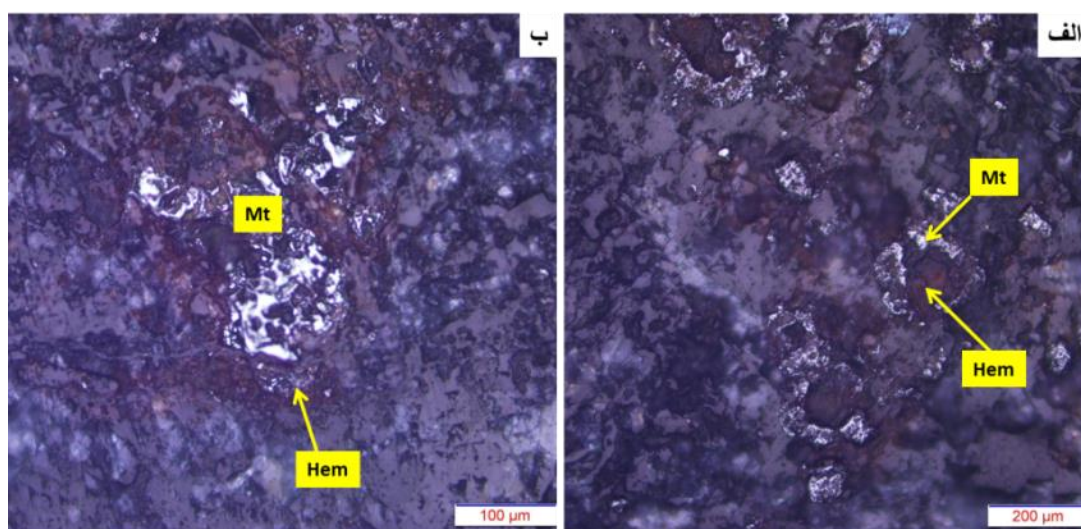
۱- بافت جانیشینی حاشیه‌ای^۱ (شکل ۱۹-۵ و شکل ۲۱-۵)

۲- بافت جانیشینی آتول (شکل ۲۰-۵)

۳- بافت جانیشینی مارتیتی شدن (شکل ۲۱-۵ الف، ب)

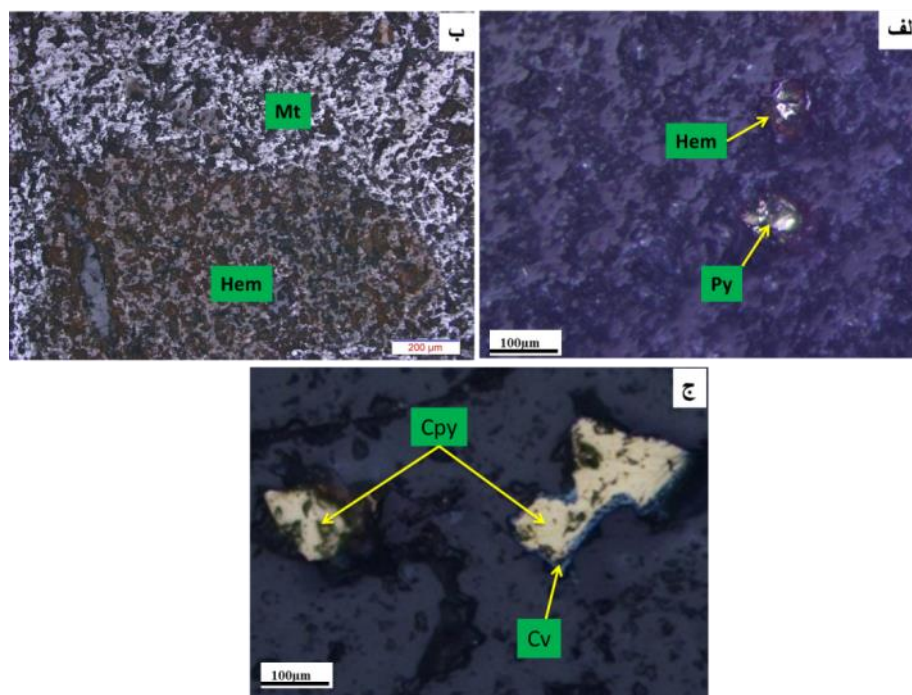


شکل ۱۹-۵: تصویر میکروسکوپی از بافت جانیشینی حاشیه‌ای، الف) کوپریت‌هایی که از اطراف در حال تبدیل شدن به مالاکیت است نور عبوری. ppl) و نور انعکاسی ppl)، مالاکیت (Mal) و کوپریت (Cp).



شکل ۲۰-۵: تصویر میکروسکوپی از بافت جانیشینی آتول، الف و ب) مگنتیت‌هایی که از اطراف در حال تبدیل شدن به هماتیت است.

¹ Margin



شکل ۵-۲۱: تصویر میکروسکوپی از بافت جانیشینی مارتیتی شدن و جانیشینی حاشیه‌ای، الف و ب) اکسیداسیون پیریت و مگنتیت به هماتیت، ج) تبدیل شدن کالکوپیریت از اطراف به کولیت، کولیت (Cv)، هماتیت (Hem)، مگنتیت (Mt)، کالکوپیریت (Cpy).

۵-۲-۳- توالی پاراژنتیک کانی‌ها

منظور از توالی پاراژنتی یک کانسار، ترتیب تشکیل کانی‌هاست به گونه‌ای که تقدم و تأخر زمانی پیشامدهایی را که اتفاق افتاده و کانسار یا منطقه کانه‌زایی را تحت تأثیر قرار داده است ارائه می‌دهد. افزون بر کانه‌ها، توالی پاراژنتی باید زمان نهشته شدن کانی‌های باطله و مدت نهشته شدن آن‌ها را نیز مشخص نماید.

در کانسار گرماب پایین و منطقه معدنی مورد مطالعه سولفیدها در رخساره‌های سولفیدی کانسنگ رگه-رگچه‌ای، رخساره کانسنگ لایه‌ای و توده‌ای به خوبی بافت خود را حفظ کرده‌اند، لذا بررسی توالی پاراژنتیک کانه‌ها با مطالعه بافت‌های موجود به خوبی قابل انجام می‌باشد.

وجود نسل‌های مختلف کانی‌ها در قسمت کمرپایین توده معدنی کانسار گرماب پایین، نشانگر رخداد کانسنگ در چند مرحله است. تفاوت در شکل، اندازه و ترتیب زمانی رشد کانی‌ها به همراه اطلاعات حاصل از بافت‌های جایگزینی، بیانگر دخالت چندمرحله‌ای سیال‌های گرمابی در کانه‌زایی است. بر این اساس، کانه‌زایی در محدوده معدنی گرماب پایین شامل ۳ مرحله اصلی بوده است

مرحله ۱: فعالیت‌های آتشفشانی – برون‌دمی (که خود شامل ۳ بخش است)

الف- تشکیل رخساره رگه- رگچه‌ای

ب- تشکیل رخساره توده‌ای

ج- تشکیل رخساره چینه سان

مرحله ۲: دیاژنز، گرگونی تدفینی^۱

مرحله ۳: پس از کانه‌زایی هوازگی و سوپرژن^۲

۵-۳-۱- مرحله ۱: فعالیت‌های آتشفشانی – برون‌دمی

این مرحله مربوط به مرحله کانه‌زایی، با توجه به دسته‌بندی که در بالا صورت گرفته است به سه قسمت مجزا تقسیم‌بندی می‌شود.

الف- تشکیل رخساره رگه- رگچه ای (چینه‌کران)

در مرحله تشکیل رخساره رگه- رگچه ای بر اساس پارائنز کانیایی خود نیز به دو زیر رخساره تقسیم می‌شود.

¹ Diagenetic

² Post-mineralization

زیر رخساره اول مربوط به سیالات کانی‌ساز سولفیدی (پیریت) با PH نزدیک به خنثی تا احيایی است که احتمالاً دمایی در حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و حاوی عناصر مختلف (به جز مس) می‌باشد که از طریق گسل‌های همزمان با ولکانیسم بالا آمده و در اثر مخلوط شدگی با آب دریا، سردشدگی، و تغییر Eh و pH، موجب کانی‌ساز در رخساره رگه-رگچه ای و توده‌ای کانسار شده است. در این زیر رخساره پاراژنز کانیایی شامل، پیریت با بافت فرامبوئیدال به همراه کوارتزهای نسل اول است.

زیر رخساره دوم مربوط به سیالات کانی‌ساز (مس‌دار) بوده است که در اثر افزایش فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی، باعث به وجود آمدن سیالات کانه‌دار داغ شده است، که احتمالاً دارای محدوده دمایی ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه با pH نزدیک به خنثی بوده. همزمان با بالا آمدن این سیالات کانه‌دا (مس‌دار) موجب تشکیل رگه - رگچه های سیلسی- سولفیدی و رخساره سولفید توده‌ای در کانسار شده است. پاراژنز کانیایی در این زیر رخساره شامل، پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت به همراه کوارتزها کریستالین نسل دوم می‌باشد.

ب- تشکیل رخساره توده‌ای (چینه‌سان)

مرحله تشکیل رخساره کانسنگ توده‌ای (کانسنگ چینه‌سان) همانند رخساره رگه-رگچه‌ای علاوه بر سیال اول (سولفیدی)، تحت تأثیر سیال دوم کانه‌دار (مس‌دار) هم قرار گرفته و احتمالاً باعث به وجود آمدن پدیده‌ای به نام پالایش پهنه‌ای شده است (Lnverno et al., 2008). این مرحله که نتیجه تزریق مداوم سیال گرمابی و برون‌دمی در محل کانسنگ توده‌ای می‌باشد، به صورت بافت رگچه‌ای محدود به کانسنگ توده‌ای، توده‌ای، جانشینی سولفیدها و سیلیسی شدن خود را نشان داده است. این پدیده نتیجه واکنش سیال کانه‌دار با سولفیدهای قبلی و سنگ درونگیر می‌باشد.

از بافت‌های قابل تأمل موجود در منطقه معدنی گرماب پایین در بخش توده‌ای و هم رگه-رگچه‌ای می‌توان به بافت برشی اشاره نمود، که این امر نشان دهنده فعال بودن گسل همزمان با رسوب‌گذاری

در زمان تشکیل کانسار است (Frankelin et al., 2005; Inverno et al., 2008; Peter et al., 1999) که این بافت معابر مناسب و نفوذپذیری را جهت خروج برون‌دم‌ها مسئول کانه‌زایی تأمین نموده است.

ج- تشکیل رخساره لایه‌ای (چینه‌سان)

مرحله تشکیل رخساره لایه‌ای هم از نظر زمانی و نوع سیال کانه‌ساز در ارتباط نزدیک با زیر رخساره اول کانسنگ رگه -رگچه ای است، با دور شدن از محل بالا آمدن سیالات برون‌دمی، سولفیدها به صورت لامینه و دانه پراکنده در زمینه‌ای از توف سیلتستونی ته‌نشین شده است. این سولفیدها شامل پیریت و مارکاسیت‌های نسل اول است که به همراه ژل سیلیسی (Qtz1) رشد کرده و بخش لایه‌ای کانسنگ چینه‌سان را تشکیل می‌دهند. این بخش در حاشیه کانسار قرار داشته و با کاهش یافتن فرآیند برون‌دمی و کاهش میزان فلزات سیال کانه‌ساز، تشکیل می‌گردد.

۵-۲-۳-۲- مرحله ۲: دیاژنز (دگرگونی تدفینی)

در این مرحله، دیاژنز و تدفین در توالی آتشفشانی- رسوبی میزبان کانه‌زایی، باعث ایجاد سیالات دما بالا شده که با شستشوی سنگ‌های آتشفشانی، موجب خارج شدن مس از این ولکانیک‌ها شده است. با حرکت این سیالات مس‌دار در توالی آندزیتی بازالیتی و برش‌های آتشفشانی کرتاسه پسین و کنگلومرای ائوسن و واکنش با این سنگها، تحت شرایط احیایی (به دلیل پایین بودن فوگاسیته گوگرد و وجود الکترون فراوان در این سنگها)، کانه‌زایی مس طبیعی به همراه دگرسانی زئولیتی رخ داده است.

۵-۲-۳-۳- مرحله ۳: پس از کانه‌زایی

این مرحله که مرحله پایانی است، تحت تأثیر فرایندهای تکتونیکی (گسل خوردگی و چین‌خوردگی) باعث تحرک و کانه‌زایی مجدد در شکستگی‌ها شده است و همین‌طور مجموعه کانی‌های معدنی و سنگ‌ساز، تحت تأثیر فرایندها هوازدگی و سوپرژن قرار گرفته و پهنه اکسیدان و سوپرژن گسترش

یافته‌اند (شکل ۵-۲۲). مرحله سوپرژن در کانسار گرماب پایین هم شامل سوپرژن سولفیدی و سوپرژن اکسیدی است، برخورد سیالات جوی با کانی‌های سولفیدی موجب ایجاد سولفیدهای ثانویه سوپرژن همچون کوولیت به جای کالکوپیریت با بافت رگه-رگچه ای و جانشینی می‌گردد؛ و اما در سوپرژن اکسیدی، تحت تأثیر آب‌های جوی اکسیدان بر روی کانی‌های سولفیدی اولیه نزدیک سطح موجب ایجاد اکسید و هیدروکسیدهای آهن شده است. خلاصه مراحل مختلف تشکیل کانسار در رخساره‌های کانسنگ توده‌ای، رگه-رگچه ای و کانسنگ لایه‌ای و ساخت و بافت‌های رسوبی و کانی‌های تشکیل شده آن‌ها در هر مرحله، در شکل زیر به صورت مراحل تشکیل و تحول پاراژنزی کانسار گرماب پایین ارائه گردیده است (شکل ۵-۲۲).

Mineral		Volcanic – exhalative			Diagenesis and uplift	Weathering and Supergene
		Stratabound	Stratiform			
		Stringer	Massive Ore	Bedded Ore		
Mineral	Pyrite I					
	Pyrite II					
	Chalcopyrite					
	Magnetite					
	Marcasite					
	Native Copper					
	Cuprite					
	Malachite					
	Covelite					
	Hematite					
Alteration	Quartz I					
	Quartz II					
	Chlorite					
	Zeolite					
	Clay minerals					
Textures	Disseminated					
	Laminated					
	Massive					
	Vein-veinlets					
	Brecciated					
	Replacement					

شکل ۵-۲۲: مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانی‌ها و ساخت و بافت مربوط به آن‌ها در کانسار گرماب پایین.

فصل ششم

مطالعات زُنوشیمیایی

وسایلات در کبر

۶- مطالعات ژئوشیمیایی

۶-۱- مقدمه

مطالعات ژئوشیمیایی در کانسارهای مختلف، علاوه بر آن که راهنمای بسیار خوبی در فهم تشکیل یک کانسار است، به عنوان یک ابزار قدرتمند، در اکتشاف ذخایر مشابه با کارآمد خواهد بود. از این رو، بررسی فراوانی و توزیع عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در ذخائر سولفیدی، به منظور درک بهتر رفتار سولفیدها و ارتباط آن‌ها با دیگر عناصر، در ارائه الگوها و روش‌های مناسب جهت اکتشاف ذخایر مشابه سودمند می‌باشد (Piercey, 2010; 2011). اهداف مطالعات ژئوشیمیایی در این فصل از پایان نامه عبارت از، بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین و رسوبی توالی میزبان کانه‌زایی، تعیین محیط تکتونیکی و ماهیت ماگمایی سنگ‌های آذرین و طبقه‌بندی آن‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی و توزیع عناصر در موادمعدنی، بررسی تغییرات شیمی -چینه‌شناسی^۱ بر اساس مطالعات و پردازش داده‌های ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی^۲ (REE).

در این راستا، پس از بررسی‌های صحرایی و انجام مطالعات میکروسکوپی بر روی واحدهای سنگی و به ویژه سنگ‌های توالی میزبان و رخساره‌های کانه‌دار، جهت بررسی تغییرات عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی و عناصر معدنی، ۲۱ نمونه به منظور انجام تجزیه XRF و ICP-OES، ۵ نمونه آنالیز XRD، ۳ نمونه آنالیز به روش EPMA و تعداد ۴ نمونه جهت آنالیز به روش جذب اتمی (AAS) با حمایت سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (IMIDRO) در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه قرار گرفتند. علاوه بر این، در این تحقیق از داده‌های آنالیزی (۱۸ نمونه) شرکت زمین‌شناسی محکم کار (۱۳۸۶) که به روش ICP-MS در آزمایشگاه Acme کانادا آنالیز شده‌اند نیز استفاده گردیده است.

¹ Chemo-Stratigraphy

² rare earth elements

جدول ۶-۱: مشخصات نمونه‌های آنالیز شده در شرکت تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو).

شماره نمونه	محل برداشت نمونه	نوع نمونه	نوع آنالیز
G1	کانسار گرماب پایین (رخساره استرینگر)	رگه- رگچه های سیلیسی سولفیدی+آندزیت	ICP-OES, XRF
G2	کانسار گرماب پایین (رخساره استرینگر)	رگه- رگچه های سیلیسی سولفیدی+آندزیت	ICP-OES, XRF
G3	کانسار گرماب پایین (رخساره استرینگر)	رگه- رگچه های سیلیسی سولفیدی+آندزیت	ICP-OES, XRF
G4	کانسار گرماب پایین (رخساره استرینگر)	رگه- رگچه های سیلیسی سولفیدی+آندزیت	ICP-OES, XRF
G5	کانسار گرماب پایین (رخسار توده‌ای)	پیریت‌های به شدت اکسید شده	ICP-OES, XRF
G6	کانسار گرماب پایین (رخساره توده‌ای)	آرژیلیتی به همراه پیریت فراوان	ICP-OES, XRF
G8	کانسار گرماب پایین (رخساره توده‌ای)	پیریت به همراه سیلیس	ICP-OES, XRF
G9	کانسار گرماب پایین (رخساره توده‌ای)	آرژیلیتی به همراه پیریت فراوان	ICP-OES, XRF
G10	کانسار گرماب پایین (رخساره توده‌ای)	پیریت های توده‌ای	ICP-OES, XRF
G11	کانسار گرماب پایین (رخساره توده‌ای)	پیریت های توده‌ای	ICP-OES, XRF
G12	کانسار گرماب پایین (رخساره لایه ای)	توف کلریتی به همراه سیلتستون+پیریت	ICP-OES, XRF
G13	کانسار گرماب پایین (رخساره لایه ای)	توف کلریتی به همراه سیلتستون+پیریت	ICP-OES, XRF
G33	کانسار گرماب پایین (رخساره لایه ای)	اکسید آهن به همراه منگنز	ICP-OES, XRF
G34	کانسار گرماب پایین (رخساره لایه ای)	هماتیتی +منگنز	ICP-OES, XRF
G35	کانسار گرماب پایین (رخساره لایه ای)	رگه‌های سیلیسی	ICP-OES, XRF
G26	سنگ های آتشفشانی های نخلک	داسیت	ICP-OES, XRF
G27	سنگ های آتشفشانی های نخلک	داسیت	ICP-OES, XRF
G29	سنگ های آتشفشانی های نخلک	داسیت	ICP-OES, XRF
G30	سنگ های آتشفشانی های نخلک	داسیت	ICP-OES, XRF
G31	سنگ های آتشفشانی های نخلک	داسیت	ICP-OES, XRF
G32	سنگ های آتشفشانی های نخلک	داسیت	ICP-OES, XRF

جدول ۶-۲: نتایج آنالیز XRF برای نمونه‌های برداشت شده از رخساره‌های مختلف کانسار گرماب پایین و سنگ‌های آتشفشانی نخلک (واحد اندازه‌گیری به درصد % می‌باشد).

Sampel	Location	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	SrO	SO ₃	CuO	L.O.I
G1	Stringer	2.35	14.42	65.81	0.17	2.31	2.51	0.42	0	3.79	4.8	0	0	0	3.42
G2	Stringer	3.46	15.5	65.51	0.14	2.92	1.44	0.37	0	4.07	4.49	0	0	0	2.1
G3	Stringer	7.13	15.29	58.6	0.13	1.52	2.64	0.6	0.2	7.4	3.98	0	0	0	2.51
G4	Stringer	3.37	14.87	62.42	0.11	0.97	4.45	0.39	0	5.88	3.7	0.08	0	0	3.76
G5	Massive	0	4.67	72.37	0	0.23	6.53	0.55	0	11.22	0	0	0.8	0.18	3.46
G6	Massive	0	27.86	40.85	0.09	4.18	0.14	0.87	0	4.83	0	0.05	6.32	0.28	14.53
G8	Massive	0	4.53	84.04	0	0.59	0.06	0	0	2.79	0	0	4.87	0	3.13
G9	Massive	10.58	15.14	14.65	0	0.07	3.54	0.38	0	18.62	0	0	16.93	0	20.11
G10	Massive	0	1.55	81.89	0	0	6.87	1.08	0	0.93	0	0	4.55	0.1	3.03
G11	Massive	5.34	16.84	22.51	0.1	1.11	1.53	0.43	0	12.63	0	0	17.31	0.46	21.75
G12	Bedded	10.01	9.66	63.05	0	0	0.09	0.45	0.21	5.44	0	0	4.51	0	6.57
G13	Bedded	11.26	11.56	58.72	0	0	0	0.51	0.25	6.44	0	0	4.06	0.09	7.11
G33	Exzalat	0	26.87	47.9	0.09	0.21	0.41	0.3	0	15.09	0	0	0.28	0	8.85
G34	Exzalat	0	1.24	56.15	0.12	0	0.4	0.34	0	39.85	0	0	0.35	0	1.56
G35	Exzalat	0	26.84	56.68	0	0	2.91	0.21	0	4.97		0.08	0.14	0	8.17
G26	Dacite	2.08	12.43	71.94	0.13	1.45	1.5	0.49	0	4.27	4.71	0	0.14	0	0.88
G27	Dacite	0.78	12.55	70.67	0.18	1.27	2.1	0.41	4.88	6.53	0	0	0	0	0.65
G29	Dacite	1.57	12.73	71.9	0.12	1.47	1.45	0.47	0	3.57	5.49	0	0	0	1.25
G30	Dacite	0.92	11.08	76.68	0.13	1.69	1.55	0.36	0	2.95	3.29	0	0	0	1.34
G31	Dacite	1.11	13.37	71.72	0.28	1.21	1.37	0.49	0	3.62	5.61	0	0.13	0	1.1
G32	Dacite	0	11.64	76.98	0.18	0.49	0.88	0.57	0	2.2	6.36	0	0	0	0.71

جدول ۶-۳: داده‌های آنالیز ICP-OES برای رخساره‌های استرینگر و توده‌ای کانسار گرماب پایین (تمامی عناصر بر حسب ppm می‌باشد).

	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G8	G9	G10	G11
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	5.2	<1	1.5	<1	8.9
As	<10	<10	<10	<10	47	334	22	200	11	176
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Bi	<10	<10	<10	<10	34	<10	<10	<10	<10	<10
Cd	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ce	13	11	15	16	11	13	<10	13	<10	14
Co	12	13	25	20	<10	32	<10	44	<10	39
Cr	<10	<10	35	32	21	29	17	16	<10	15
Cu	332	139	84	141	1290	3345	360	131	487	9049
La	<10	<10	<10	12	11	<10	<10	<10	14	<10
Li	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Mn	717	899	1347	568	205	87	86	367	<10	426
Mo	<1	<1	<1	<1	19	26	17	26	1	32
Ni	<10	<10	10	<10	<10	18	<10	<10	<10	25
Pb	<10	<10	<10	<10	19	16	<10	55	14	77
Sb	<10	<10	<10	<10	16	11	<10	13	21	<10
Sc	14	13	17	18	9	13	7	22	12	17
Sr	111	85	117	550	250	184	21	12	100	147
V	66	51	181	172	52	277	20	187	11	138
Y	12	13	11	15	<10	<10	<10	<10	17	<10
Zn	168	213	139	50	32	128	<10	220	<10	296

جدول ۴-۶: داده‌های آنالیز ICP-OES برای رخصاره‌های لایه‌ای و اگزالیست کانسار گرماب پایین و داسیت‌های نخلک (تمامی عناصر بر حسب ppm می باشد).

	G12	G13	G33	G34	G35	G26	G27	G29	G30	G31	G32
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	20	22	199	542	185	<10	20	<10	<10	23	<10
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cd	1.4	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ce	12	12	15	14	<10	13	14	11	14	13	12
Co	28	34	<10	<10	<10	10	10	10	<10	<10	<10
Cr	11	11	33	21	11	42	16	14	11	<10	<10
Cu	141	22	504	89	27	43	<10	34	<10	<10	<10
La	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Li	<10	<10	58	<10	55	<10	<10	<10	25	<10	<10
Mn	1972	2275	575	467	18	954	392	625	546	240	355
Mo	<1	<1	20	110	41	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ni	<10	<10	<10	<10	<10	11	<10	<10	<10	<10	<10
Pb	12	17	20	44	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sb	<10	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	21	18	10	6	6	11	11	10	12	14	12
Sr	4	12	342	60	401	303	66	40	177	100	24
V	200	232	200	217	60	52	41	34	31	34	32
Y	<10	<10	<10	<10	<10	11	15	11	18	13	13
Zn	346	302	184	238	<10	57	35	55	48	50	64

جدول ۵-۶: مشخصات نمونه‌های آنالیز شده در آزمایشگاه Acme کانادا (داده از شرکت زمین شناسی محکم کار، ۱۳۸۶).

شماره نمونه	محل برداشت نمونه	نوع نمونه	نوع آنالیز
CH10-T2A	کانسار گرماب پایین	تراکی آندزیت	ICP-MS
CH10-T2B	کانسار گرماب پایین	تراکی آندزیت	ICP-MS
CH10-T2C	کانسار گرماب پایین	تراکی آندزیت	ICP-MS
DH13-D5-6	کانسار گرماب پایین	تراکی آندزیت	ICP-MS
DH13-D7-8	کانسار گرماب پایین	تراکی آندزیت	ICP-MS
DH6-D7-12	کانسار گرماب پایین	تراکی آندزیت	ICP-MS
CH4	کانسار گرماب پایین (رخصاره استرینگر)	رگه-رگچه های سیلیسی سولفیدی	ICP-MS
CH4-2A	کانسار گرماب پایین (رخصاره استرینگر)	رگه-رگچه های سیلیسی سولفیدی	ICP-MS
CH4-2B	کانسار گرماب پایین (رخصاره استرینگر)	رگه-رگچه های سیلیسی سولفیدی	ICP-MS
B1	کانسار گرماب پایین (رخصاره توده‌ای)	آرژیلیت+پیریت	ICP-MS
B2	کانسار گرماب پایین (رخصاره توده‌ای)	آرژیلیت+پیریت	ICP-MS
B3	کانسار گرماب پایین (رخصاره توده‌ای)	آرژیلیت+پیریت	ICP-MS
B4	کانسار گرماب پایین (رخصاره توده‌ای)	پیریت توده‌ای	ICP-MS

ICP-MS	پیریت توده‌ای	کانسار گرماب پایین (رخساره توده‌ای)	B5
ICP-MS	پیریت توده‌ای	کانسار گرماب پایین (رخساره توده‌ای)	B6
ICP-MS	رگه-رگچه های مالاکیته و هماتیته	کانسار گرماب پایین (رخساره اگزالیته)	CH1-D12
ICP-MS	رگه-رگچه های مالاکیته و هماتیته	کانسار گرماب پایین (رخساره اگزالیته)	CH1-R
ICP-MS	رگه-رگچه های مالاکیته و هماتیته	کانسار گرماب پایین (رخساره اگزالیته)	CH2-D1

جدول ۶-۶: داده‌های آنالیز ICP-MS برای سنگ های آتشفشانی های کانسار گرماب پایین.

	CH10-T2A	CH10-T2B	CH10-T2C		CH10-T2A	CH10-T2B	CH10-T2C
Au	80	4.1	7.3	Hf	5	4	5
Sb	2.4	0.5	9.2	K	17591	6142	1987
Bi	0.7	0.2	0.2	La	1	1	1
W	0.8	0.5	0.5	Li	12	41	12
B	49	29	13	Mg	18707	44289	23966
Ag	0.3	0.2	4.6	Mn	221	215	140
Sn	6.2	5.4	5.8	Na	12784	17420	11541
Mo	6.7	0.75	8.8	Nb	18	19	30
Zn	150	92	90	Nd	5	4	2
Pb	100	5	35	Ni	1	1	57
Al	55728	73439	56507	P	155	119	103
As	93	2	336	Pr	1	1	1
Ba	287	9	46	S	15654	1317	43988
Be	0.7	0.7	0.5	Sc	31	39	37
Ca	19120	18947	29928	Sm	10	9	16
Cd	1.1	0.8	2.1	Sr	313	183	135
Ce	15	13	28	Ta	16	16	29
Co	11	22	97	Th	1	1	1
Cr	39	24	53	Ti	4408	4916	3770
Cu	133	95	74	U	2	1	1
Dy	7.3	9.2	8.5	V	233	274	408
Eu	1.1	1.3	1.9	Y	20	21	78
Fe	69042	60697	148101	Yb	4	4	13
Ga	39	37	54	Zr	61	41	10
Gd	1	1	1				

عنصر طلا (Au) برحسب ppb و بقیه عناصر بر حسب ppm می‌باشد.

جدول ۶-۷: داده‌های آنالیز ICP-MS برای سنگ های آتشفشانی های کانسار گرماب پایین.

	DH13-D5-6	DH13-D7-8	DH6-D7-12		DH13-D5-6	DH13-D7-8	DH6-D7-12
Au	4.2	3.4	2.2	Hf	3	4	3
Sb	0.5	0.6	0.5	K	11825	18102	12373
Bi	0.2	0.2	0.2	La	1	2	3
W	0.5	0.5	0.5	Li	25	28	20
B	34	54	39	Mg	32734	30409	16081

Ag	0.4	0.6	0.2	Mn	928	431	1148
Sn	14	6.6	6	Na	10993	7954	24765
Mo	2.4	1.5	1.3	Nb	13	11	13
Zn	140	100	130	Nd	7	6	7
Pb	8	8	5	Ni	2	3	2
Al	76255	68487	64537	P	875	1004	909
As	2	6	5	Pr	2	1	2
Ba	51	45	194	S	613	4380	329
Be	0.8	0.7	0.7	Sc	37	31	27
Ca	9869	10173	44753	Sm	9	8	7
Cd	0.9	0.8	3.9	Sr	103	97	145
Ce	19	15	15	Ta	15	13	12
Co	19	13	11	Th	2	1	2
Cr	31	34	48	Ti	4247	4186	2762
Cu	115	82	211	U	1	1	1
Dy	8.7	7.6	7	V	235	184	190
Eu	1.5	1.2	1.1	Y	28	24	28
Fe	78480	73240	49999	Yb	4	3	3
Ga	14	10	6	Zr	21	48	54
Gd	1	1	1				

عنصر طلا (Au) بر حسب ppb و بقیه عناصر بر حسب ppm می باشد.

جدول ۶-۸: داده های آنالیز ICP-MS برای رخساره استرینگر کانسار گرماب پایین.

	CH4	CH4-2A	CH4-2B		CH4	CH4-2A	CH4-2B
Au	160	3.6	6.8	Hf	2	1	9
W	1.1	0.5	0.5	La	1	8	1
Sb	68	0.5	1	Li	6	20	4
Bi	17.5	0.2	9.1	Mg	469	5930	32517
B	22	22	10	Mn	10	1034	313
Ag	1	0.2	0.3	Na	345	6704	421
Sn	7	2.7	3.6	Nb	2	6	1
Mo	140	1.3	15.3	Nd	1	6	1
Zn	98	110	100	Ni	1	10	1
Al	3280	20594	33605	P	200	170	166
As	168	7	6	Pb	28	35	11
Ba	28	241	250	Pr	1	1	1
Be	0.6	0.7	0.5	S	387	887	106277
Ca	717	176067	12373	Sc	3	6	11
Cd	0.9	2.3	4.9	Sr	97	150	7
Ce	10	11	65	Ta	9	4	45
Co	3	3	16	Th	1	2	3

Cr	57	28	29	Ti	2497	728	2178
Cu	9633	114	247	U	1	1	1
Dy	0.3	4.6	3	V	20	49	83
Er	0	0	0	Y	3	22	4
Eu	0.1	0.5	0.1	Yb	1	1	7
Fe	55548	15611	295473	Zr	10	28	10
Ga	35	25	100	Sm	3	3	15
Gd	1	1	3	K	530	4723	382

عنصر طلا (Au) بر حسب ppb و بقیه عناصر بر حسب ppm می باشد.

جدول ۹-۶: داده های آنالیز ICP-MS برای رخساره توده ای کانسار گرماب پایین.

	B1	B2	B3		B1	B2	B3
Au	51	790	670	Hf	1.6	17.5	17.8
W	0.5	1.14	2.46	La	0.5	0.5	2.3
Sb	2.8	7.6	5.8	Li	2.4	22.2	8.8
Bi	11.4	34	82	Mg	500	1389	481
B	10	11	26	Mn	0.5	0.5	367.8
Ag	0.33	19.1	6.9	Na	301	21344	734
Sn	3.2	2.6	4.2	Nb	0.5	0.5	7.1
Mo	31.3	21.5	25.4	Nd	0.5	0.5	0.5
Zn	45	45	65	Ni	0.5	54.4	0.5
Al	26491	17426	11595	P	23	291	320
As	119.7	42	33	Pb	4.1	705.2	25.8
Ba	95.1	66.1	1057	Pr	29.3	23.8	5.6
Be	0.1	0.3	0.2	S	132026	44315	6065
Ca	298	5450	323	Sc	4	11.2	26.7
Cd	5.8	5.4	1.1	Sr	70.4	542.1	477.2
Ce	15	31	14	Ta	12.191	13.008	5.453
Co	22.3	11.2	19.6	Th	1	1	1
Cr	0.5	49.6	46.9	Ti	685	2716	7287
Cu	726.3	787.9	1136.7	U	1	20	16
Dy	3.5	6.4	7.9	V	37	77	45
Er	0.1	0.1	10.8	Y	2.2	26.3	55.9
Eu	0.1	0.1	0.4	Yb	6.8	10.4	11.5
Fe	431333	384742	79194	Zr	62	717	512
Ga	10	7.4	6	Sm	14.9	20.7	9.7
Gd	2.4	2.2	0.4	K	14098	12940	4908

ادامه آنالیز ICP-MS برای رخساره توده ای.

	B4	B5	B6		B4	B5	B6
Au	130	150	280	Hf	8.3	11.6	8.7
W	1.95	3.7	3.82	La	3.1	2.8	1
Sb	11.6	14.6	16.2	Li	9.4	10	13.4
Bi	200	139	103	Mg	547	855	889

B	45	25	66	Mn	214.6	116.9	152
Ag	0.72	2	1.6	Na	861	1209	1595
Sn	5.9	5.6	10	Nb	21.4	7.3	4.5
Mo	49.5	59.2	90.7	Nd	0.5	0.5	0.5
Zn	110	120	180	Ni	2.4	0.2	2.2
Al	11475	5900	4258	P	554	306	352
As	104.6	102.5	149.7	Pb	90.6	43.1	29.6
Ba	345.2	285.7	156.6	Pr	14.9	13.4	18.9
Be	0.3	0.3	0.3	S	3846	2772	2130
Ca	356	562	828	Sc	16.8	19.1	13.2
Cd	3.5	2.7	3.6	Sr	633.3	190.8	152.6
Ce	17	16	16	Ta	11.011	8.773	10.042
Co	8.7	10	8.3	Th	1	1	1
Cr	7.9	25.5	10.9	Ti	3691	6042	4709
Cu	4185.8	2138.7	2854.3	U	8	12	10
Dy	7.1	8.5	8.7	V	237	91	111
Er	2.5	6.8	4.9	Y	31.4	53.2	48.3
Eu	0.4	0.2	0.1	Yb	9.7	12.1	11.5
Fe	256152	211885	279457	Zr	288	414	326
Ga	3.7	4.7	4.4	Sm	16.2	13.5	14.3
Gd	1.4	1.3	1.6	K	1416	1886	1311

عنصر طلا (Au) بر حسب ppb و بقیه عناصر بر حسب ppm می باشد.

جدول ۶-۱۰: داده های آنالیز ICP-MS برای رخساره اگزالیت.

	CH1-D12	CH1-R	CH2-D1		CH1-D12	CH1-R	CH2-D1
Au	2.2	2.4	5.3	Hf	5	9	5
W	0.5	0.5	0.5	La	7	4	6
Sb	1.2	1.2	1.6	Li	23	23	17
Bi	0.2	0.7	2.4	Mg	1237	1911	8619
B	46	44	97	Mn	43	116	290
Ag	0.1	0.2	0.2	Na	1470	4111	8566
Sn	2.6	3.8	4.4	Nb	16	16	18
Mo	141	87.4	27.2	Nd	7	6	11
Zn	80	95	608	Ni	1	4	27
Al	54847	44753	56840	P	254	276	213
As	1000	548	407	Pb	10	8	9
Ba	41	419	281	Pr	1	1	1
Be	0.6	0.7	1	S	716	1364	426
Ca	2822	2069	18180	Sc	12	5	17
Cd	0.7	2.1	1.7	Sr	589	597	385
Ce	20	40	35	Ta	13	27	23
Co	3	7	14	Th	2	3	4
Cr	34	81	88	Ti	2568	5243	2616
Cu	167	140	138	U	3	4	1
Dy	3.1	1	4.4	V	194	218	257
Er	0	0	0	Y	11	6	29

Eu	0.8	0.8	1.4	Yb	2	4	6
Fe	47160	153854	125318	Zr	95	149	33
Ga	35	67	46	Sm	8	13	12
Gd	1	2	2	K	2250	951	10079

عنصر طلا (Au) بر حسب ppb و بقیه عناصر بر حسب ppm می‌باشد.

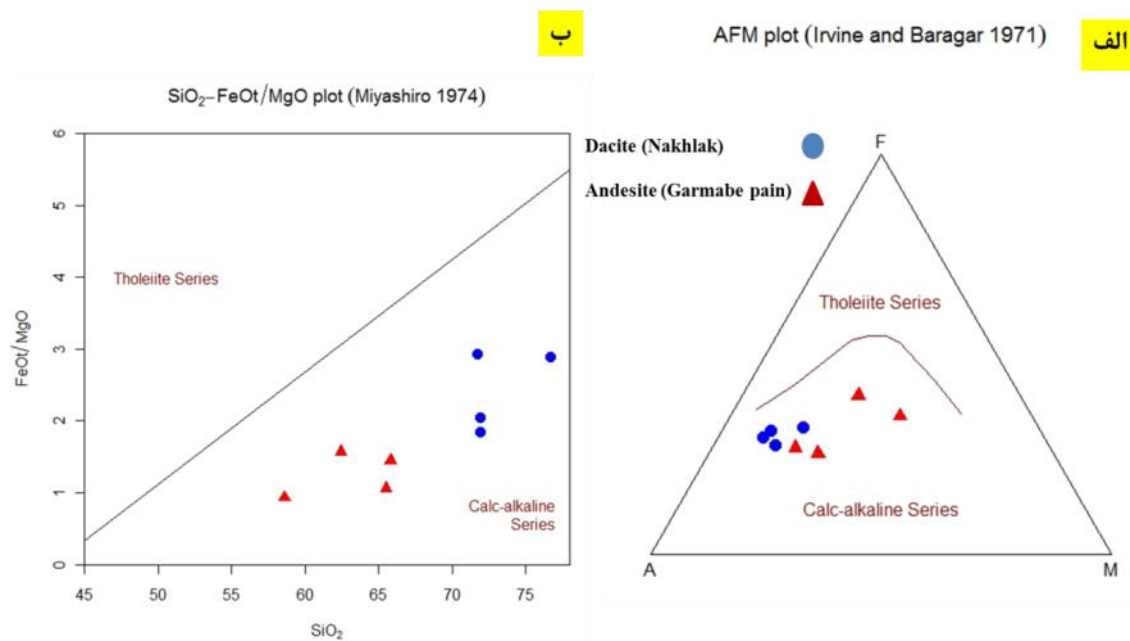
۶-۲- ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین

سنگ‌های آذرین در منطقه گرماب پایین به صورت گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب‌های متفاوت به همراه سنگ‌های آذرآواری و رسوبی برون‌زد دارند. با توجه به اینکه سنگ‌های میزبان کانی‌زایی در منطقه سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا مافیک و رسوبی می‌باشند. لذا مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این سنگ‌ها اطلاعات مهمی را در رابطه با منشأ و ترکیب سنگ‌های منطقه در اختیار قرار خواهد داد.

۶-۲-۱- تعیین سری ماگمایی و طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری

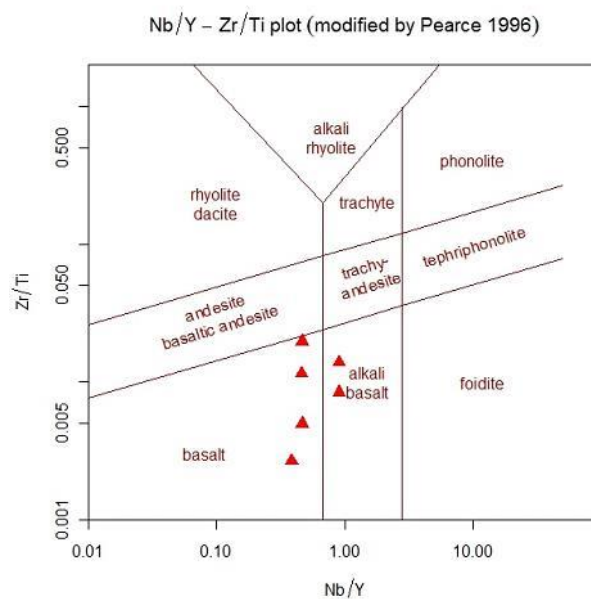
از عناصر اصلی و کمیاب برای طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین و تعیین محیط تکتونیکی آن‌ها استفاده گردیده است. بنابراین در این تحقیق برای طبقه‌بندی سری ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه گرماب پایین از نمودارهای AFM (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار SiO_2 در برابر FeOt/MgO (Miyashiro, 1974) استفاده شده است.

بر اساس نمودار AFM و SiO_2 در برابر FeOt/MgO که برای تقسیم‌بندی سنگ‌ها به دو سری تولییتی و کالک آلکالن بکار می‌رود، تمامی نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی توالی آتشفشانی - رسوبی گرماب پایین در محدوده کالک آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۶-۱).

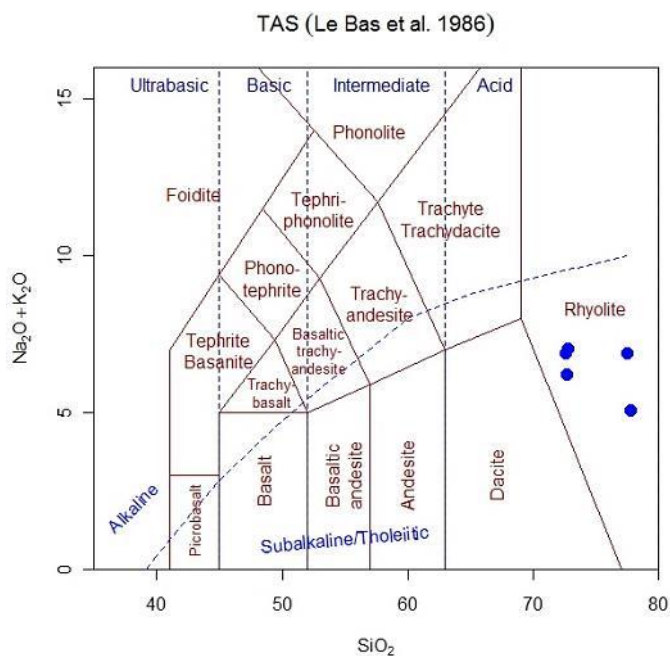


شکل ۶-۱: نمودار AFM و SiO_2 در برابر FeOt/MgO همانطور که مشاهده می‌کنید تمامی نمونه‌های منطقه گرماب پایین در محدوده کالک آلکالن قرار گرفته است.

برای طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری در داخل معدن بر اساس نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالتی و تعداد کمتر در محدوده آلکالی بازالت قرار می‌گیرد (شکل ۶-۲). اما در طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی کانسار منگنز نخلک بر اساس نمودار TAS (Le Bas et al, 1986) تمامی نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های ریولیتی قرار می‌گیرد (شکل ۶-۳).



شکل ۶-۲: موقعیت نمونه سنگ‌های آتشفشانی کانسار گرماب پایین در نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996) که همانطور مشاهده می‌کنید بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت و کمتر در محدوده آلتالی بازالت قرار می‌گیرد (داده از شرکت زمین شناسی محکم کار، ۱۳۸۶).

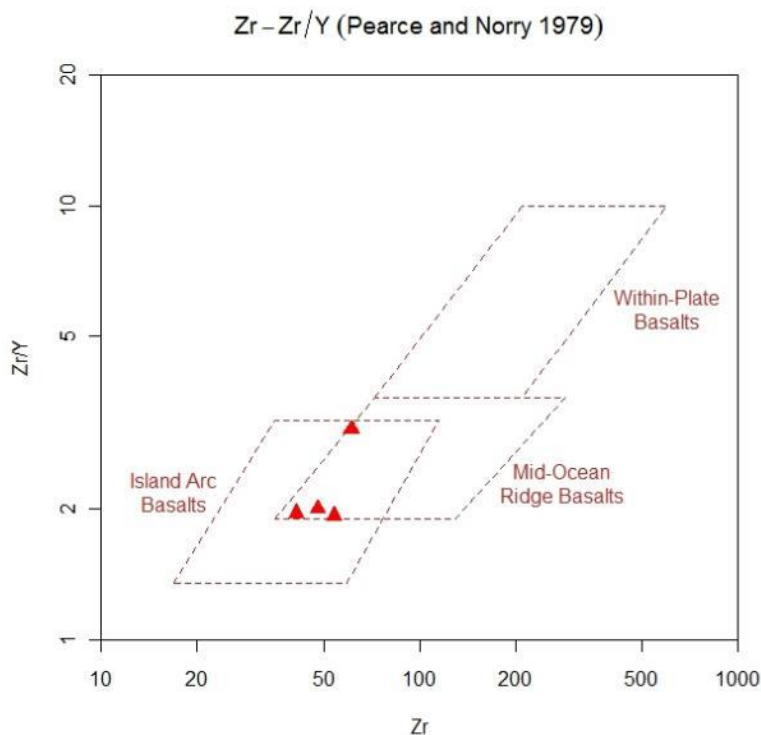


شکل ۶-۳: نمودار TAS (Le Bas et al., 1986)، همانطور که مشاهده می‌شود، نمونه‌های آتشفشانی اندیس منگنز نخلک در محدوده ریولیت قرار گرفته‌اند.

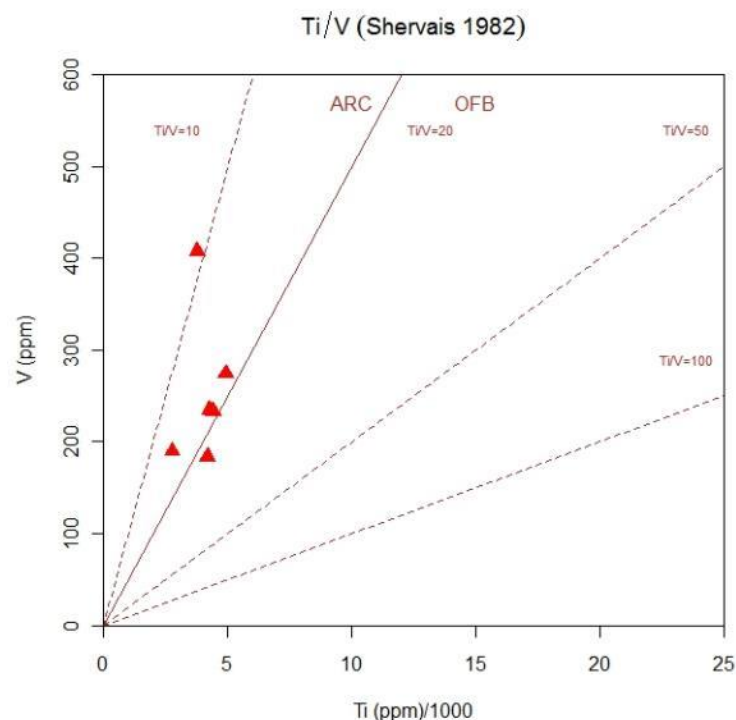
۳-۶- تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین

از آنجا که ارتباط خاصی بین شیمی عناصر اصلی و نادر با محیط تکتونو ماگمایی سنگ‌ها وجود دارد، امروزه از نمودارهای ژئوشیمیایی برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌ها استفاده می‌شود. همان گونه که پیش‌تر عنوان شد، سنگ‌های منطقه دارای ترکیبی اسیدی تا بازی با ویژگی کالک‌آلکالن هستند. حجم اصلی سنگ‌ها را سنگ‌های بازالتی تا آندزیتی بازالت تشکیل می‌دهند.

نمونه‌های آتشفشانی در نمودار دو تایی Zr در برابر Zr/Y (Pearce and Norry, 1979) در محدوده بازالت‌های جزایر کمانی (شکل ۴-۶) و در نمودار Ti در برابر V (Shervais, 1982) در محدوده (ARC) قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).



شکل ۴-۶: موقعیت نمونه‌های آتشفشانی گرماب پایین در نمودار دوتایی Zr در برابر Zr/Y از (Pearce and Norry, 1979) (داده از شرکت زمین شناسی محکم کار، ۱۳۸۶).

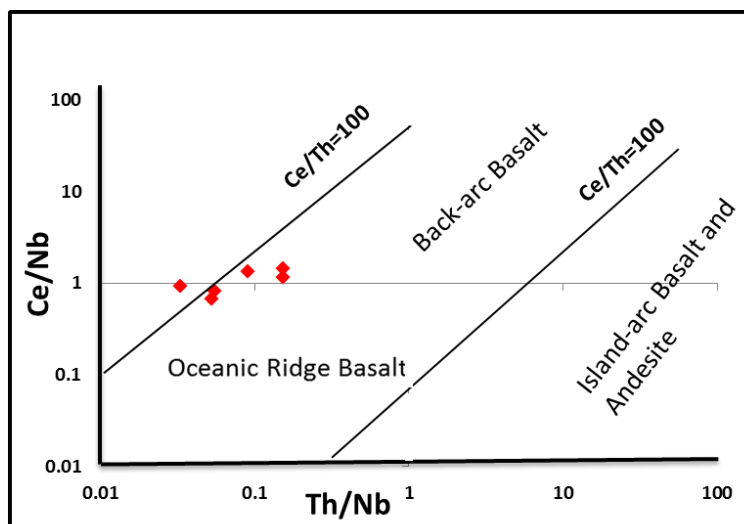


شکل ۵-۶: موقعیت نمونه‌های آتشفشانی گرماب پایین در نمودار Ti در برابر V از (Shervais, 1982).

در مناطق کانه‌زایی شده که نسبت سنگ‌های مافیک به سنگ‌های فلسیک بیشتر است، کانسارهای سولفید توده‌ای (مافیک-الترامافیک، بایمودال مافیک و پلیتیک مافیک) با ماگماتیسم Island IAT (arc tholeiitic)، بونینیتی، (Low-Ti tholeities)، MORB و Back arc basin basalt (BABB)، که در محیط‌های کششی تشکیل می‌شوند مرتبط می‌باشند. این محیط‌ها مذاب‌های دما بالا ایجاد می‌کنند که دمای آن‌ها گاهی به بیش از $1200^{\circ}C$ می‌رسد. ماگماتیسم بونینیتی همراه با مجموعه‌های افیولیتی دیده می‌شوند که میزبان کانسارهای سولفید توده‌ای تیپ قبرس می‌باشند ولی LAT، BABB و MORB در حوضه‌های پشته کمانی و در کنار کمان ماگمایی فعال تشکیل می‌شوند (Piercey, 2011).

از آنجایی که حضور سنگ‌های آلکالن در حوضه‌های اقیانوسی نشان دهنده مراحل اولیه ریفت پشت کمانی است (Peter et al., 1999). با توجه به ماهیت کالک آلکالن نمونه‌های آتشفشانی گرماب پایین و قرار گیری نمونه‌ها در محدوده حوضه کششی پشت کمانی در نمودار دو تای Th/Nb در برابر

Ce/Nb (Saunders and Tamey, 1991)، مشخص شده است که توالی آتشفشانی- رسوبی منطقه گرماب پایین در محدوده حوضه‌های کششی پشت کمانی تشکیل شده است (شکل ۶-۶). همانطور که قبلاً گفته شد نظریه عمومی در مورد ماگماتیسم و رسوب‌گذاری در زیر پهنه سبزوار، ایجاد محیط کششی و تشکیل یک ریف‌ت پشت کمانی در طی کرتاسه پسین می‌باشد (Rossetti et al., 2010).

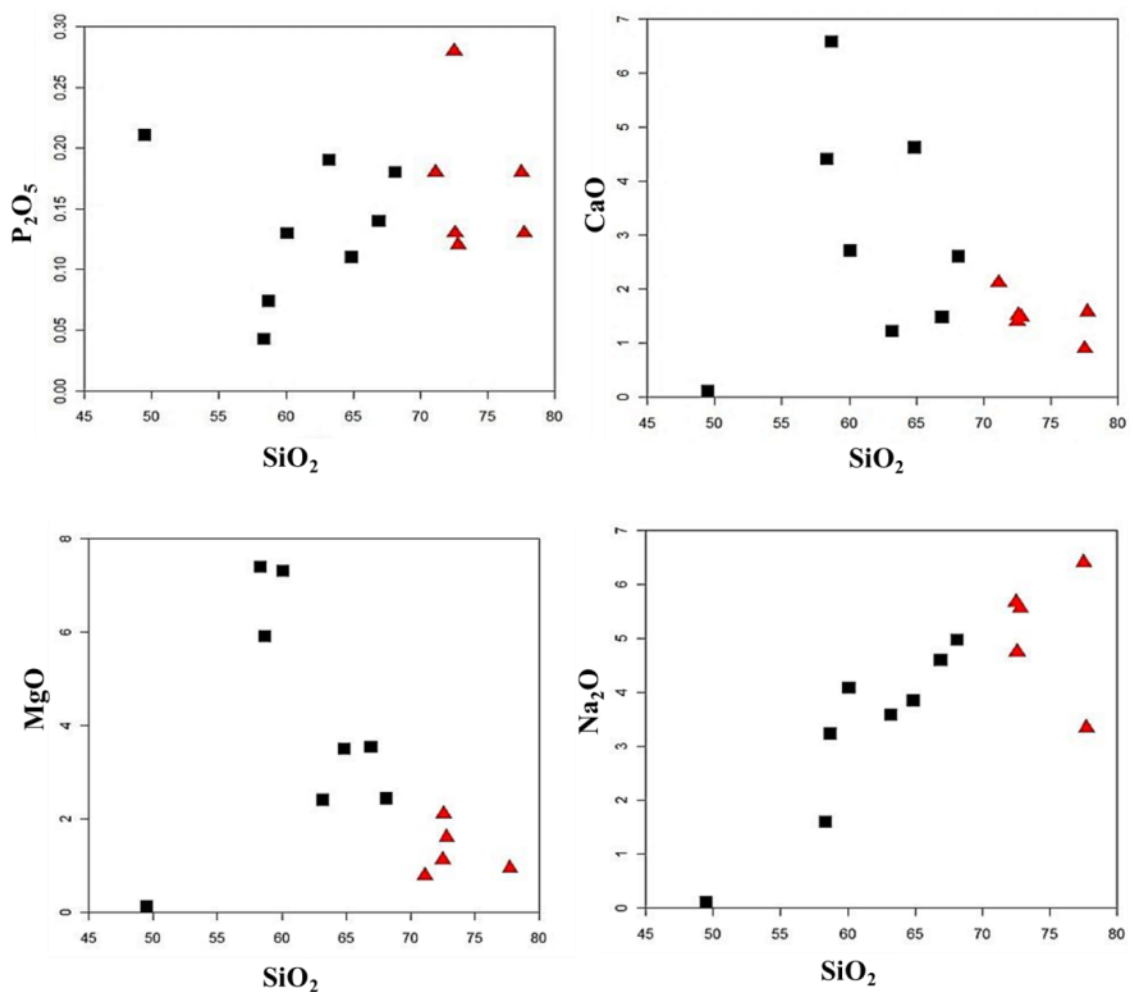


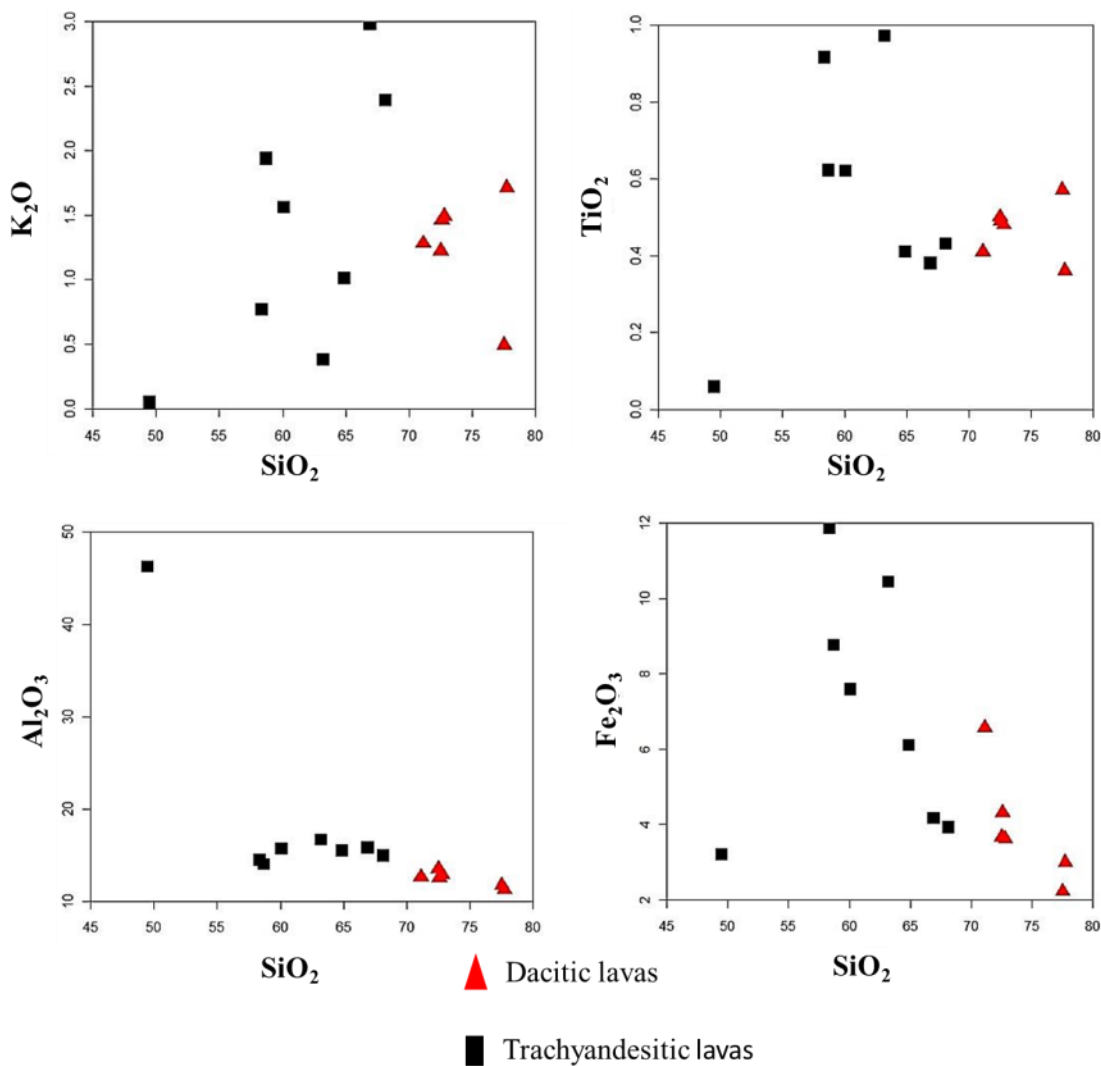
شکل ۶-۶: موقعیت نمونه‌های آتشفشانی گرماب پایین در نمودار دو تایی Th/Nb در برابر Ce/Nb از (Saunders and Tamey, 1991)، در محیط پشت کمانی (داده از شرکت زمین شناسی محکم کار، ۱۳۸۶).

۴-۶- ژئوشیمیایی عناصر اصلی

برای بررسی چگونگی تحولات ماگمایی در طی تبلور سنگ‌های آذرین از دیاگرام‌های (Harker, 1909) استفاده می‌کنند. در این دیاگرام‌ها تغییرات درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل تغییرات درصد وزنی سیلیس (SiO_2) مورد بررسی قرار می‌گیرد. از روند پیوسته تغییرات اکسیدهای اصلی در این دیاگرام‌ها می‌توان به‌عنوان شاهدی مبنی بر روند تحول شیمیایی ماگما استفاده نمود (Willson, 1989). نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل سیلیس (شکل ۶-۷) نشان دهنده یک‌روند عادی در سنگ‌های منطقه بوده و بیانگر آن است که گدازه‌های داسیتی و آندزیتی هم منشأ می‌باشند. بر اساس این نمودارهای اکسیدهای SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 با

رابطه منفی نشان می‌دهند و اکسیدهایی همچون P_2O_5 , Na_2O , K_2O با افزایش میزان سیلیس افزایش نشان می‌دهند. همان طور که در نمودار SiO_2 در مقابل CaO و Al_2O_3 دیده می‌شود با تفریق بیشتر ماگما میزان این دو اکسید در ماگما کم می‌شود این نشان دهنده مصرف این دو عنصر در طی تبلور پلاژیوکلازها از ماگما می‌باشد و از طرفی میزان SiO_2 افزایش می‌یابد. در مورد کاهش Fe_2O_3 MgO , TiO_2 نیز باید گفت همزمان با تشکیل کانی‌های پیروکسن، آمفیبول، مگنتیت، اپیدوت، کلریت و اسفن موجب کاهش این اکسیدها در ماگما و افزایش SiO_2 شده است. با افزایش مقدار سیلیس مقدار P_2O_5 نیز افزایش پیدا کرده است، این فرایند نشان دهنده این است که همزمان با تفریق و تبلور ماگما، فسفر به دلیل شعاع یونی بزرگ در ماگما باقی‌مانده است و در سنگ‌های داسیتی منطقه تمرکز پیدا کرده است.





شکل ۶-۷: روند عناصر در نمودار هارکر در نمونه‌های مورد مطالعه

۶-۵- ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی

بررسی ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی (REE) در سنگ‌های منطقه، برای تکمیل نتایج تکتونیکی و مطالعه ژنز کانسار و پتروژنز نهشته‌ها کاربرد زیادی دارد (Xu and Song, 1995).

عناصر نادر خاکی (REE) شامل La تا Lu و عدد اتمی ۵۷ تا ۷۱ می‌باشند. شعاع یونی این عناصر با افزایش عدد اتمی از La^{+3} به Lu^{+3} کاهش می‌یابد. عناصر (Sm, Nd, Pr, Ce, La, Eu) به‌عنوان عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر (Yb, Lu, Tm, Er, Y, Ho, Dy, Tb, Gd) به‌عنوان عناصر

نادر خاکی سنگین (HREE) شناخته می‌شوند. عناصر نادر خاکی جزو عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و در طول فرایندهای هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی گرمابی نسبتاً غیر متحرک^۱ هستند. بدین جهت از این عناصر، به علت تحرک بسیار کم در محیط‌های زمین‌شناسی، کاربرد فراوانی در تعیین منشأ کانسارهای آذرین، دگرگونی و رسوبی دارد (Rollinson, 1993).

در راستای مطالعه و بررسی رفتار عناصر نادر خاکی، تعداد ۱۸ نمونه سنگی از یک مقطع لیتوژئوشیمیایی از واحدهای کمربالین ماده معدنی، ماده معدنی و واحدهای کمربالای ماده معدنی، توسط شرکت زمین‌شناسی محکم کار تهیه و جهت آنالیز ICP-MS به آزمایشگاه Acme کانادا ارسال گردید.

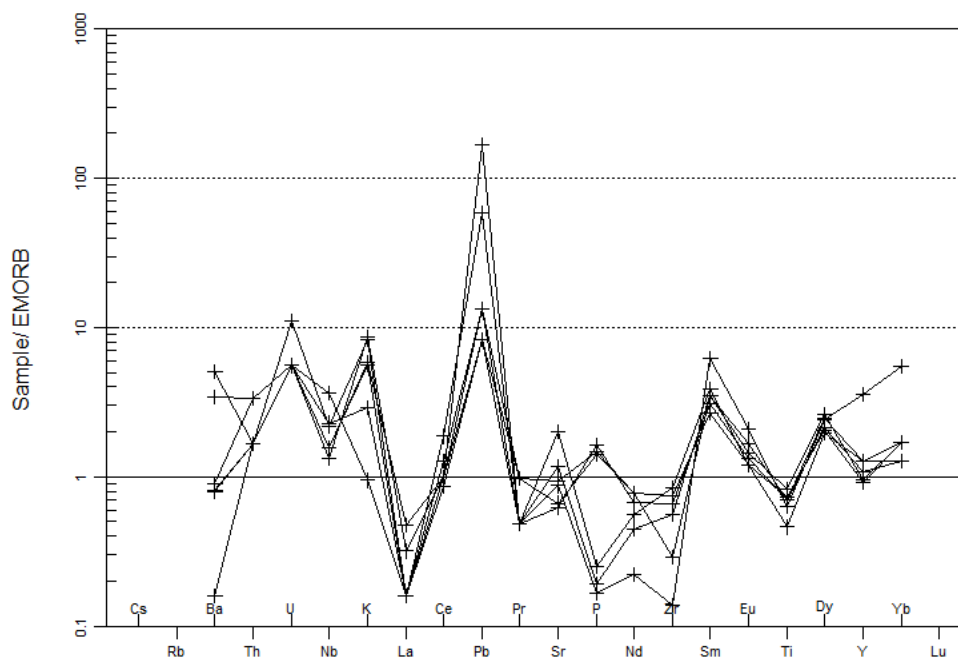
۶-۵-۱- الگوی نمودارهای چند عنصری و REE در سنگ‌های آذرین و آذرآواری کمربالین

ماده معدنی

نمودارهای چند عنصری نسبت به نمودارهای REE دارای مخلوط ناهمگنی از انواع عناصر کمیاب هستند. لذا تعداد پستی و بلندی‌های بیشتری دیده می‌شود که نشانگر رفتار متفاوت گروه‌های مختلف عناصر کمیاب است.

الگوی عناصر نادر خاکی مربوط به سنگ‌های آتشفشانی دارای شیب یکنواخت با آنومالی منفی Nb, Ti می‌باشد (شکل ۶-۸) تهی شدگی عناصر HFSE مانند Ti, Nb نشان دهنده تولید ماگما با درجه ذوب شدگی کم MORB می‌باشد. تهی شدگی Ti, Nb می‌تواند منعکس‌کننده حضور کانی‌های حاوی Ti (Perrce and Parkinson, 1999) و یا Ti, Nb (Reagan and Gill, 1989) در منشأ باشد، آنومالی منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و ممکن است نشان دهنده شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993).

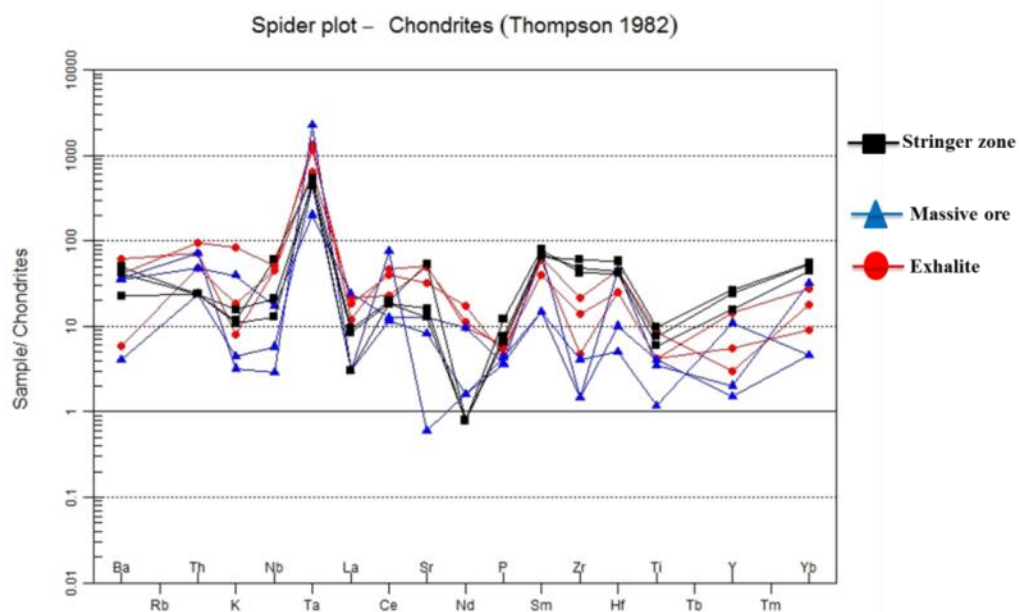
¹ Immobile



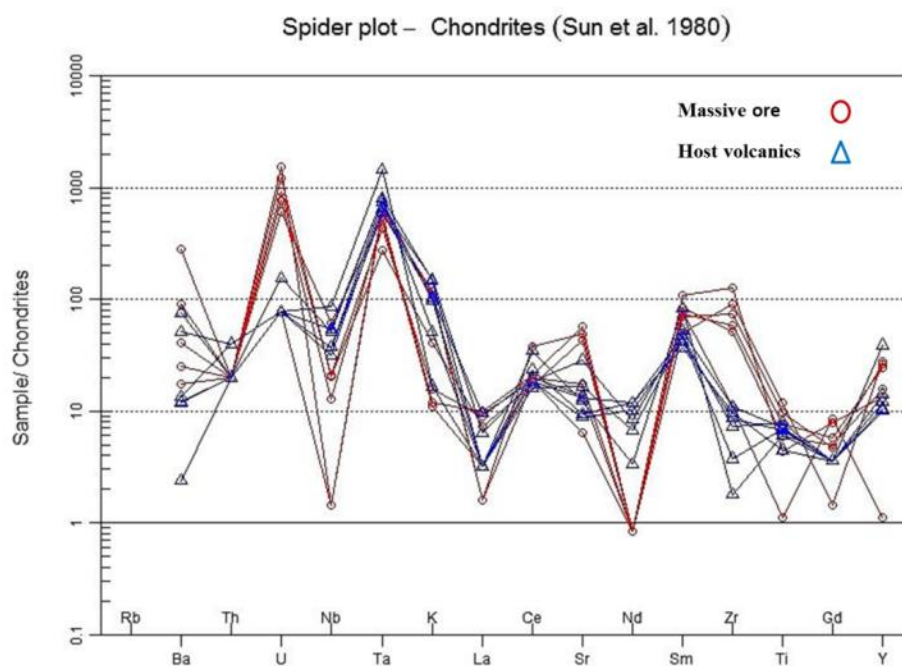
شکل ۶-۸: نمودار عناصر فرعی و کمیاب در سنگ‌های آتشفشانی (تراکی آندزیت) توالی کانسار گرماب پایین که به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نرمالیزه شده‌اند (داده از شرکت زمین شناسی محکم کار، ۱۳۸۶).

۶-۵-۲- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در ماده معدنی

الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی برای تفسیر تاریخچه تشکیل و ژنز کانسارها کاربرد زیادی دارد (Lottemoser., 1992). جهت بررسی الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در ماده معدنی، نتایج حاصل از آنالیز ۹ نمونه از رخساره‌های سه گانه کانه‌دار کانسار گرماب پایین انجام گرفته است. الگوی عناصر کمیاب و خاکی رخساره‌های سولفید توده‌ای، رگه- رگچه ای و اگزالت کاملاً شبیه هم می‌باشند (شکل ۶-۹). همچنین، الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در کانسار گرماب پایین، با الگوی سنگ‌های آتشفشانی کمرپایین آن شباهت زیادی نشان می‌دهد. این امر، می‌تواند نشان‌دهنده نشأت گرفتن فلزات و عناصر کانه‌ساز از شستشوی این سنگ‌های آتشفشانی کمرپایین توسط سیال کانه‌ساز باشد (شکل ۶-۱۰).



شکل ۶-۹: نمودار عناصر کمیاب و نادر خاکی در مواد معدنی سولفیدی کانسار گرماب پایین که به کندریت (Thompson, 1982) نرمالیزه شده‌اند (داده از شرکت زمین شناسی محکم کار، ۱۳۸۶).



شکل ۶-۱۰: مقایسه نمودار الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی در رخساره توده‌ای کانسار با سنگ های آتشفشانی های داخل معدن که به کندریت (Sun et al., 1980) نرمالیزه شده‌اند. (داده از شرکت زمین شناسی محکم کار، ۱۳۸۶).

۶-۶- منطقه بندی شیمیایی جانبی در رخساره‌های سه گانه کانسار گرماب پایین

بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی بر روی کانسنگ، مقدار عناصر Au, Pb, As, Ag و نسبت Cu/Zn از بخش استرینگر به سمت رخساره توده‌ای افزایش و سپس به سمت رخساره لایه‌ای کاهش می‌یابد. بالاترین مقدار این عناصر، در بخش توده‌ای کانسار مشاهده شده است (شکل ۶-۱۱). این امر، در مورد Zn به شرایط ژئوشیمیایی این عنصر بستگی دارد و در مورد Mn نیز مربوط به پایداری بیشتر این عنصر در محیط دریاست. بالاترین میزان طلا و نقره، مربوط به بخش توده‌ای کانسار است. حد آستانه مس در منطقه کمتر از 1000ppm بوده و در بیشتر نمونه‌های ناهنجار دیده می‌شود. بیشترین میزان مربوط به نمونه‌های CH₄, B₄ با مقدار ۰/۹۶ و ۰/۴۱ درصد می‌باشد، که به ترتیب مربوط به رخساره توده‌ای و رگه-رگچه ای کانسار می‌باشد و به صورت کانی‌های کالکوپریت دیده می‌شود. حد زمینه طلا در منطقه کمتر از 100ppb بوده و بیشترین مقادیر طلا مربوط به نمونه‌های B₃, G₂₃ و B₂، به ترتیب با مقادیر ۰/۴۲، ۰/۷۹ و ۰/۶۷ پی پی ام می‌باشد و بیشترین میزان نقره نیز مربوط به نمونه‌های B₂ و B₃ با مقدار ۱۹ و ۷ ppm می‌باشد. میانگین Au, Ag در کانسار گرماب پایین به ترتیب ۰/۵ تا ۹ گرم در تن و در ارتباط با رخساره کانسنگ توده‌ای است (شکل ۶-۱۱، شکل ۶-۱۵ و شکل ۶-۱۶). میزان منگنز از رخساره رگه-رگچه ای به طرف رخساره کانسنگ لایه‌ای افزایش نشان می‌دهد این افزایش ناشی از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در رخساره کانسنگ لایه‌ای و بخش حاشیه‌ای کانسار می‌باشد بنابراین کانی‌های اکسیدی در این بخش از کانسار تمرکز نشان می‌دهند (شکل ۶-۱۱)

تغییرات عنصری در رخساره‌های سه گانه کانسارهای سولفید توده‌ای می‌تواند ناشی از عوامل زیر باشد

(Galley et al., 2007; Frankelin et al, 2005)

- کاهش سیال هیدر و ترمالی، با دور شدن از محل خروج سیال کانه ساز
- تغییرات عناصر مختلف هیدروترمالی با توجه به رفتار ژئوشیمیایی عناصر، حرارت، pH، Eh

همچنین ارتباط مستقیمی بین تغییرات عناصر اصلی در رخسارهای مختلف با افزایش و کاهش عناصر مرتبط با دگرسانی وجود دارد، به صورتی که تغییرات فراوانی عناصر اصلی، عموماً بازتابی از تغییرات کانی‌شناسی در طی دگرسانی بود و میزان این تغییرات ارتباط مستقیمی با میزان حجم سیال و ارتباط سیال با سنگ را نشان می‌دهد.

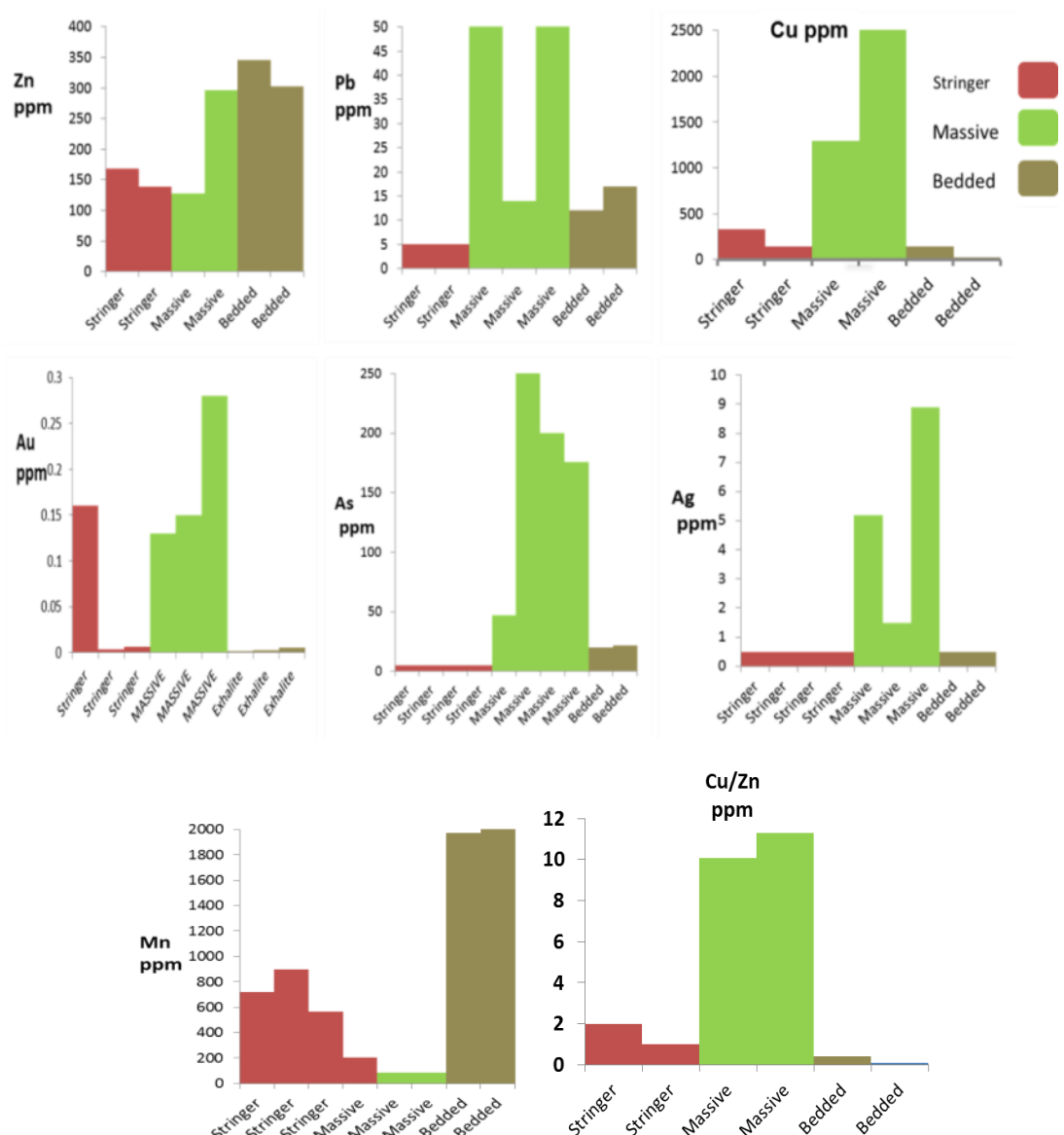
جدول ۶-۱۱: ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی رخسارهای سه گانه کانسار مس گرماب پایین

رخساره رگه - رگچه ای	رخساره کانسنگ توده ای	رخساره کانسنگ لایه ای	
تراکی آندزیتی بازالت	تراکی آندزیتی بازالت شدیداً دگرسان	توف ماسه ای نازک لایه	سنگ میزبان
رگه - رگچه ای، جانشینی و برشی	توده ای، جانشینی، برشی	لامینه، نواری، دانه پراکنده	شکل کانی سازی در مقیاس رخنمون، نمونه دستی و میکروسکوپی کانی شناسی
Py>Mt >Cpy	Mt> Py> Cpy	Mt=Py	
Fe, Ti, Mn, Zn, Cu, As, Co, Ag, Au	Fe, Ti, Cu, Mn, As, Zn, Co, Ag, Au	Fe, Ti, Mn, Zn, Cu, Co, As, Ag	عناصر فلزی همراه
118.3	1972	81.5	Cu (ppm)
1.05	2.85	0.5	Ag (ppm)
74	131.7	21	As (ppm)
16.87	345.2		Au (ppb)
28.83	21.67	31	Co (ppm)
5.445	10.09	6.375	Fe%
882.8	196	2124	Mn (ppm)
0.46	0.622	0.515	Ti%
142.5	114.3	324	Zn (ppm)
0.011	10.21	4.6	S%

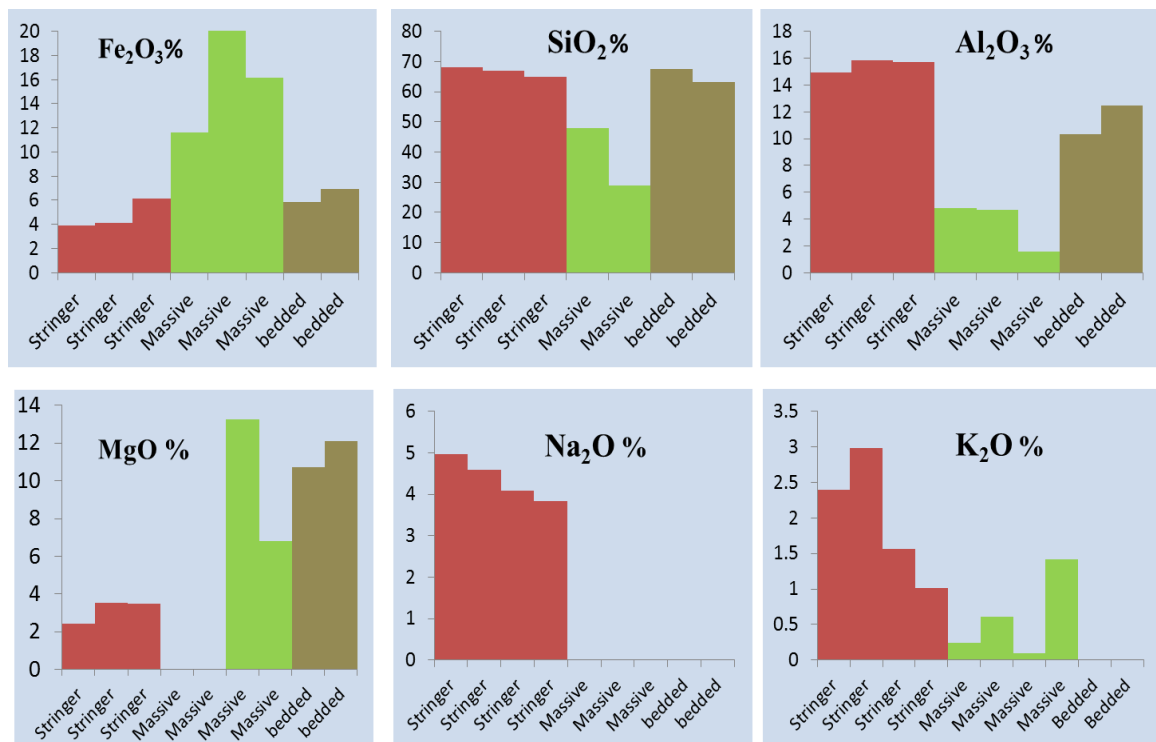
با توجه به گسترش بالای دگرسانی کلریتی آهن‌دار و منیزیم دار (شکل ۴-۲۵) در رخساره رگه - رگچه ای در کانسار گرماب پایین که نشان دهنده مسیر عبور سیال به سمت قسمت‌های رخساره‌های کانسنگ لایه ای می‌باشد میزان تغییرات Fe_2O_3 و MgO بسیار زیاد بوده و بین کانه‌زایی مس طبیعی و دگرسانی کلریتی در رخساره رگه - رگچه‌ای ارتباط خوبی وجود دارد (به فصل چهارم قسمت دگرسانی مراجعه شود).

بالاترین میزان سیلیس مربوط به رخساره کانسنگ رگه - رگچه ای می‌باشد که این نیز به دلیل دگرسانی سیلیسی - سولفیدی در اطراف رگه‌های کانه‌دار می‌باشد (شکل ۶-۱۲)، میزان سیلیس با حرکت به سمت رخساره توده‌ای که حجم اصلی سنگ را ماده معدنی تشکیل می‌دهد کاهش می‌یابد و

اما در رخساره لایه‌ای به دلیل تشکیل لامینه‌های رسوبی سیلتستونی دوباره میزان سیلیس افزایش نشان می‌دهد. دگرسانی سریسیتی هم به وضوح در رخساره رگه - رگچه‌ای دیده می‌شود ولی این دگرسانی در رخساره توده‌ای به میزان خیلی کم گسترش دارد. از طرفی هم افزایش مقدار Al_2O_3 و Na_2O , K_2O در رخساره لایه‌ای می‌تواند در ارتباط با گسترش دگرسانی سریسیتی در این رخساره باشد (شکل ۶-۱۲).



شکل ۶-۱۱: میزان تغییرات عناصر پایه (Zn, Pb, Cu)، طلا (Au)، نقره (Ag) و آرسنیک (As) در رخساره‌های رگه - رگچه ای، توده‌ای و لایه‌ای و نسبت Cu/Zn در کانسار مس گرماب‌پایین. (داده‌های عناصر پایه و عناصر طلا، نقره و آرسنیک به ترتیب مربوط به آنالیز ICP-OES و ICP-MS می‌باشد).



شکل ۶-۱۲: میزان تغییرات عناصر اصلی در رخساره‌های کانسنگ رگه-رگچه ای، توده ای و رخساره کانسنگ لایه ای در کانساره مس گرماب پایین.

۶-۷- میزان پراکندگی و ضریب همبستگی عناصر

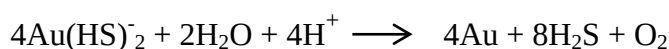
وضعیت توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی هر منطقه و بررسی ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، یکی از مهم‌ترین موارد در بررسی‌های ژئوشیمیایی می‌باشد. با توجه به اینکه کانسار گرماب پایین و اسبکشان و دیگر اندیس‌های بیشتر به‌عنوان یک کانسار مس شناخته شده است، اما این کانسارها پتانسیل بالایی از لحاظ فلزاتی همچون طلا و نقره دارا می‌باشد، که مطالعات توزیع و پراکندگی و محاسبه ضریب همبستگی عناصر نشان می‌دهد که مس با عناصر Au, Ag, As همبستگی مثبت نشان می‌دهد. به همین جهت در ابتدا به برخی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی این عناصر به طور خلاصه ارائه می‌شود.

۶-۷-۱- ژئوشیمیایی عناصر طلا و نقره و فلزات پایه (Cu)

طلا با عدد اتمی ۷۹، عنصری سیدروفیل و تا اندازه‌ای کالکوفیل بوده و در طبقه‌بندی عناصر طبیعی (جدول تناوبی)، در گروه مس (مس، نقره و طلا) و بین پلاتین و جیوه قرار دارد. فراوانی طلا در پوسته زمین در حدود ۵ ppb (Boyle, 1979) و یا ۲ ppb و ضریب پرعیارسازی آن به طور متوسط ۲۰۰۰ می‌باشد (Foster, 1993). نسبت Au/Ag در بخش بالایی پوسته در حدود ۰/۰۷ در نظر گرفته شده است (Boyle, 1979).

انتقال و تمرکز طلا در سیالات کانه‌ساز در کانسارهای سولفید توده‌ای به مقدار زیادی مکانیزم‌های ته‌نشست و نهایتاً عیار طلا در ذخایر سولفید توده‌ای را تعیین می‌کند (Huston, 2000). به طور کلی کمپلکس حمل‌کننده طلا در سولفیدهای توده‌ای به صورت $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ و تحت شرایط دمایی پایین (دماهای بین ۱۵۰ تا ۲۵۰ درجه) pH بالاتر (نزدیک به خنثی)، دارای بالاترین پایداری می‌باشند (Huston, 2000).

ته‌نشینی طلا در کانسارهای سولفید توده‌ای زمانی رخ می‌دهد که سیال حاوی طلا با آب دریا برخورد نموده و در نتیجه اکسیداسیون، افزایش pH و کاهش محتوای H_2S طلا ته‌نشین می‌شود. که به صورت زیر می‌باشد.



عواملی که باعث کاهش غلظت H_2S در سیال کانه‌دار در هنگام مخلوط شدن با آب دریا می‌شود، شامل اکسیداسیون H_2S به سولفات می‌باشد (Huston, 2000) که این سولفات‌های ثانویه در کانسار گرماب پایین به‌وفور دیده می‌شود.

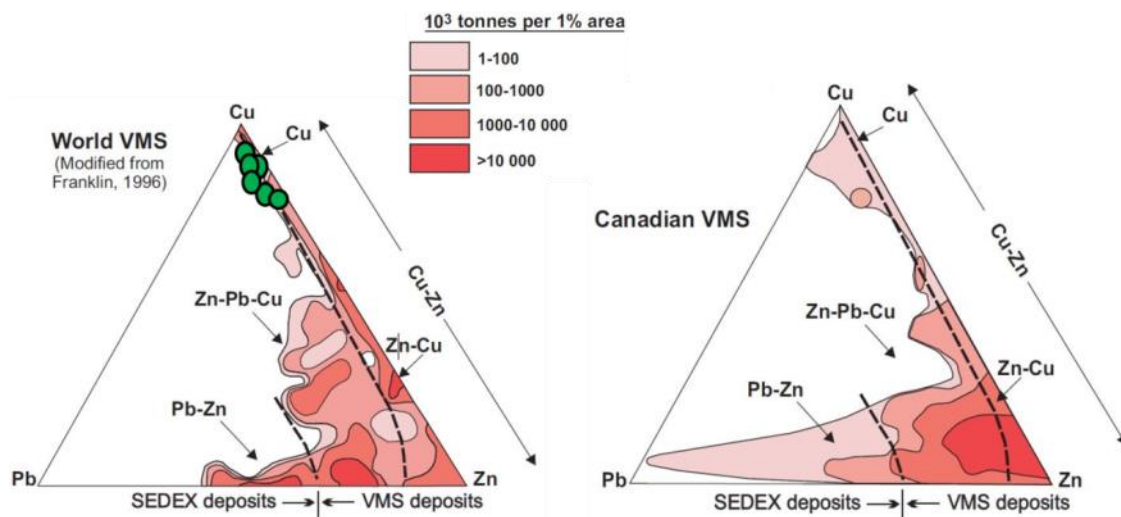
نقره در پوسته زمین، عیار زمینه ۰/۷ گرم در تن داشته و جزء فلزات کم تحرک می‌باشد. در طبیعت به صورت خالص و الکتروم و نیز همراه با کانی‌های سرب به صورت کانی‌های آرژانتیت (Ag_2S)، همچنین

در شبکه سولفاسالتها نظیر تتراآندریت و تنانتیت و برخی سولفیدهای مس مانند کالکوپیریت، به وجود می‌آید (Kelvin, 1993).

مس در پوسته زمین دارای عیار زمینه ۵۵ گرم در تن بوده و جزء فلزات گروه عناصر واسطه می‌باشد. این فلز در حالت یک ظرفیتی به عناصر قیمتی مانند طلا و نقره شباهت دارد و در حالت دو ظرفیتی شبیه دیگر فلزات گروه اول عناصر واسطه مانند Ni, Co, Fe می‌باشد. به دلیل اینکه مس یک عنصر کالکوفیل است، به ندرت تولید کانی سیلیکاتی می‌نماید،

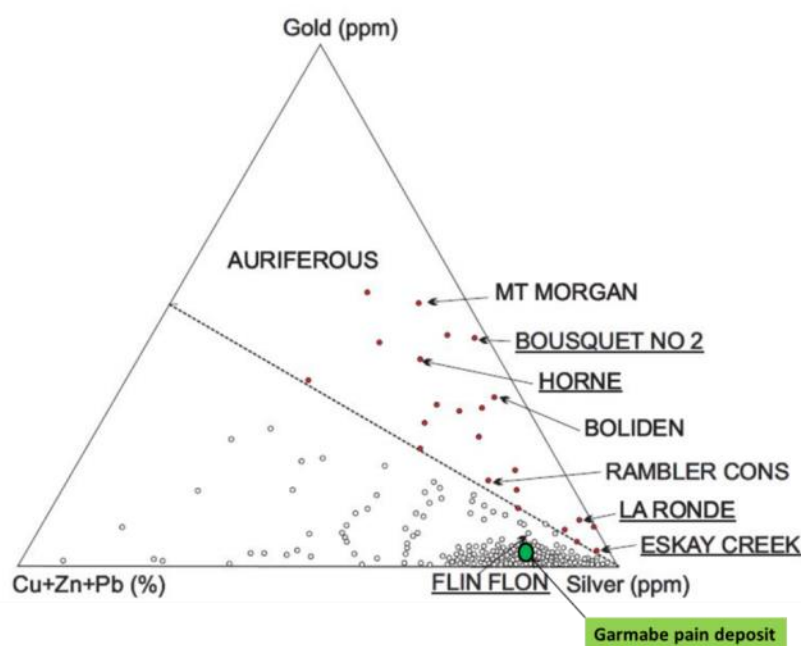
۶-۷-۲- میزان پراکندگی و همبستگی فلزات پایه و عناصر طلا، نقره

در بین فلزات پایه در کانسار گرماب پایین بیشترین فراوانی مربوط به عنصر مس (Cu) می‌باشد که با مقدار کمی از دیگر فلزات پایه همراهی می‌گردد، بیشترین عیار مس مربوط به رخساره رگه- رگچه‌ای و توده‌ای کانسار به صورت کالکوپیریت می‌باشد. همچنین بر اساس مقایسه نمودار نحوه قرارگیری نمونه‌های کانسار در دیاگرام سه تایی مس- سرب و روی (Franklin et al., 1996) نشان می‌دهد بیشتر نمونه‌ها در رأس Cu قرار می‌گیرد، که این خود تاییدی است به‌عنوان اینکه کانسار گرماب پایین یک کانسار سولفید توده‌ای غنی از مس می‌باشد (شکل ۶-۱۳).



شکل ۶-۱۳: قرارگیری نمونه‌های رخساره‌های رگه-رگچه ای و توده‌ای کانسار گرماب پایین در نمودار سه تایی مس-سرب روی (Franklin et al., 1996) در رأس Cu.

در میان فلزات قیمیتی نیز بیشترین فراوانی مربوط به طلا و نقره در رخساره کانسنگ توده‌ای (در نمونه‌های گوسانی و غنی از پیریت و کالکوپیریت) می‌باشد که میزان این دو فلز در این رخساره به ترتیب حدود ۱ تا ۱۹ گرم در تن است. از نمودار مس، سرب، روی-طلا- و نقره (Hannington et al., 1999) جهت تقسیم‌بندی کانسارهای سولفید توده‌ای بر اساس فلزات پایه (مس، سرب و روی) و میزان فلزات گرانبها (طلا و نقره) استفاده می‌شود، بر این اساس با پلات نمونه‌های کانسار گرماب پایین بر روی این نمودار، مشاهده شد کانسار گرماب پایین همانند کانسارهای FLIN FLON در منطقه کانادا در نزدیکی رأس کانسارهای نقره دار قرار می‌گیرد، از این قرارگیری می‌توان نتیجه گرفت کانسار گرماب پایین به‌عنوان یک کانسار توده‌ای غنی از نقره می‌باشد.



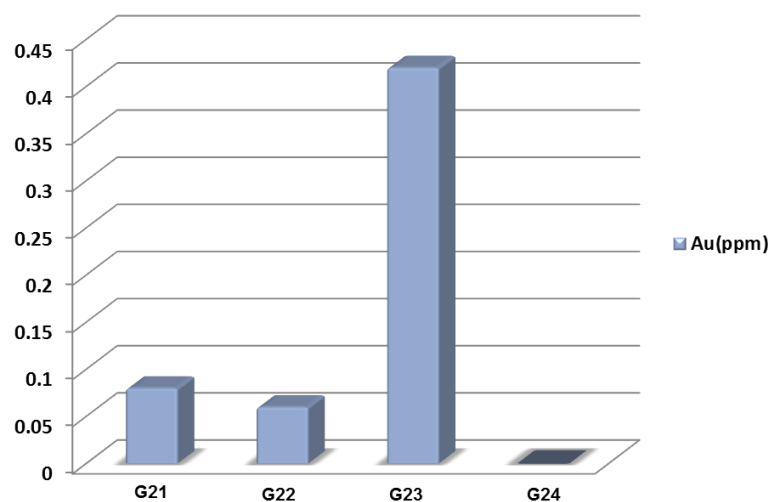
شکل ۶-۱۴: قرارگیری کانسار گرماب پایین در محدوده کانسارهای سولفید توده‌ای غنی از نقره (Franklin et al., 1996).

با توجه به ارزش و اهمیت طلا، و فراوانی کانی‌های سولفیدی پیریت و کالکوپیریت و احتمال حضور طلا و نقره در این کانی‌ها و از طرفی وجود کانسارهای سولفید توده‌ای غنی از مس و طلا که دارای مقادیر با ارزش طلا هستند، لذا باعث شد ۴ نمونه از قسمت‌های استرینگر و توده‌ای کانسار گرماب پایین و اسبکشان جهت آنالیز طلا به روش جذب اتمی (AAS) انتخاب و در آزمایشگاه مرکز فرآوری مواد معدنی ایران آنالیز شود (شکل ۶-۱۲). همان طور که در نمودار (شکل ۶-۱۵) دیده می‌شود بیشترین میزان طلا مربوط به نمونه (G23) گوسانی است و مربوط به بخش توده‌ای کانسار می‌باشد که تحت تأثیر سیالات جوی دچار اکسیداسیون شده است، با توجه به این شواهد می‌توان نتیجه گرفت فرایند اکسیداسیون کانی‌های پیریت و کالکوپیریت در این رخساره موجب افزایش میزان طلا در پهنه گوسانی شده است. همچنین همان طور که پیش‌تر گفته شد، آنالیز نمونه‌های رخساره‌های مختلف با روش ICP-MS نشان می‌دهد، بیشترین میزان عناصر طلا و نقره مربوط به نمونه‌های B2 و B3 از رخساره توده‌ای کانسار می‌باشد (جدول ۶-۱۳ و شکل ۶-۱۶). مطالعات ژئوشیمیایی نشان

می‌دهد همبستگی خوبی بین مس و طلا و نقره در رخساره‌های استرینگر و توده‌ای کانسار وجود دارد. از طرفی وجود کانی‌های کالکوپیریت و پیریت در رخساره استرینگر و توده‌ای کانسار بیانگر این موضوع است که طلا بیشتر در این رخساره‌ها و به احتمال زیاد در این کانی‌ها تمرکز دارد، به دلیل نبود کار میدانی وسیع و کنده کاری‌های مناسب امکان نمونه‌برداری از قسمت‌های مختلف این رخساره نبوده است.

جدول ۶-۱۲: میزان طلا در رخساره‌های مختلف کانسار گرماب پایین و اسبکشان (با استفاده از آنالیز AAS).

Sample No.	Location	Au(ppm)
G21	Stringer facies(Garmab)	0.08
G22	Massive facies (Garmab)	0.06
G23	Massive facies(Garmab)	0.42
G24	Stringer facies(Asbkeshan)	<0.01

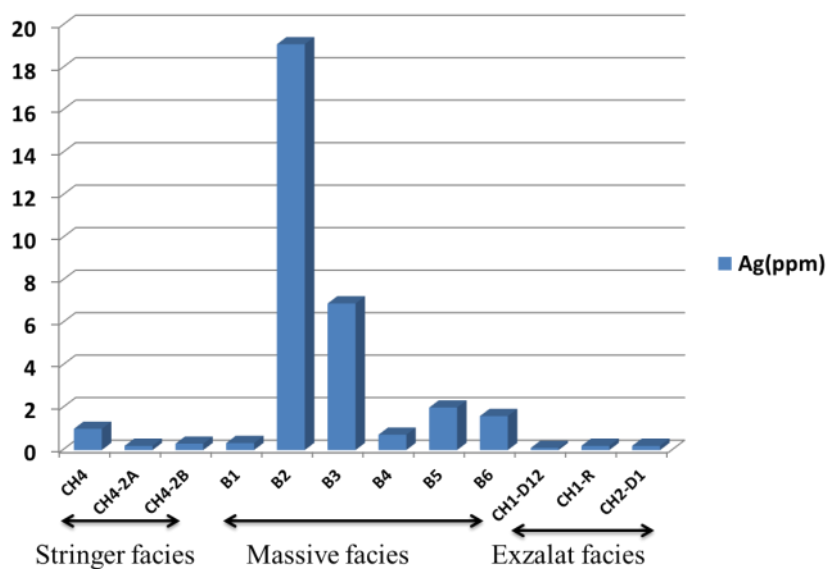
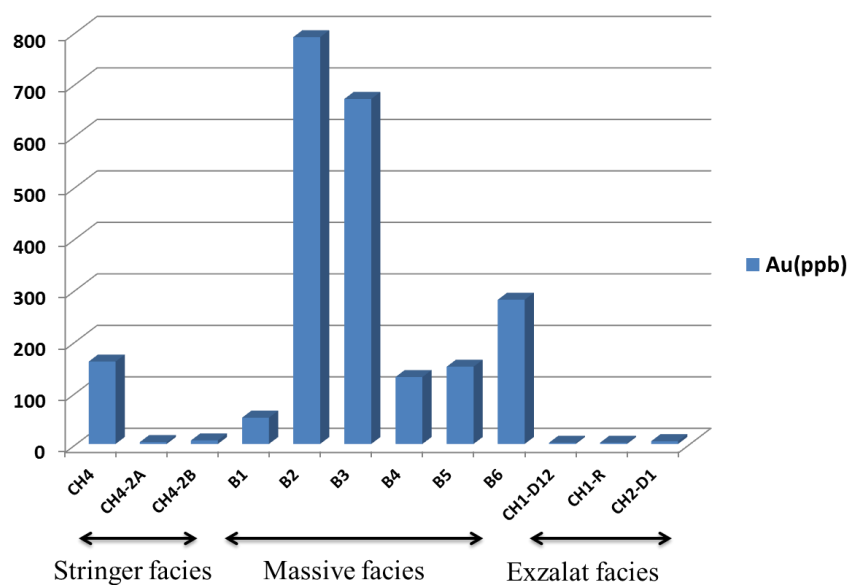


شکل ۶-۱۵: میزان طلا در رخساره‌های مختلف کانسار گرماب پایین و اسبکشان.

جدول ۶-۱۳: میزان طلا در ۳ رخساره مختلف کانسار گرماب پایین (به روش آنالیز ICP-MS)

Sampel	Location	Au(ppb)	Ag(ppm)
CH4	Stringer	160	1
CH4-2A	Stringer	3.6	0.2
CH4-2B	Stringer	6.8	0.3
B1	Massive	51	0.33
B2	Massive	790	19.1

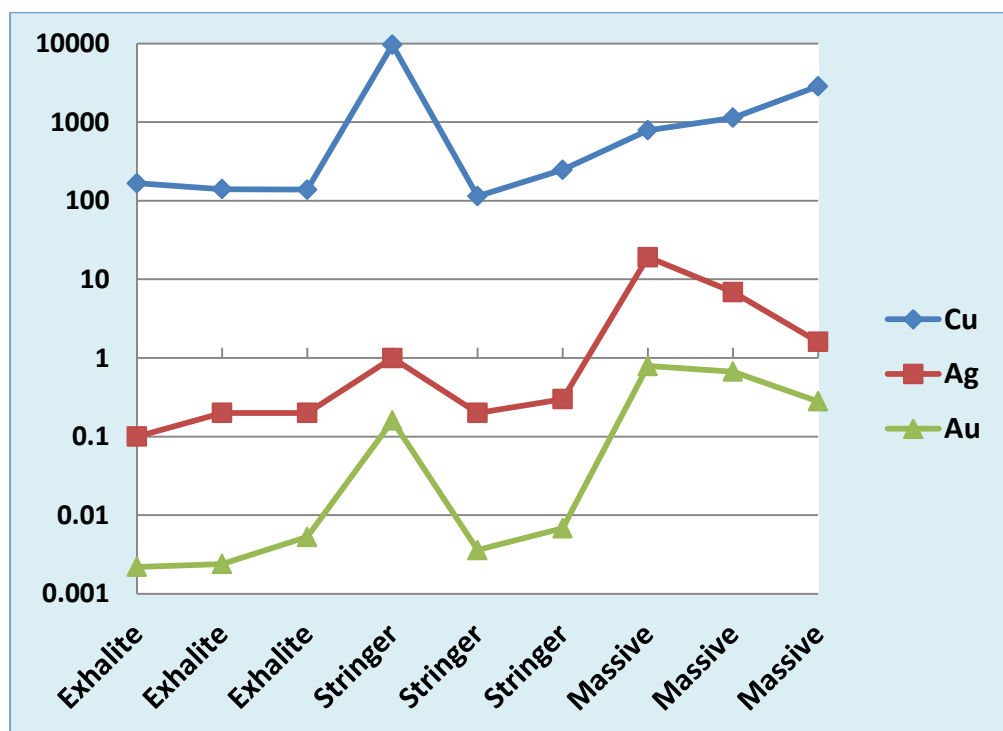
B3	Massive	670	6.9
B4	Massive	130	0.72
B5	Massive	150	2
B6	Massive	280	1.6
CH1-D12	Exhalite	2.2	0.1
CH1-R	Exhalite	2.4	0.2
CH2-D1	Exhalite	5.3	0.2



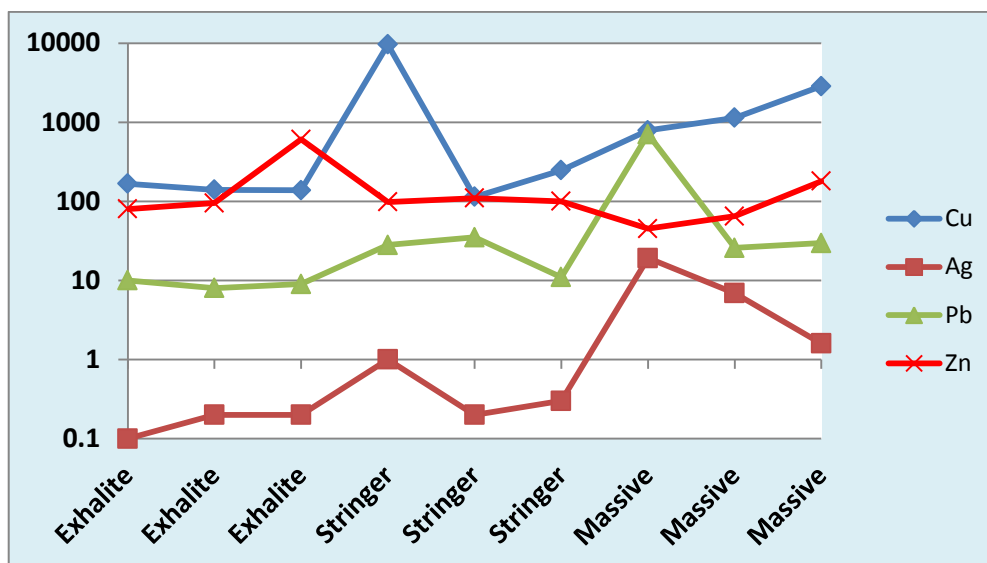
شکل ۶-۱۶: میزان طلا و نقره در ۳ رخساره کانسار گرماب پایین.

عناصر مس - نقره - طلا مهم‌ترین عناصر کانسار ساز در محدوده معدنی گرماب پایین محسوب می‌شوند که همبستگی مثبت و بالایی را با یکدیگر در رخساره‌های مختلف کانه‌زائی و به‌خصوص در رخساره توده‌ای از خود نشان می‌دهند. همبستگی بالای طلا، نقره با مس در کانسار گرماب پایین نشان دهنده قرارگیری این فلزات قیمتی در ساختمان پیریت و کالکوپیریت می‌باشد زیرا پیریت و کالکوپیریت میزبان خوبی برای این عناصر است (Huston, 2000) و از طرفی هم نشان دهنده همزمانی ته‌نشینی آن‌ها با یکدیگر می‌باشد (شکل ۶-۱۷).

همان‌طور که در شکل (شکل ۶-۱۸) دیده می‌شود، روی با مس و سرب همبستگی منفی دارد. علت این همبستگی منفی را این‌طور می‌توان بیان نمود که در سنگ‌های حاوی کالکوپیریت و گالن میزان اسفالریت کم بوده و یا غایب است. این بررسی‌ها نشان دهنده همبستگی مثبت و خوب Ag با Pb و همبستگی خوب آن با Cu می‌باشد (شکل ۶-۱۲). ولی با Zn همبستگی منفی دارد، که نشان می‌دهد به‌احتمال زیاد نقره در ساختمان کالکوپیریت قرار دارد.



شکل ۶-۱۷: همبستگی مثبت و بالایی طلا و نقره با مس در رخساره‌های مختلف کانسار گرماب پایین.

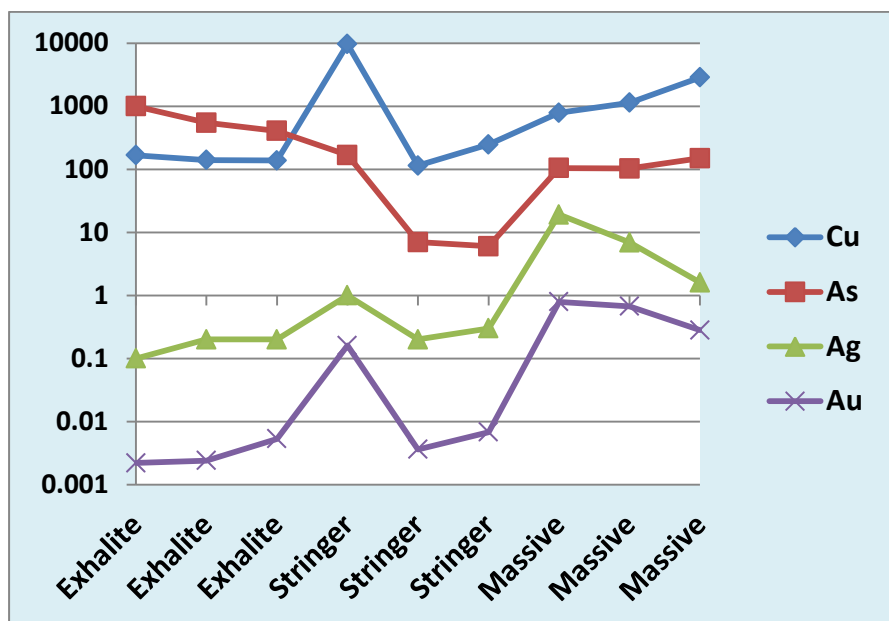


شکل ۶-۱۸: همبستگی منفی روی با مس، سرب و نقره و همبستگی مثبت و بالای سرب با مس و نقره در رخساره‌های مختلف کانسار گماب پایین.

۶-۷-۳- توزیع، پراکندگی و همبستگی عنصر آرسنیک

مطالعات ژئوشیمیایی و میکروسکوپی بر روی نمونه‌های برداشت شده از رخساره کانه‌دار نشان می‌دهد میزان آرسنیک در کانسار گرماب پایین بالاست (گزارش اکتشافی شرکت زمین‌شناسی محکم کار، ۱۳۸۶)، عنصر آرسنیک (As) از جمله عناصر کمیاب موجود در رخساره‌های کانه دار گرماب پایین است که همبستگی خوبی با عناصر طلا، نقره و مس دارد (شکل ۶-۱۹).

همان طور که گفته شد آرسنیک (As) به عنوان یکی از عناصر کمیاب در کانسار گرماب پایین بیشترین فراوانی را در رخساره کانسنگ توده‌ای دارا می‌باشد و همبستگی بسیار خوبی را با طلا، نقره و مس در این رخساره دارا می‌باشد. از آنجایی که در محدوده معدنی گرماب پایین، کانی آرسنوپیریت فراوانی بسیار کمی دارد، می‌توان نتیجه گرفت که این میزان بالای آرسنیک احتمالاً مربوط به پیریت-های آرسنیک‌دار می‌باشد.



شکل ۶-۱۹: همبستگی مثبت و بالای آرسنیک با طلا، نقره و مس در رخساره‌های مختلف کانسار گرماب پایین.

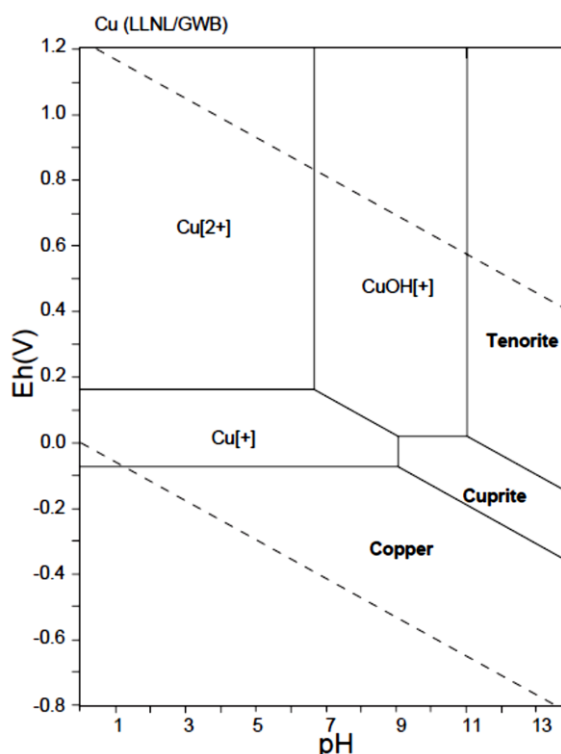
۶-۸- ژئوشیمیایی مس طبیعی در محدوده معدنی گرماب پایین

از لحاظ ژئوشیمیایی مس خاصیت کالکوفیل دارد که در ردیف اول فلزات واسطه، در کنار عناصر Mn, Cr, V, Ti, Sc, Zn, Ni, Co, و در گروه یازدهم به همراه Au و Ag در جدول تناوبی قرار دارد و دارای عدد اتمی ۲۹، جرم اتمی ۶۳ است، حالات اکسیداسیونی (+۱ و +۲) و ایزوتوپ Cu^{63} و Cu^{65} ، که فراوانی آن‌ها به ترتیب ۶۹/۱۷٪ و ۳۰/۸۳٪ است، می‌باشند. با وجود شباهت در ساختار الکترونی، شباهت‌هایی نیز در بین شیمی این سه عنصر Au, Ag, Cu در گروه یازدهم به خصوص بین ترکیباتی از Cu^{2+} و Ag^{3+} که ایزومرند، وجود دارد (میسون و مر، ۱۹۸۲).

مس تحت شرایط اکسیداسیون و اسیدی (به‌ویژه pH=۵-۶) حرکت می‌کند که در این شرایط، یون Cu^{2+} غالب‌تر است. مس اغلب به همراه عناصر Pb و Ag می‌باشد اما از آنجا که محلول‌تر است بیشتر به پایین دست حمل می‌شود (Lottermoser, 1992).

بنا بر گفته Maynard., (1983) تغییرات Eh و Ph و کمپلکس‌های کلریدی، رفتار مس را در دماهای پایین کنترل می‌کنند. در شرایط اکسیداسیون و pH متوسط تا پایین به صورت محلول و در شرایط

احیایی به صورت سولفید و در صورت پایین بودن فوگاسیته گوگرد و اکسیژن به صورت مس طبیعی ته‌نشین می‌شوند، از این رو مس تمایل دارد از نواحی اکسیداسیون مهاجرت کرده و در نواحی احیایی متمرکز شود (شکل ۶-۲۰).



شکل ۶-۲۰: نمودار پایداری برخی ترکیبات مس در سیستم. $\text{Cu} = 10^{-10}$, 298.15K, 105 Pa.

۶-۸-۱- کانه‌زایی مس طبیعی

ذخایر مس طبیعی خیلی کم و به ندرت تشکیل می‌شوند، زیرا محلول‌های گرمابی فقیر از گوگرد غیرمعمول است (Wang et al., 2006)، این ذخایر فقط در برخی نقاط دنیا مانند ایران، بولیوی، چین، شیلی و دریاچه سوپریور در ایالات متحده آمریکا مشاهده شده است (Guilbert, 1999). ذخایر مس طبیعی در ایران نیز بیشتر مرتبط با کانه‌زایی تیپ میشیگان و یا ناشی از فرایند هوازدگی سولفیدهای مس و آزاد شدن مس به صورت Cu^{2+} می‌باشد، همچون کانی زایی مس طبیعی عباس‌آباد شاهرود، به‌عنوان کانه زایی مرتبط با تیپ میشیگیان از آن‌ها یاد می‌شود (طائفی و همکاران، ۱۳۹۳).

بر اساس دسته‌بندی Cornwall, (1956) انواع کانه‌زایی‌های مس طبیعی در جهان بر اساس محیط تشکیل و سنگ‌های میزبان آن به شش دسته تقسیم می‌شود، عبارت است از:

۱- مس طبیعی در بازالت لاوا (میشیگان)، ۲- مس طبیعی در توده‌های نفوذی مافیک، ۳- مس‌های طبیعی در توده‌های نفوذی الترامافیک، ۴- کانه‌زایی مس طبیعی در سنگ‌های رسوبی آواری، ۵- کانه‌زایی مس طبیعی ناشی از اکسیداسیون، ۶- مس طبیعی در باتلاق‌ها و مرداب‌های عهد حاضر. قابل توجه است بیشتر کانه‌زایی مس طبیعی معمولاً در سنگ‌های مافیک می‌باشد، بهترین مثال از این نوع کانه‌زایی را می‌توان نواحی دریاچه سوپریور در آمریکا نام برد.

بر اساس مطالعات Cornwall, (1956) منشاء طبیعی این مس‌ها طبیعی می‌تواند، ۱- ته‌نشینی از محلول‌های گرمابی فاقد سولفیدی در سنگ‌های شامل اکسید فریک، ۲- ته‌نشینی از محلول‌های سیالات گرمابی و یا ماگمایی با میزان بسیار پایین سولفور، ۳- ته‌نشینی از محلول‌های گرمابی کلریتی و یا جوی در حضور کلسیت، پره‌نیت و یا زئولیت و ۴- ته‌نشینی از محلول‌های گرمابی نمک‌های آهن‌دار است.

۶-۸-۱-۱- کانسارهای تیپ کویناو یا میشیگان

در این تیپ کانسار که در شبه جزیره کویناو (میشیگان شمالی) به وفور یافت می‌شود، کانه مس طبیعی کانه اصلی است و کالکوسیت و دیژنیت به طور فرعی حضور دارند. در این کانسار ماده معدنی در درون سنگ‌های بازالت تولیتی حفره‌دار و در لایه‌های کنگلومرا که بین فوران‌های بازالتی قرار دارند، پراکنده است. معمولاً اندازه دانه‌های مس در حد میلی‌متر است و رگه‌های حاوی آن توده را قطع می‌کند. مس همراه نقره بوده که نشان دهنده پایین بودن فشار مؤثر گوگرد است. وجود کانی‌های کلریت، اپیدوت، پره‌نیت، پومپیلیت و زئولیت و غالب بودن کانسارسازی رگه‌ای بجای جانشینی، حاکی از شرایط فشار و درجه حرارت پایین است. در اثر دگرگونی درجه پایین (در حد

رخساره ژئولیتی) گدازه‌های بازالتی، مس و سایر مواد آزادشده، درون حفرات قرار می‌گیرند. گفته می‌شود این کانسار معادل بیرونی کانسارهای مس پورفیری است (Alexander C., 1974).

۶-۸-۲- کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین

مطالعات صورت گرفته بر روی مغزه‌های حفاری AK2 و AK3 در کانسار گرماب پایین نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۴) که بیشتر کانه‌زایی مس طبیعی در عمق‌های بین ۳۵ الی ۷۵ متر قرار دارد. سنگ-میزبان کانه‌زایی، آندزی‌بازالت و تراکی‌آندزیت است و عمده دگرسانی‌ها شامل انواع کلریتی، ژئولیتی و کلسیتی است (شکل ۴-۲۹). بافت و ساخت ماده معدنی نیز به صورت رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده در متن سنگ است (شکل ۴-۱۵ و شکل ۵-۷). از نظر زمانی، کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین، به صورت دیرزاد و جدای از کانه‌زایی سولفید توده‌ای بوده است. این رخداد، در اثر دگرسانی کلریتی (و شاید پروپلیتی) حاکم بر توالی آتشفشانی-رسوبی ایجاد شده و موجب خارج شدن عنصر مس از درون شبکه سیلیکات‌ها و سپس حمل آن به صورت Cu^{2+} توسط محلول‌های گرمابی به بخش‌های بالایی شده است. در ادامه، به دلیل پایین بودن فوگاسیته گوگرد و احیایی بودن محیط، باعث تشکیل مس طبیعی Cu^0 در توالی آتشفشان-رسوبی کانسار شده است.

۶-۹- شیمی کانی‌ها بر اساس روش الکترون پروپ (EPMA)

۶-۹-۱- مقدمه

در میکروسکوپ نوری شاید بتوان با تغییر انحنای (تعقر و تحدب) سطح عدسی‌ها و تعداد آن‌ها بزرگنمایی تصاویر را به هر مقدار زیاد کرد اما به علت بلند بودن طول موج نور، عملاً تصاویر در بزرگنمایی‌های بالای ۲۰۰۰ برابر وضوح خود را از دست می‌دهند. منظور از وضوح، کمترین فاصله بین دو نقطه است که بتوان آن‌ها را با دیدن از هم تفکیک کرد.

اساس کار EPMA بمباران الکترونی حجم بسیار کوچکی از نمونه توسط یک تفنگ الکترونی با انرژی بین ۵ تا ۳۰ کیلو الکترون ولت و اندازه‌گیری میزان فتون‌های X-Ray ساطع شده توسط نمونه می‌باشد. از آنجایی که طول موج X-Ray ساطع شده، مشخصه عنصر معینی می‌باشد، ترکیب نمونه به سادگی توسط ثبت اسپکترومهای WDS شناسایی می‌گردد.

میکروپروپ روشی تمام کیفی و تمام کمی است که قادر است بدون تخریب نمونه، از حجم بسیار کوچکی (در حد میلی متر) از نمونه با حساسیت حدود ppm آنالیز بگیرد. این دستگاه را می‌توان در مقایسه با دیگر میکرو آنالیزها به عنوان دستگاهی که قادر است آنالیز با دقت و صحت بالاتری ارائه دهد، معرفی نمود. همچنین تمام عناصر جدول تناوبی از Be تا U قابل اندازه‌گیری می‌باشند.

۶-۹-۲- هدف و ضرورت انجام مطالعه

هنگام مطالعه مقاطع صیقلی کانسار، در مقاطع شماره‌های AK2-32 و G36 به یک سری کانی با خواص فلزی برخوردیم، که شناسایی آن‌ها با استفاده از میکروسکوپ‌های نوری و روش‌های اپتیکی غیر قابل‌شناسایی بود. از طرفی به دلیل محتوای بسیار پایین این کانی‌ها در مقاطع صیقلی و شباهت بسیار زیاد خواص نوری این کانی‌ها با کانی‌های همانند سولفاسالت نقره دار، امکان شناسایی آن‌ها به روش XRD غیر ممکن است. اما با روش EPMA می‌توان این مشکل را تا حد زیادی حل نمود. همچنین به دلیل بالا بودن میزان دگرسانی و همراهی بسیار بالای مس‌های طبیعی با دگرسانی کلریتی و ارتباط این دو باهم، اقدام به نمونه‌برداری از قسمت کم‌پایین کانسار در عمق ۶۷ متری شده است و با استفاده از روش EPMA اقدام به بررسی تغییرات میزان Fe, Mg در کانی‌های کلریتی پرداخته شد.

۶-۹-۳- نتایج آنالیز EPMA

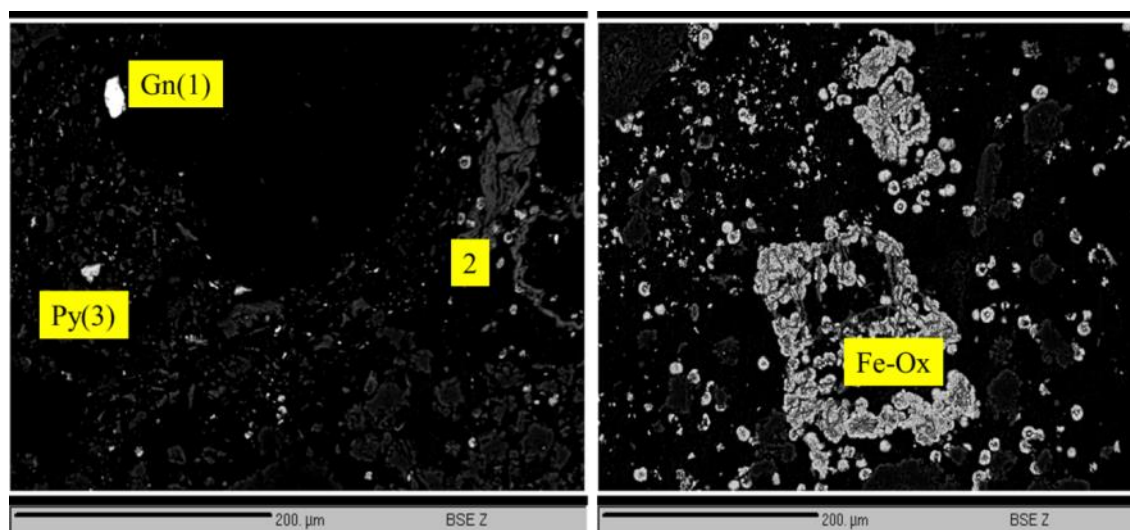
برای تشخیص ترکیب شیمیایی و شناسایی کانی‌های موجود در مقاطع G-36، Ak2-67، Ak2-32 به کمک دستگاه الکترون میکروپروپ مورد بررسی و مطالعه قرا گرفت که نتایج آنالیز این ۳ نمونه در زیر تفکیک می‌آید.

جدول ۶-۱۴: راهنمای علائم اختصاری و نشانه‌های روی اشکال

نام	علائم
پیریت	Py
کالکوپیریت	Cpy
سروزیت	Cer
گوتیت	Goet
اکسید آهن	Fe-Ox
سیلیس	Si
مسیر آنالیز	→
نقاط آنالیز	1-2

نمونه G-36

این نمونه مربوط به قسمت بالای کانسار می‌باشد و نمونه دستی آن به صورت قطعات برشی و خردشده با حفرات فراوان می‌باشد، جنس قطعات بیشتر چرتی و سیلیسی می‌باشد. مطالعات میکروسکوپی بر روی مقطع صیقلی این نمونه به یک سری کانی با خواص فلزی برخوردیم که شناسایی آن‌ها با میکروسکوپ نوری غیر قابل شناسایی بود، انجام آنالیز EPMA بر روی این نمونه منجر به شناسایی کانی‌های گالن، پیریت، اکسید آهن گردید (جدول ۶-۱۴ و جدول ۶-۱۵) (شکل ۶-۲۱).



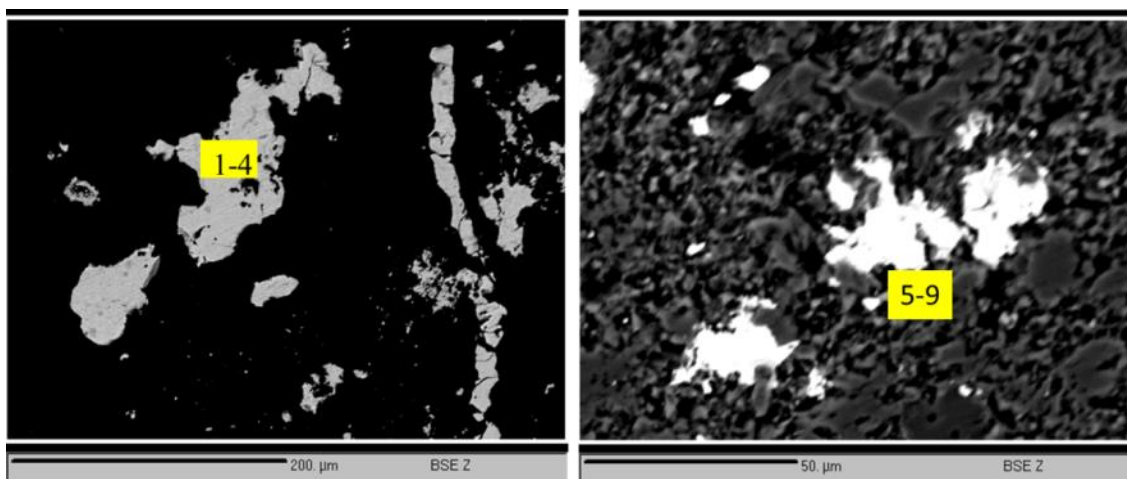
شکل ۶-۲۱: تصویر از مقطع G-36 به همراه نقاط آنالیزی بر روی آن (جدول ۶-۱۴ و ۶-۱۵).

جدول ۶-۱۵: نتایج آنالیز EPMA بر روی کانی‌های غیر قابل شناسایی مقطع G-36 (تمامی عناصر بر حسب ppm می-باشد).

Point.No	Name	Si	Ti	Mn	Fe	S	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	W	Au	Pb	Bi
1 / 1.	Ser	0.88	0	0	0.14	0	0	0.03	0.05	0.05	0	0	0.01	0	68.89	0
2 / 1.	Fe-Ox	0.83	0.27	0.01	63.89	0.1	0	0.03	0	0.01	0.05	0.01	0.03	0.02	0	0.52
3 / 1.	Py	0.97	0	0	46.23	51.79	0.01	0.02	0.01	0	0	0	0.08	0.04	0	0.19
4 / 1.	goet	4.42	0.22	0.01	45.51	0.02	0	0.01	0	0	0.04	0	0	0	0.07	0

نمونه Ak2-32

این نمونه از مغزه حفار Ak2 و در عمق ۳۲ متر برداشت گردیده است (شکل ۴-۱۴). مطالعات میکروسکوپی بر روی مقطع صیقلی این نمونه، همانند نمونه G-36 به یک سری کانی با خواص شبیه سولفاسالت‌ها برخوردیم که غیر قابل شناسایی بود، انجام آنالیز EPMA بر روی این کانی‌های منجر به شناسایی کانی‌های کالکوپیریت شد (شکل ۶-۲۲)، (جدول ۶-۱۶).



شکل ۶-۲۲: تصویر از مقطع Ak2-32 که آنالیز الکترون پروپ بر روی آن انجام شده است (جدول ۶-۱۶).

جدول ۶-۱۶: نتایج آنالیز EPMA برای مقطع Ak2-32 (تمامی عناصر بر حسب ppm می باشد).

Point.No	Name	Mn	Fe	S	Co	Cu	As	Mo	Ag	Sb	W	Bi
1 / 1.	کالکوپیریت	0.07	5.67	22.89	0	69.53	0	0	0	0	0	0
2 / 1.	کالکوپیریت	0.01	1.51	27.81	0.01	68.5	0	0	0.05	0	0	0.25
3 / 1.	کالکوپیریت	0	0.08	20.67	0	77.86	0	0	0.03	0	0	0
4 / 1.	کالکوپیریت	0.01	0.85	26.95	0	69.58	0	0	0	0.01	0.01	0.02
5 / 1.	کالکوپیریت	0	0.31	21.86	0	76.74	0	0	0.02	0	0	0.07
6 / 1.	کالکوپیریت	0.01	1.62	26.64	0	69.75	0	0	0.04	0	0	0
7 / 1.	کالکوپیریت	0	0.88	25.57	0	68.91	0	0	0.07	0.03	0	0
8 / 1.	کالکوپیریت	0.04	0.78	26.74	0	68.98	0	0	0.01	0	0.01	0.03
9 / 1.	کالکوپیریت	0.01	0.76	25.65	0	68.5	0	0	0	0	0.09	0
10 / 1.	کالکوپیریت	0.01	0.01	21.41	0	76.97	0.08	0	0	0	0	0

نمونه Ak2-67

کانی دیگری که توسط میکروپروپ مورد آنالیز قرار گرفت کلریت می باشد. کانی های کلریت مربوط به نمونه برداشته شده از مغزه حفاری Ak2 و از عمق ۶۷ متر می باشد (شکل ۴-۱۴)، که همراه با کانه زایی مس طبیعی می باشد (شکل ۴-۱۵ الف، ب). نمونه برداشته شده دارای بافت پورفیری و جنس آن تراکی آندزیت به شدت دگرسان شده می باشد.

بر اساس مطالعات Antonella Zane, Zdenek Weiss in Rendiconti Lincei, (1998) بر روی کلریت ها با استفاده از دستگاه EPMA، کلریت های موجود در سنگ را بر اساس نوع ترکیب شیمیایی کانی های کلریت (Fe-Mg-Al)، در سنگ میزبان دگرسان شده، به دو دسته تقسیم می شود.

دسته اول

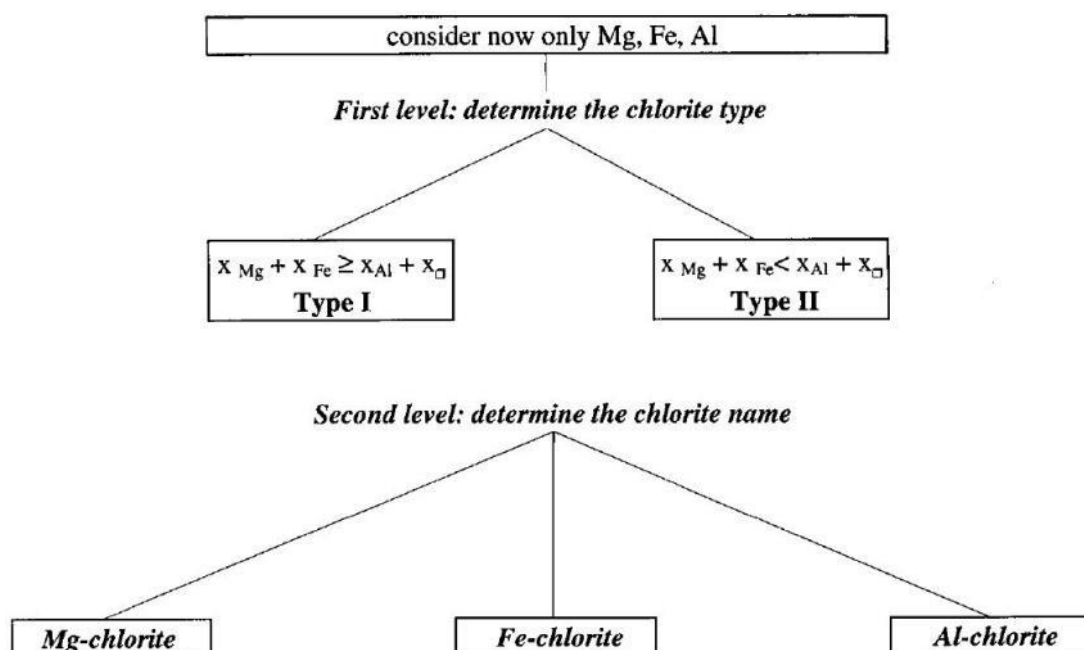
بر اساس میزان عناصر (Fe, Mg, Al)، در کانی های کلریت به دو تیپ (TypeI, TypeII) تقسیم می شوند (شکل ۶-۲۳).

TypeI, Where $X_{Mg} + X_{Fe_{tot}} > X_{Al}$

TypeII, Where $X_{Mg} + X_{Fe_{tot}} < X_{Al}$

دسته دوم

این دسته هم بر اساس میزان عناصر (Fe, Mg, Al)، به سه نوع کلریت منیزیم دار، کلریت های آهن دار و کلریت های آلومینیوم دار تقسیم بندی می شود (شکل ۶-۲۳).



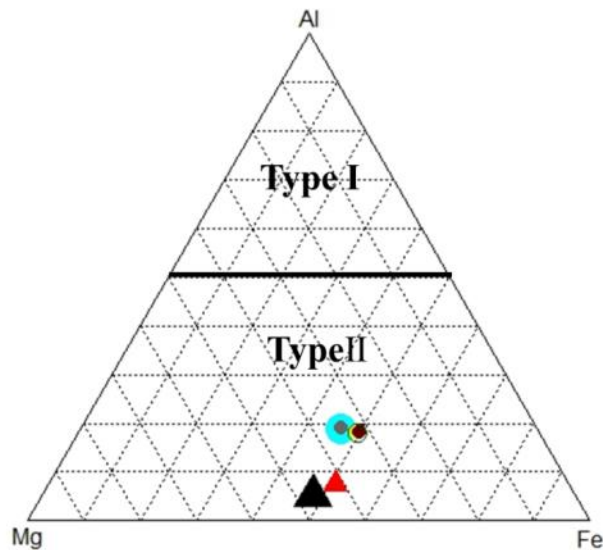
شکل ۶-۲۳: چارت پیشنهادی برای تقسیم بندی کلریت ها بر اساس میزان عناصر (Fe, Mg, Al).

جدول ۶-۱۷: نتایج آنالیز EPMA برای مقطع Ak2-67 (واحد اندازه‌گیری به درصد % می‌باشد).

Point.No	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂
1 / 1.	0.32	0.03	14.25	19.97	0.33	11.39	1.75	51.43	0.38
2 / 1.	0.29	0.01	13.25	19.76	0.35	12.59	2.67	49.77	0.54
3 / 1.	0.07	0.41	18.51	0.27	0.46	19.68	11.54	36.77	0
4 / 1.	0.1	0.51	17.7	0.26	0.46	18.61	10.79	37.8	0
5 / 1.	0.22	0.78	17.81	0.3	0.48	18.48	10.86	36.65	0.02
6 / 1.	0.06	0.38	19.47	0.24	0.49	19.83	11.85	37.72	0.01
7 / 1.	0.03	0.39	18.25	0.37	0.52	21.33	11.48	35.87	0.03
8 / 1.	0.06	0.45	19.14	0.27	0.44	19.8	11.94	37.05	0.02
9 / 1.	0.05	0.36	17.51	0.36	0.52	21.14	11.41	35.22	0.02
10 / 1.	0.04	0.25	18.16	0.29	0.54	21.76	11.55	35.15	0

مطالعات صورت گرفته‌شده بر روی مغزه‌های حفاری در کانسار گرماب پایین نشان می‌دهد، در اثر صعود سیالات کانه‌دار داغ از طریق گسل‌های همزمان با ولکانیسم کف دریا و واکنش این سیالات کانه داغ با سنگ‌های میزبان به تغییر و تحولاتی منجر شده که موجب کانه‌زایی و دگرسانی گرمابی در حد کلریتی و زئولیتی شده است.

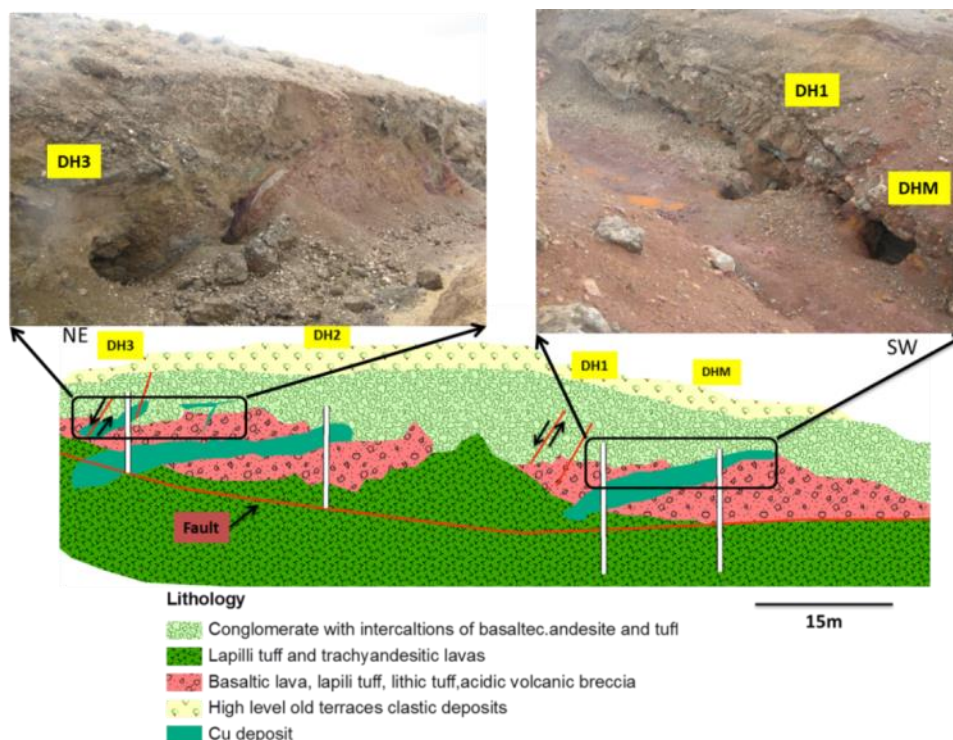
انجام آنالیز میکروپروب (EPMA) بر روی کلریت‌های نمونه Ak2-67 و پلات داده‌ها بر روی مثلث (Bailey, 1980) نشان می‌دهد تمامی کلریت‌ها در قسمت تیپ II، و در زمره کلریت‌های غنی از آهن و منیزیم جای می‌گیرند (شکل ۶-۲۴)، (جدول ۶-۱۷). در هر حال غنی بودن کلریت‌ها از آهن یک از ویژگی‌های بارز کلریت‌های مورد مطالعه می‌باشد که با ویژگی ماهیت کلی سنگ‌های کمرپایین سولفیدهای توده‌ای سازگار است.



شکل ۶-۲۴: تعیین ترکیب کلریت ها (Bailey, 1980) که موقعیت تمامی کلریت ها در تیپ ۲ و غنی از آهن و منیزیم می باشد.

۶-۱۰- ژئوشیمیایی کانه زایی مس به صورت ثانویه در قسمت جنوبی کانسار.

کانه زایی در این قسمت از کانسار بیشتر به صورت مالاکیت و کوپریت با بافت رگه-رگچه ای در داخل برش های سنگ های آتشفشانی و کنگلومرای ها دیده می شود (شکل ۵-۸ و شکل ۵-۹). همان طور که در قسمت قبلی در مورد پیدایش مس طبیعی گفته شد، این کانه زایی از نظر منشائی مرتبط با سیالات کانه داری است که بر اثر دگرگونی تدفینی در حد رخساره زئولیتی به وجود آمده و باعث کانه زایی مس طبیعی در آندزیت های و احتمالاً در برش های سنگ های آتشفشانی و کنگلومرای ها شده است، و در ادامه تأثیر سیالات جوی در شمال شرق اسبکشان موجب اکسید شدن مس های طبیعی و تبدیل آن ها به کانی های ثانویه مس (مالاکیت و کوپریت) شده است. ناگفته نماند بالاترین میزان مس مربوط به این قسمت از کانسار می باشد با حدود ۴ درصد و مقدار میانگین مس در این قسمت از کانسار حدود ۱ درصد می باشد (گزارش اکتشافی شرکت زمین شناسی محکم کار، ۱۳۸۶).



شکل ۶-۲۵: نمایی از چاه‌ها و تونل‌های استخراجی مس در قدیم که در راستای افق معدنی و در جهت شیب کانی سازی.

تونل قدیمی (DHM)

این تونل در عمق ۸/۵ متر از سطح زمین و به طور افقی نیز ۸ متر در امتداد افق کانی سازی به داخل کنگلومرای‌ها و برش‌های ولکانیکی حفر شده است (شکل ۶-۲۵). ضخامت ماده معدنی در این تونل حدود ۵۰ سانتی متر می‌باشد که بیشتر شامل مالاکیت و کوپریت می‌باشد، انجام آنالیز ICP-MS بر روی نمونه برداشت شده از حاشیه رگه کانی‌سازی نشان می‌دهد که دارای آهن و آرسنیک بالایی می‌باشد (جدول ۶-۱۸).

جدول ۶-۱۸: داده‌های آنالیز ICP-MS برای نمونه‌های برداشت شده از تونل قدیمی (DHM) (داده از شرکت زمین-شناسی محکم کار، ۱۳۸۶).

عناصر بر حسب گرم بر تن (PPm) - طلا (PPb)								
Cu	Au	Ag	Pb	Zn	Sb	Fe	As	Mn
167	1.5	0.1	7	70	1.4	23.97%	848	44

چاهک قدیمی (DH1):

این چاهک با زاویه قائم و تا عمق ۱۶ متر حفر گردیده است. کانی‌زایی با شیب ۵۰ درجه به سمت جنوب و با امتداد شرقی - غربی دیده می‌شود ضخامت واقعی معدنی افق معدنی نیم متر تا یک متر در عمق است (شکل ۶-۲۵ و شکل ۶-۲۶). نمونه از این چاهک به روش کانالی از روی رگه مالاکیته برداشت شده است، و طبق انتظار دارای درصد بالایی مس می‌باشد (جدول ۶-۱۹)



شکل ۶-۲۶: نمایی از رگه کانه‌دار مس (مالاکیته) به همراه اگزالیته‌ها و شیب این رگه، که حفاری قدیمی بیشتر در راستای این رگه بوده است.

جدول ۶-۱۹: داده‌های آنالیز ICP-MS برای نمونه‌های برداشت‌شده از تونل قدیمی (DH1) (داده از شرکت زمین-شناسی محکم کار، ۱۳۸۶).

عناصر بر حسب گرم بر تن (PPm) - طلا (PPb)								
Cu	Au	Ag	Pb	Zn	Sb	Fe	As	Mn
3574	2.9	0.1	5	490	0.5	4.44%	255	31

چاهک قدیمی (DH2):

این چاهک تا عمق ۲۲ متری حفر گردیده و ضخامت واقعی افق معدنی یک متر بوده (شکل ۶-۲۵). نمونه برداشت شده مربوط به قسمت حاشیه رگه مالاکیتی است و دارای ۰/۴ درصد مس می باشد (جدول ۶-۲۰).

جدول ۶-۲۰: داده های آنالیز ICP-MS برای نمونه های برداشت شده از تونل قدیمی (DH2) (داده از شرکت محکم کار، ۱۳۸۶).

عناصر بر حسب گرم بر تن (PPm) - طلا (PPb)								
Cu	Au	Ag	Pb	Zn	Sb	Fe	As	Mn
4122	5.3	0.2	9	608	1.6	12.5%	407	290

چاهک قدیم (DH3):

این چاهک که ابتدا به شکل تونلی و سپس عمودی و تا عمق ۱۳ متری حفر گردیده است. این چاهک در کنتاکت گسل به طرف عمق زده شده است. ضخامت واقعی افق معدنی در نزدیکی سطح یک متر بوده و در عمق تا ضخامت ۴ متر می رسد و متوسط ضخامت به دو متر می رسد (شکل ۶-۲۲ و شکل ۶-۲۷). میزان مس در این چاهک به حدود ۰/۹ درصد می رسد (جدول ۶-۲۱).

جدول ۶-۲۱: داده های آنالیز ICP-MS برای نمونه های برداشت شده از تونل قدیمی (DH3) (داده از شرکت زمین شناسی محکم کار، ۱۳۸۶).

عناصر بر حسب گرم بر تن (PPm) - طلا (PPb)								
Cu	Au	Ag	Pb	Zn	Sb	Fe	As	Mn
9633	80	0.2	10	328	4.5	20.99%	336	314



شکل ۶-۲۷: نمایی از چاهک حفاری (DH3) که کانه زایی به صورت نامتقارن در کمرباین گسل تشکیل شده است.

۶-۱۱- سیالات درگیر

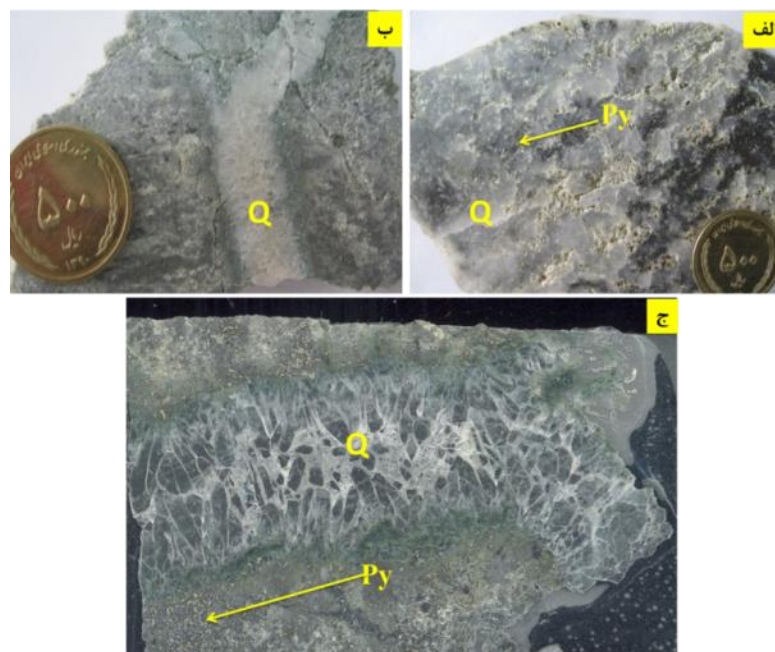
۶-۱۱-۱- مقدمه

بلورهای کامل در طبیعت ناشناخته هستند و اعتقاد بر این است که رشد بلورهای ایده‌آل بدون عیب و نقص، حتی تحت شدیدترین شرایط آزمایشگاهی، غیر ممکن است. نقص‌های بلورها از نقص‌های نقطه‌ای در مقیاس اتمی تا نقص‌های بزرگ مقیاس متغیر است. این نقص‌ها به شکل مایعات، جامدات و بخارات به دام افتاده در داخل کانی‌ها دیده می‌شود. مطالعات سیالات درگیر به‌ویژه در زمینه ژنز کانسنگ از اهمیت به خصوصی برخوردارند و نقش با ارزشی در درک فعلی ما از حمل و ترسیب کانسنگ‌ها داشته‌اند (Roedder, 1979 a). ده کانی اصلی که در آن‌ها انکلوژیون‌ها به طور رایج گزارش شده‌اند، عبارت از ۱- کوارتز ۲- فلوریت ۳- هالیت ۴- کلسیت ۵- آپاتیت ۶- دولومیت ۷- اسفالریت ۸- باریت ۹- توپاز ۱۰- کاسیتريت می‌باشد. این کانی‌ها تقریباً شامل فراوان‌ترین کانی‌های شفاف و کانی‌های باطله همراه کانسارهای گرمابی هستند (Roedder, 1979 a). یکی از اساسی‌ترین لازمه‌های مطالعات نوری بر روی انکلوژیون‌ها این است که این کانی‌ها شفاف بوده و رنگ روشن داشته باشند. از لحاظ ژنتیکی، سیالات درگیر به سه دسته تقسیم می‌شوند: ۱- سیالات درگیر اولیه که در

زمان رشد و تشکیل بلور میزبان تشکیل شده‌اند. ۲- سیالات درگیر ثانویه که بعد از تشکیل و رشد بلور میزبان تشکیل می‌شوند. ۳- سیالات درگیر ثانویه کاذب که ضمن مرحله‌ای از رشد بلور در شکستگی‌های موجود در بلور تشکیل و در مراحل بعدی رشد پوشیده می‌شوند (Rodder, 1976; Bodnar and Vityk, 1994) در تحقیق حاضر، مطالعه سیالات درگیر به‌عنوان یک روش تحقیقی جهت شناسایی ترکیب سیالات گرمابی مرتبط با کانه‌زائی مس و نیز بررسی شرایط دما و فشار این سیالات و فرایندهای نهشت کانسنگ به منظور پاسخ گوئی به سؤالات اساسی در رابطه با ژنز کانسار مس گرماب پایین انجام گرفته است. در این مطالعه از کانی شفاف کوارتز، رخساره استرینگر جهت مطالعه سیالات درگیر استفاده شده است.

۶-۱۱-۲- نمونه برداری و آماده سازی نمونه‌ها

جهت تکمیل مطالعات زمین شناسی و پتروژنز کانسار گرماب پایین، تعداد ۳ نمونه از رگه-رگچه‌های سیلیسی- سولفیدی قسمت کمرباطین کانسار انتخاب و مقطع صیقلی دو بر پولیش تهیه شد (شکل ۶-۲۸).



شکل ۶-۲۸: الف- ب- ج) تصویری از رگه-رگچه‌های سیلیسی- سولفیدی، جهت مطالعات سیالات درگیر.

مطالعات ترمومتری سیالات درگیر در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به کمک Stage:THMS600 گرم‌کننده و منجمدکننده با مدل Linkam که بر روی میکروسکوپ ZEISS نصب است صورت گرفت، دامنۀ حرارتی دستگاه 196- تا 600+ درجه سانتی‌گراد است همچنین این دستگاه 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) است. کالیبراسیون Stage در گرمایش با دقت ± 0.6 درجه بوده که با نیترات سزیم با نقطه ذوب 414 درجه صورت پذیرفت و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه و با ماده استاندارد آن - هگزان (n-Hexane) با نقطه ذوب 94.3- درجه سانتیگراد انجام گرفت.

جهت کالیبراسیون دستگاه از استانداردهای زیر استفاده گردید

کالیبراسیون دستگاه با تلورانس: Heating: ± 0.6 , Freezing: ± 0.2 :

Heating: Cesium nitrate, melting point: +414°C

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

کالیبراسیون Stage در گرمایش با دقت ± 0.6 درجه بوده که با نیترات سزیم^۱ با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه صورت پذیرفت و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه و با ماده استاندارد آن - هگزان (n-Hexane) با نقطه ذوب ۹۴،۳- درجه سانتیگراد انجام گرفت.

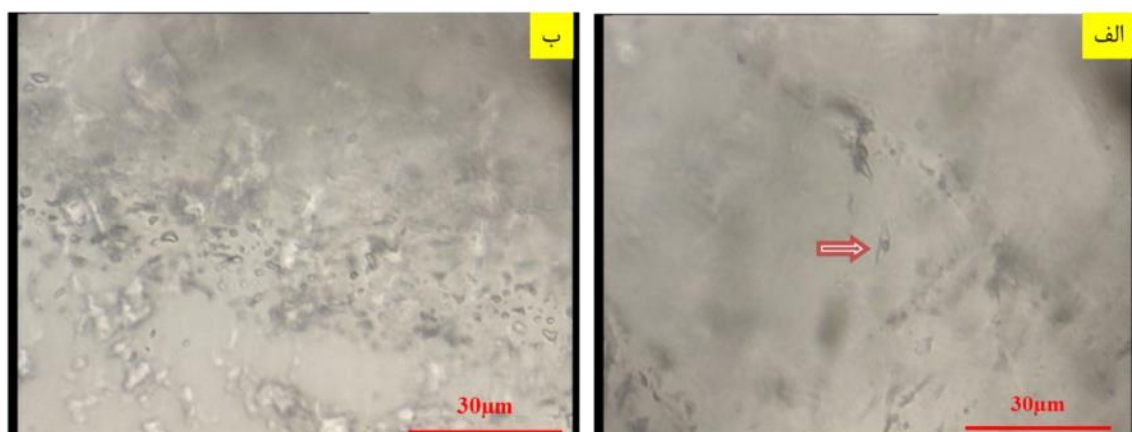
۶-۱۱-۳- پتروگرافی سیالات درگیر

مطالعه سیالات درگیر اولین گام در مطالعه سیالات درگیر بوده و اطلاعات مفید و ارزشمندی از شرایط به دام افتادن سیالات درگیر و تشکیل بلور از این مطالعات حاصل می‌شود. در مطالعه پتروگرافی، مشخصات نوری از قبیل شکل و اندازه سیالات درگیر، رده‌بندی ژنتیکی (اولیه، ثانویه، ثانویه کاذب)، محتویات سیالات درگیر (L+V+S)، نسبت V/L، نوع کانی دختر (با توجه به شکل

¹ Cesium nitrate

کریستالی و مورفولوژی ظاهری)، پدیده‌هایی مانند تراوش و دم بریدگی مورد بررسی قرار می‌گیرد. شکل سیالات درگیر تا حدودی به وسیله ساختمان بلوری کانسنگ میزبان کنترل می‌شود. سیالات درگیر ممکن است، شکل کامل بلور منفی را به خود بگیرند و یا کاملاً شکل نامنظم داشته باشند (Shelton and McMenamy, 2004).

در مطالعات پتروگرافی که صورت گرفته شد، فراوانی سیالات درگیر در نمونه‌های مورد مطالعه بسیار اندک بوده و سیالات درگیر مشاهده شده بیشتر از نوع ثانویه و به صورت تک فاز گاز است. این سیالات در ابعاد زیر سه میکرون و در اشکال کشیده و بی‌شکل هستند (شکل ۶-۲۹). سیالات درگیر دو فاز غنی از مایع هم به‌سختی و پراکنده یافت شده و به اشکال کشیده و بی‌شکل هستند.



شکل ۶-۲۹: الف- سیالات درگیر دو فازی (LV) متشکل از فاز گاز (V) و مایع آبگین (L) بزرگنمایی ۸۰۰ برابر، ب- سیالات درگیر ثانویه ریز.

۶-۱۱-۴- مطالعات دماسنجی سیالات درگیر

بررسی میکروترومتری عبارت از مطالعه غیر مخرب مقطع مورد نظر برای تعیین دمای ذوب اولیه (Tm2-Ice)، دمای نهایی ذوب قطعه یخ (TM2-Ice)، دمای همگن شدن، میزان شوری و ترکیب سیالاتی که کانی میزبان از آن‌ها ساخته شده است، توسط عملیات سرد کردن و گرم کردن انجام می‌پذیرد. هدف از این کار پی بردن به میزان املاح یا اصطلاحاً درجه شوری محلول می‌باشد. جهت انجام این عملیات، ابتدا سیال درگیر را تا دمای ۱۱۰- سانتی گراد سرد می‌کنیم تا سیال کاملاً منجمد

شود. سپس یا یک‌روند آهسته، حرارت دمای اتاق حاوی نمونه را افزایش می‌دهیم. پس از مدتی، سیال از حالت جامد خارج شده و یخ شروع به ذوب شدن می‌نماید. اولین قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارت دیگر اولین دمای ذوب شدن می‌نمایند، دمای یوتکتیک (TE) نامیده می‌شود و مقدار آن با نوع کاتیون‌های حل شده در مایع ارتباط دارد. با ادامه گرم کردن، بلورهای یخ ذوب می‌شوند تا جایی که آخرین بلورهای یخ نیز از بین برود. دمائی که در آخرین بلور یخ ذوب می‌شود، دمای ذوب نهایی یخ (Tmice) اطلاق. بر حسب این دما، میزان شوری سیال به دست می‌آید. تعیین میزان شوری برای دماهای ذوب یخ بالاتر از -21°C به طور مستقیم با استفاده از نمودارها و جداولی که توسط (Bodnar and Vityk, 1994) ارائه شده است، قابل اندازه‌گیری است.

هدف از حرارت دادن سیالات درگیر، همگن کردن فازهای تشکیل‌دهنده یک سیال درگیر می‌باشند. دمای همگن شدن، یعنی دمایی که تمامی فازهای جامد و مایع نمونه به صورت محلولی همگن درآید. این دما معرف حداقل درجه حرارت تشکیل کانسار خواهد بود. در انجام این بخش از مطالعات، اندازه‌گیری‌ها توسط سیستم لینکام مدل HFS با کنترل کننده حرارتی ۹۲TMS ساخت کشور آلمان انجام شده است. مطالعات پتروگرافی میانبارها با بزرگنمایی‌های ۵۰۰، ۶۲۵ و ۸۰۰ انجام گردیده است. حرارت سنجی صورت گرفته شده بر روی سیالات درگیر، به‌ویژه در انجماد، اولین و آخرین نقطه ذوب یخ به‌خوبی مشخص نبود ولی آخرین نقطه ذوب یخ در محدوده ۵/ تا ۲- درجه سانتی گراد مطابق با شوری به ترتیب ۶/ تا ۳/۳۹ درصد وزنی NaCl به دست آمد (Steele et al., 2011). دمای همگن شدن (Th) در یک مورد ۲۵۴ درجه سانتی گراد بود که در این حالت، حباب بخار به فاز مایع همگن شد.

فصل، مضموم

نتیجہ گیری، الگوی تشکیل، تیپ کا نہ زائی

وہ شہادات اکتشافی

۷- فصل هفتم: نتیجه‌گیری، الگوی تشکیل، تیپ کانه زایی و پیشنهادات اکتشافی

۷-۱- مقدمه

کانه‌زایی مس- نقره در منطقه گرماب پایین در مجموعه آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین و در زیر پهنه سبزوار رخ داده است. به دلیل قرارگیری این کانسارها در منطقه حفاظت‌شده خارتوران تاکنون کارهای تحقیقاتی کمی در این منطقه انجام شده است، که از این میان می‌توان به مطالعات زمین‌شناسی مربوط به تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مری- اسبکشان (کهنسال، ۱۳۸۶) توسط سازمان زمین‌شناسی کشور و گزارش اکتشافی کانسار گرماب پایین توسط شرکت زمین‌شناسی محکم کار (۱۳۸۶) اشاره نمود که از این کانسار به‌عنوان یک چند فلزی (کانسار پلی متال) نام برده است. همچنین کانسار اسبکشان نیز تا سال ۱۳۷۶ به عنوان یک کانسار کائولن مورد بهره‌برداری قرار گرفته است اما از آن تاریخ تاکنون هیچ گونه بهره‌برداری صورت نگرفته است.

در این فصل بر مبنای نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی (پتروگرافی و کانی‌شناسی) و داده‌های حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی و سیالات درگیر و ...، ابتدا به بررسی شواهد جهت معرفی این نوع کانه‌زایی‌ها به عنوان کانسارهای سولفید توده‌ای پرداخته، سپس در ادامه به ارائه الگو و مدل تشکیل برای این نوع کانه‌زایی‌ها و نهایتاً جهت مشخص کردن تیپ کانه‌زایی اقدام به مقایسه آن‌ها با تیپ‌های کانه‌زایی مشابه در جهان پرداخته و در آخر هم پیشنهاداتی جهت کارهای اکتشافی و تحقیقات تکمیلی بعدی ارائه گردیده است.

۷-۲- شواهد ژنتیکی حاصل از مطالعات انجام شده بر روی کانسار مس-نقره گرماب پایین و

اسبکشان

معرفی نوع کانه‌زایی کانسار مس - نقره گرماب پایین و کانسار کائولن اسبکشان به عنوان یک کانسار سولفید توده‌ای بر اساس یک سری مشاهدات و مطالعات زمین‌شناسی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی می‌باشد (که در فصل‌های قبل به طور مفصل در مورد آن‌ها بحث شد)، و شامل:

۱-رخساره‌های کانه‌دار و کانه‌زایی در کانسار گرماب پایین عبارت از

الف- رخساره رگه-رگچه‌ای

این رخساره، در کانسار گرماب پایین به شکل شبکه‌ای از رگه - رگچه‌های کانه‌دار قطع کننده سنگ میزبان دیده می‌شود. شبکه رگه- رگچه‌ای نامنظم بوده (شکل ۷-۸، ج) و از کانی‌های اولیه پیریت (۳۵ درصد)، کالکوپیریت (۵ درصد) و مگنتیت (۲ درصد)، به همراه کوارتز (۵۸ درصد) تشکیل شده است. در کانسار گرماب پایین، رخساره رگه - رگچه‌ای سیلیسی- سولفیدی، بلافاصله در زیر بخش توده‌ای چینه‌سان قرار گرفته و بیشتر کانه‌زایی آن را پیریت و کالکوپیریت تشکیل می‌دهد. همچنین، در این رخساره رگه- رگچه‌ای، فرایند برشی شدن، هم در مقیاس نمونه‌دستی و هم در مقیاس میکروسکوپی دیده می‌شود و در آن، کانی‌های سولفیدی، اطراف قطعات سنگ میزبان را در برگرفته‌اند (شکل ۴-۶ و شکل ۴-۸). لازم به ذکر است این رخساره در کانسار اسبکشان به دلیل دگرسانی شدید آرزلیتی به صورت محدود دیده می‌شود (شکل ۴-۲۱). این نتیجه‌گیری بر اساس مطالعات صورت گرفته شده در رخساره‌های مشابه در کانسارهای نظیر (Windy Craggy, Brunswick, Flin Flon) که حاکی از عبور سیال کانه‌ساز از این مجاری و دگرسانی سنگ درونگیر در اطراف رگه - رگچه ها می‌باشد (Peter et al., 2007; Wayne et al., 2003; Galley et al., 2007; Galley et al., 1999). در کانسارهای Windy Craggy، کانسار بواتات، چاه گز، مس نوده سبزوار هم در رخساره رگه-رگچه ای فرایند برشی شدن به وضوح دیده می‌شود (Peter et al., 1999)، موسیوند و همکاران (۱۳۸۲، موسیوند و همکاران ۱۳۸۹).

ب - رخساره توده‌ای- نیمه توده‌ای

در اغلب کانسارهای سولفید توده‌ای از جمله کانسار گرماب پایین، بیشترین میزان ذخیره در رخساره توده‌ای-نیمه توده ای قرار دارد (Solomon et al., 2008). این رخساره در کانسار گرماب پایین به

طور غالب شامل سولفید توده‌ای تا نیمه توده‌ای با بافت فرامبوئیدال (دانه تمشکی) است (شکل ۴-۸)، (در صورتی که در کانسار اسبکشان این رخساره به دلیل حجم بالای دگرسانی دیده نمی‌شود) بافت فرامبوئیدال بر اساس مقایسه با کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد امروزی می‌تواند بیانگر کانه‌زایی اولیه برون‌دمی باشد (Hannington et al., 1995). از دیگر ویژگی‌های جالب توجه در این رخساره می‌توان به واکنش سیالات سولفیدار با سولفیدهای تشکیل‌شده در مراحل قبل اشاره کرد که باعث به وجود آمدن پدیده‌ای به نام پالایش پهنه‌ای شده است، این پدیده باعث بالا رفتن میزان عیار نقره و طلا و همچنین سبب ضخیم شدگی رخساره کانسنگ توده‌ای شده است. پالایش پهنه‌ای در کانسارهای سولفید توده‌ای سرگز، Windy Craggy, finlasysen Lake, Yaman-Kesy، و چاه گز نیز گزارش شده است (Badrzadeh et al., 2011; Peter et al., 1999; Maslennikov et al., 2008; Matthews et al., 2008). با توجه به شواهد موجود در این رخساره، می‌توان نتیجه گرفت که این رخساره شباهت زیادی با رخساره توده‌ای در کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد دارد (شکل ۷-۸، ج).

ج- رخساره لایه‌ای

این رخساره در کانسار گرماب پایین شامل، لایه‌ها و لایه‌های نازک سولفیدی است که به شکل هم-ساز با لایه‌بندی (چینه‌سان)، در داخل واحد سیلتستونی (شکل ۴-۱۱) و در کانسار اسبکشان لایه‌های سولفیدی همراه با واحد شیلی گسترش دارد (شکل ۴-۲۲). سولفیدها در این رخساره، غالباً به صورت لایه‌بندی، نواری، دانه پراکنده و عدسی حضور دارند. پیریت کانی اصلی در این رخساره است و میزان آن به طور میانگین (۱۰ درصد) است. ساخت‌های رسوبی این رخساره شامل، لایه‌ها و نوارهای سولفیدی هستند این ساختمان‌های رسوبی همراه سولفیدها، نشانگر همزمان بودن تشکیل لایه‌های سولفیدی با ته‌نشست سنگ میزبان (همزادی) است. برخی از لایه‌های سیلتستونی، دارای

چندین تناوب از لامینه‌های سولفیدی هستند. چنین لامینه‌هایی در کانسار سولفید توده‌ای بوانات (Mousivand et al, 2007). نیز گزارش شده است (شکل ۷-۸، ج).

- کانی‌شناسی در کانسار گرماب پایین، کانی‌های اولیه شامل: پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت و مس طبیعی و کانی‌های ثانویه شامل کوولیت، مالاکیت، کوپریت و اکسیدهای آهن و منگنز می‌باشد (شکل ۵-۱۳، شکل ۵-۱۴، شکل ۵-۸، شکل ۵-۹ و شکل ۵-۱۰) و در کانسار اسبکسان کانی‌های اولیه شامل پیریت و مگنتیت می‌باشد (شکل ۴-۲۱، ج، د و شکل ۴-۲۲، د، ه، ز).

- کانسنگ در کانسار گرماب پایین دارای ساخت و بافت‌های لایه‌ای، دانه پراکنده، نواری و لامینه، توده‌ای و رگه-رگچه ای می‌باشد (شکل ۵-۱۲، شکل ۵-۱۵ و شکل ۵-۱۶). در کانسار اسبکسان نیز ساخت و بافت لایه‌ای، دانه پراکنده و رگه-رگچه‌ای دیده می‌شود.

۲- محیط زمین‌شناسی تهنشست

بررسی‌های صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی نشان می‌دهد محیط نهشت کانسار گرماب پایین و اسبکشان در منطقه مورد مطالعه در یک محیط عمیق بوده است. از جمله شواهدی که نشان دهنده عمیق بودن محیط در زمان تهنشست است عبارت از،

۱- مطالعات میکروسکوپی رخساره لایه‌ای کانسار نشان می‌دهد جنس سنگ میزبان تشکیل دهنده این رخساره سیلتستون می‌باشد که لامینه‌های پیریتی همزمان با تهنشست این رسوبات تشکیل شده است، که این خود نشان دهنده عمیق بودن محیط تشکیل کانسار می‌باشد.

۲- از شواهد دیگری که نشان می‌دهد محیط تشکیل کانسار گرماب پایین و اسبکشان یک محیط عمیق بوده است می‌توان به فسیل‌های گلوبوترونکانادار در آهک‌های پلاژیک اشاره کرد که عمیق بودن محیط تشکیل را تأیید می‌کند (شکل ۳-۲۰).

۳- نوع سنگ میزبان و همراه

- نوع سنگ میزبان کانه‌زایی مس در کانسار گرماب پایین شامل آندزیت بازالیت، تراکی آندزیت به همراه آهک‌های پلاژیک به صورت بین لایه‌ای می‌باشد (شکل ۴-۲) و در کانسار کائولن اسبکشان بیشتر شیل، بازالیت، آندزیت، داسیت و آهک‌های پلاژیک می‌باشد (شکل ۴-۱۹). از نظر رخداد زمانی همگی این سنگ میزبان‌ها مربوط به توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین است.

۴- دگرسانی همراه

بر اساس مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و نتایج آنالیز XRD تعدادی از نمونه‌های برداشت شده از پهنه‌های دگرسانی در کانسار مس-نقره گرماب پایین و اسبکشان به ترتیب می‌توان گفت غالب دگرسانی در توالی آتشفشانی-رسوبی گرماب پایین به طور عمده بیشتر دگرسانی کلریتی نوع Fe و Mg دار و به میزان کمتر سریسیتی و سیلیسی است، بیشتر دگرسانی کلریتی و سیلیسی در کمربین کانسار مشاهده می‌شود و دگرسانی سریسیتی به میزان کمتر در کمربالای کانسار دیده می‌شود. بنا به نظر (Galley, 2007) کلریتی شدن یکی از مهم‌ترین پدیده‌هایی است که در اثر محلول‌های گرمابی غنی از Fe و Mg ایجاد می‌شود و در اثر این فرایند سنگ ظاهری سبز رنگ پیدا می‌کنند. در کانسارهای سولفید توده‌ای بخش مرکز کانه‌زایی دارای دگرسانی کلریت غنی از Fe و دگرسانی سیلیسی می‌باشد در حالی که بخش حاشیه‌ای دارای کلریت های غنی از Mg و سریسیت می‌باشند (Frankelin et al., 2005). وجود بخشی از دگرسانی کلریتی مربوط به حضور کانی‌های مافیک از جمله بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن می‌باشد و این کانی‌ها از اطراف و شکستگی‌های موجود به کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۴-۲۶). این نوع دگرسانی‌ها در کانسارهایی مانند بوانات، چاه گز، مس نوده، سرگز، Windy Craggy نیز گزارش شده است (Mousivand et al., 2007; Mousivand et al., 2001; Badrzadeh et al., 2011; Peter et al., 2007). در کانسار اسبکشان نیز بیشترین حجم دگرسانی مربوط به دگرسانی آرژیلیتی است (شکل ۴-۲۸ و شکل ۴-۳۳ و شکل ۴-۳۴) و دگرسانی

سیلیسی نیز بیشتر در کمر پایین کانسار دیده می‌شود. به علت دگرسانی شدید آرژیلیتی، سنگ‌های میزبان کانه‌زایی به طور کامل نابود شده و رنگ سفید به خود گرفته‌اند. بیشتر دگرسانی آرژیلیتی در کانسار اسبکشان ثانویه می‌باشد و این حجم بالای دگرسانی احتمالاً تحت تأثیر سیالات جوی است.

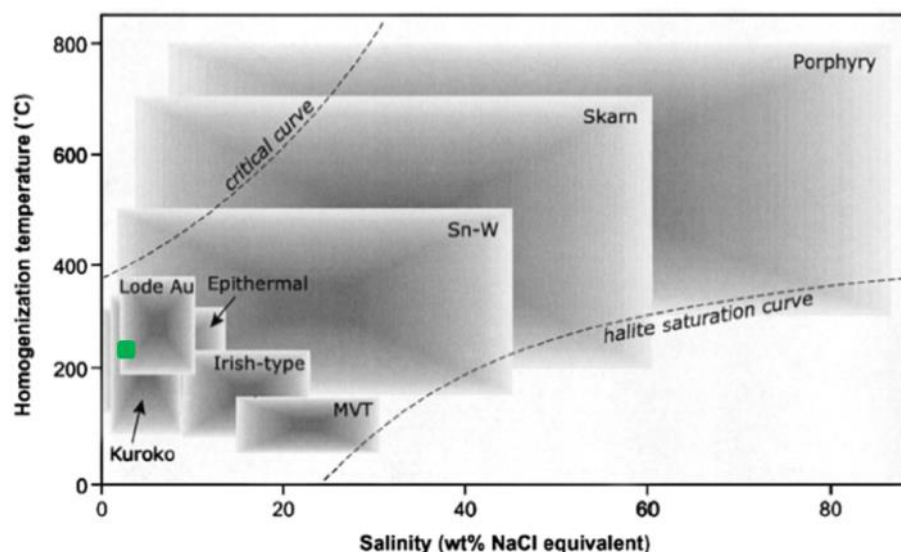
۵- جایگاه تکتونیکی

مطالعات (Rossetti et al., 2010) در زیر پهنه سبزوار نشان داده است تشکیل ماگماتیسم و رسوب‌گذاری در این پهنه ناشی از ایجاد یک محیط کششی و تشکیل کافت پشت‌کمانی در طی کرتاسه پسین می‌باشد. تشکیل این کافت پشت‌کمانی ناشی از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی است که به طبع این فرورانش، موجب ایجاد کششی در زیر پهنه سبزوار شده است که در ادامه موجب تشکیل حوضه اقیانوسی پشت‌کمانی سبزوار در طی کرتاسه پسین تشکیل شده است. مطالعات ژئوشیمیایی بر روی سنگ میزان کانه‌زایی نشان می‌دهد کانسار گرماب پایین و اسبکشان از لحاظ جایگاه تکتونیکی در حوضه پشت‌کمانی تشکیل شده است (شکل ۷-۸ الف).

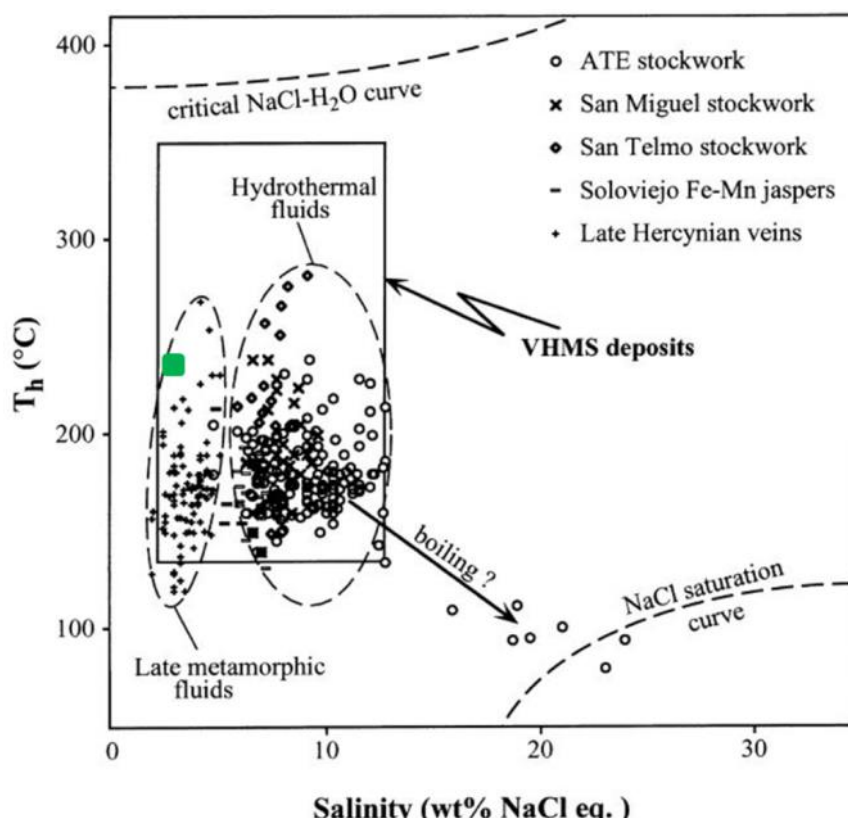
۶- مطالعات ژئوشیمیایی و سیال در گیر

مطالعات ژئوشیمیایی در فصل ششم نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای ترکیب بازالتی و کمتر آلوکالی بازالتی و ماهیت کالک آلوکالن بوده و در محیط‌های پشت‌کمانی نهشته شده‌اند. مقدار عناصر Zn, Pb, Au, As, Ag از رخساره رگه-رگچه‌ای به سمت قسمت‌های فوقانی کانسار و رخساره لامینه‌ای- نواری افزایش می‌یابد (شکل ۶-۱۱) که این ویژگی با کانسارهای آتشفشانی - رسوبی کف دریاها (VMS) مشابهت زیادی دارد و در کانسار تکنار نیز گزارش شده است (Malekzadeh shfarodi et al., 2005). بالاترین مقدار عناصر طلا، نقره و مس مربوط به بخش توده‌ای کانسار می‌باشد و همبستگی بسیار خوبی بین این عناصر در بخش‌های مختلف کانسار دیده

می‌شود. عیار میانگین طلا و نقره مربوط به بخش چینه‌سان کانسار به ترتیب ۵/۰ و ۵ گرم در تن اندازه‌گیری شده است. بالاترین عیار طلا و نقره هم به ترتیب ۱ و ۱۹ گرم در تن می‌باشد. همچنین شباهت الگوی عناصر نادر خاکی (REE) و کمیاب در بین مواد معدنی و سنگ‌های آتشفشانی توالی میزبان کانسار نشان می‌دهد که فلزات و عناصر کانه ساز از شستشوی سنگ‌های آتشفشانی کم‌پایین توسط سیال داغ کانه ساز نشأت گرفته‌اند (شکل ۶-۱۰). مطالعات سیالات درگیر نیز نشان می‌دهد میزان شوری در یک مورد به ترتیب ۶/۰ تا ۳۹/۳ درصد وزنی NaCl و دمای همگن شدن (Th) ۲۵۴ درجه سانتی گراد بوده، با توجه به دما-شوری بیان‌شده، نمودار درجه همگن‌سازی در مقابل شوری برای کانسار مختلف در (شکل ۷-۱) آورده شده است. با توجه به نمودار ویلکینسون (Wilkinson, 2001) محل قرارگیری سیال در محدوده سیستم‌های سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد می‌باشد. همچنین محل قرارگیری دما و شوری سیال اندازه‌گیری شده بر روی نمودار موقعیت دما و شوری اندازه‌گیری شده برای نمونه‌های رخساره استوک ورک در کانسارهای سولفید توده‌ای ATE, San Miguel and San Telmo در شمال کمر بند پیریت ایبرین (Javier et al 2000). در محدوده کانسارهای سولفید توده‌ای (VHMS) قرار می‌گیرد (شکل ۷-۲).



شکل ۷-۱: محل قرارگیری سیال نمونه کانسار گرماب پایین (■) در نمودار درجه همگن‌سازی در مقابل شوری کانسارهای مختلف (Wilkinson, 2001) در محدوده کانسارهای سولفید توده‌ای (VMS) آتشفشان‌زاد.



شکل ۷-۲: موقعیت دما و شوری اندازه‌گیری شده نمونه‌های مربوط به رخساره استوک ورک در کانسارهای سولفید توده‌ای ATE, San Miguel and San Telmo در شمال کمربند پیریت ایبرین (Javier et al 2000). و موقعیت قرارگیری کانسار گرماب پایین (■) بر اساس دما و فشار در محدوده کانسارهای سولفید توده‌ای (VHMS).

با توجه به ویژگی‌های بیان شده در بالا می‌توان عنوان نمود، کانسار گرماب پایین و اسبکشان از جهات مختلف از جمله محیط تکتونیکی تشکیل، محیط زمین‌شناسی تهنشست، سن کانی زایی، سنگ میزبان ماده معدنی، شکل هندسی، با کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد دارای شباهت بسیار زیادی است (Franklin et al., 2005; Piercey., 2011; Gibson et al., 2007; Devine et al., 2002).

۷-۳- کانسارهای مس سولفیدی توده‌ای آتشفشان‌زاد

کانسارهای سولفید توده‌ای، به‌عنوان کانسارهای سولفید توده‌ای مرتبط با میزبان آتشفشانی و یا کانسارهای سولفید توده‌ای رسوبی-آتشفشانی شناخته می‌شوند. به صورت عدسی‌هایی از سولفیدهای توده‌ای چند فلزی در نزدیکی کف دریا در محیط‌های آتشفشانی زیردریایی تشکیل می‌شوند، آن‌ها از

سیالات گرمایی غنی از فلزات و برون‌دمی تشکیل می‌شوند. این کانسارها منابع بزرگی از Zn.Cu.Pb.Ag.Au هستند.

بیشتر کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد دارای دو بخش مهم هستند

(۱) بخش سولفید توده‌ای تپه مانند و یا صفحه‌ای.

(۲) بخش رگه و رگچه‌دار.

از نظر Franklin (2005)، مناسب‌ترین نام برای این کانسارها، سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد است، به این خاطر که به منشاء این کانسارها اشاره می‌کند.

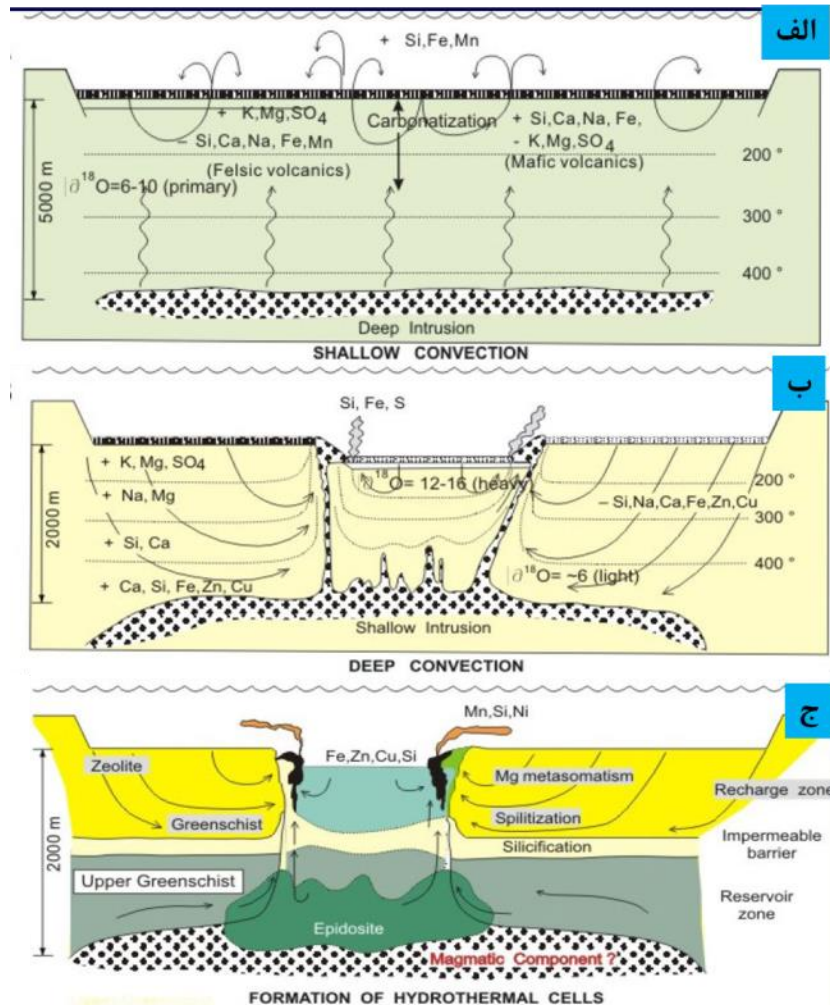
این نوع کانسارها، خود به روش‌های مختلفی، به دسته‌های متعدد تقسیم می‌شوند. یکی از پرکاربردترین این روش‌ها، دسته‌بندی آن‌ها بر اساس سنگ دربرگیرنده کانه‌زایی است که به چند دسته متفاوت تقسیم می‌شوند و هر یک، شرایط تشکیل و تکتونیکی متفاوتی دارند. این دسته شامل بشی، نوراندا، کروکو، بثورست و قبرس هستند (Franklin., 1996; Gally et al., 2007; Mosier et al., 2009). بر اساس دسته‌بندی دیگر، کانسارهای سولفید توده‌ای به پنج دسته سیلیسیکلاستیک فلسیک، بایمدال فلسیک، بایمودال مافیک، پلیتیک مافیک و مافیک - الترامافیک تقسیم می‌شوند (Franklin et al., 2005).

۷-۳-۱- نحوه تشکیل و مدل ژنتیکی کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد

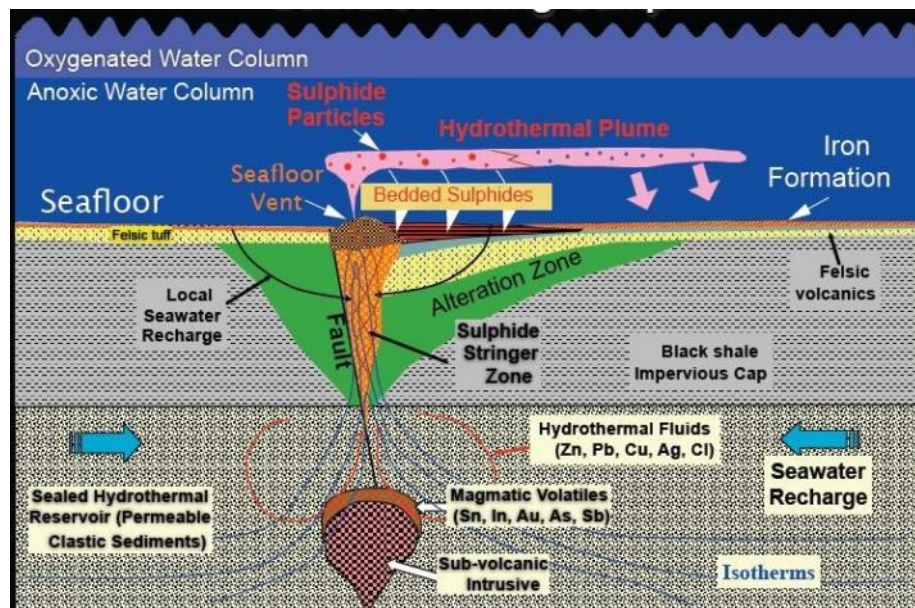
واژه آتشفشان‌زاد یا آتشفشان‌زاد-برون‌دمی (سولفیدهای ولکانوژنیک) بر کانسارهای چینه‌کران و چینه‌سانی دلالت می‌کند که در اثر فرایندهای هم‌زمان آتشفشان و فعالیت عادی چشمه‌های حرارتی بر بستر محیط‌های آبی موجب انباشت‌های سولفید توده‌ای محدود در کف دریا می‌شوند، یا اینکه تا افق‌های مختلفی در دریا بالا آمده‌اند و پیش از آنکه کانی‌های خود را رسوب دهند، آن‌ها را در دریا پراکنده می‌کنند. این نظریه که بعضی از کانسارها ممکن است توسط چشمه‌های آتشفشانی و حرارتی نهشته شوند و بر بستر دریاها می‌ریزند، تازگی ندارد و از دیرباز مطرح بوده است. از این نظریه به طور

خاص برای توصیف نهشته‌های لایه ای منگنز و سازندهای آهن نواری استفاده شده است (Gilmour, 1971). کشف نهشته‌های فلزی که امروزه توسط شورابه های داغ در دریای سرخ تشکیل می‌شوند، و همین طور شناخت سیال‌های گرمایی فلزداری که در خیز خاور اقیانوس آرام در دور دست سواحل بریتیش کلمبیا، مکزیک و اکوادور با دمای ۳۸۰ درجه از طریق شکاف‌ها به بستر دریا می‌ریزند نظریه آتشفشان زاد بودن سولفید توده‌ای را تأیید کرده است (Miller, 1964). در (شکل ۷-۱ و شکل ۷-۲) به ترتیب مراحل گسترش سیستم‌های گرمایی در کف دریاها نشان داده شده است (Franklin, 2013). این مراحل شامل:

- مرحله اول مربوط به جایگیری توده‌های نفوذی ساب ولکانیکی می‌باشد که به‌عنوان منشأ گرمایی برای فعال شدن سیستم گرمایی کانه‌ساز لازم و ضروری است (شکل ۷-۳ الف).
- در مرحله دوم، با ایجاد گسل‌های هم زمان با ولکانیسم (شکل ۷-۱ ب) موجب پایین رفتن آب‌های سرد دریایی از طریق این گسل‌ها شده است و برخورد این سیالات با توده‌های ساب ولکانیکی موجب ایجاد سیالات با درجه حرارت بالا شده است، که در ادامه این سیالات داغ باعث ایجاد پهنه واکنشی از سیلیس (Si) و منیزیم (Mg) می‌شود (شکل ۷-۳ ب).
- مرحله سوم که مربوط به تشکیل سیالاتی با درجه حرارت بالا حدود (۳۸۰°C) و غنی از فلز است که حاصله شستشوی سنگ‌های مسیر خود و یا بر اثر اختلاط با سیالات ماگمایی غنی از فلزات می‌باشد، است (شکل ۷-۳ و شکل ۷-۴).
- مرحله آخر مربوط به ته‌نشینی فلزات می‌باشد که این ته‌نشینی ناشی از واکنش سیال با دیواره سنگ‌ها و تغییرات pH و کاهش دما به صورت تدریجی می‌باشد. این تغییرات موجب ایجاد رخساره‌های مختلف با کانه‌زایی متفاوت شده است (شکل ۷-۳ و شکل ۷-۴).



شکل ۷-۳: مراحل مختلف تشکیل کانسارهای سولفید توده‌ای در کف دریاها (Franklin, 2013).



شکل ۷-۴: نحوه تشکیل کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد (Peter et al., 1999).

در زیر به اختصار در مورد نحوه زایش، صعود سیالات کانه‌ساز به درون حوضه رسوبی، نحوه رفتار سیالات گرمابی در کف دریا و منبع سولفور جهت ته نشت سولفیدها اشاره شده است.

۷-۳-۲- شرایط فیزیکی شیمیایی تشکیل کانسارهای سولفید توده‌ای

۷-۳-۱- منشأ فلزات

در این تهنشینی‌ها دو منبع برای فلزات در نظر می‌گیرند. منبع اول مربوط به واکنش بین سنگ دیواره و سیالات در عمق‌های بیشتر از یک کیلومتر و در درجه حرارت بالا می‌باشد که باعث ایجاد دگرسانی اپیدوتی، کلریتی و کوارتزی به صورت گسترده شده است. میزان فلزات در این سیالات وابسته به درجه حرارت و pH سیال می‌باشد به صورتی که با افزایش میزان دما و کاهش درجه pH میزان فلزات در سیال زیاد می‌شود (Franklin et al., 2005). نوع فلزات هم وابسته به ترکیب شیمیایی سنگ دیواره (سنگ‌های فلسیک و سنگ‌های مافیک) می‌باشد. 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.

منبع دوم مستقیماً از ماگما منشأ می‌گیرد، سیالات حاوی فلزات ممکن است به طور مستقیم از ماگما نشأت بگیرد که سهم این سیالات ماگمایی غنی از فلز بسیار پایین می‌باشد (Scott, 1997)، شبیه مس پورفیری و تهنشینی طلای سولفیداسیون بالا.

۷-۳-۲- منشأ گوگرد

منشأ گوگرد در نهشته‌های سولفید توده‌ای به طور عمده از شستشوی توالی کمرپایین و احیای سولفات آب دریا است. احیای آب دریا به دو صورت انجام می‌گیرد (Ohmoto and Skinner, 1983) (Large et al., 1993). در کانسار گرماب پایین نیز منشأ گوگرد احتمالاً مربوط به احیای سولفات به سولفید می‌باشد.

۱- احیا به صورت بیوژنیک و توسط فعالیت‌های آلی

۲- احیای سولفات به سولفید به صورت غیر بیوژنیک توسط Fe^{2+} موجود در سنگ دیواره (طی

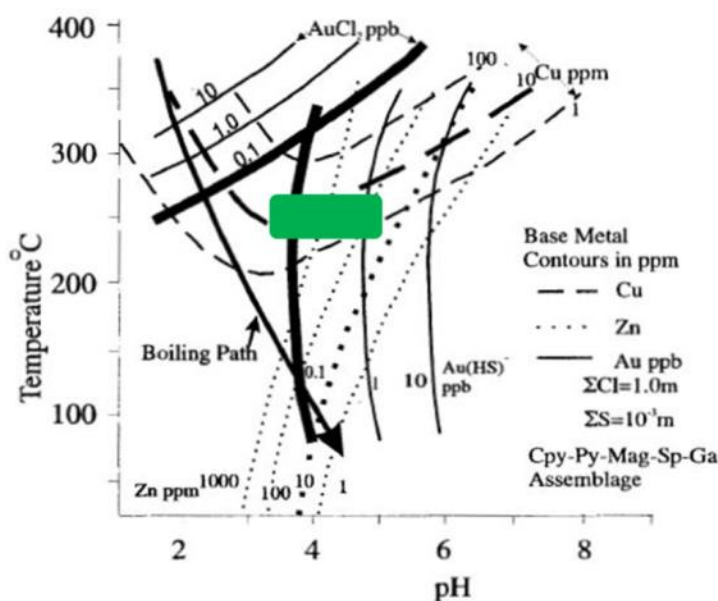
برهم‌کنش سیال-سنگ و پیش از خارج شدن سیال از مجرا)

۷-۳-۲-۳- منشأ سیالات

مطالعات صورت گرفته شده بر روی سیالات درگیر، مطالعات ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن و مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، بیشتر سیالات کانه‌ساز در کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد توسط آب دریا تأمین می‌شود و میزان کمی هم از اختلاط آب ماگمایی با آب‌های دریایی می‌باشد (Franklin et al., 2005). در کانسار گرماب پایین نیز بر اساس مطالعات صورت گرفته شده بر روی سیالات درگیر نشان می‌دهد، منشأ سیالات توسط آب دریا تأمین شده است.

۷-۳-۲-۴- چگونگی حمل و نهشت فلزات

تمرکز فلزات در سیالات تشکیل دهنده ته‌نشست‌های سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد را امروزه می‌توان در کف دریاها ببینیم (Hannington et al., 2005). میزان فلزات در سیالات تشکیل دهنده سولفیدهای توده‌ای مرتبط با درجه حرارت، pH و میزان لیگاندهای کمپلکس‌ساز شامل (Cl, S, O, H) می‌باشد. در (شکل ۷-۵) می‌توانید تأثیر درجه حرارت و pH را در حمل و نهشت فلزاتی همچون مس و روی را در کمپلکس‌های کلریتی ببینید. مطالعات بر روی تعدادی از سیستم‌های گرمایی امروزی کف دریاها نشان می‌دهد سیالات تشکیل شده از توالی غالب بازالت‌ها با ترکیب شیمیایی یکنواخت، حالت pH اسیدی داشته و دارای میزان مس بالا می‌باشند. اگرچه میزان مس ارتباط مستقیمی با میزان درجه حرارت دارد، اما میزان روی بیشتر مرتبط با pH می‌باشد (شکل ۷-۵) و سیالات مرتبط با توالی غالب فلسیک دارای میزان بالایی از فلزات پایه (سرب و روی) می‌باشند که به تنهایی مرتبط با سیالات با pH پایین می‌باشد.



شکل ۷-۵: انحلال پذیری برای مس (Cu)، روی (Zn) و طلا (Au) در pH و درجه حرارت های مختلف، این شرایط مربوط به سیستم های سولفید توده های آتشفشان زاد کف دریا می باشد، موقعیت تقریبی شرایط تشکیل کانسار گرماب پایین در شکل به صورت مستطیل مشخص شده است.

در انواع سیستم های سولفید توده ای معمولاً مس و روی در شرایط دمای بالا و pH اسیدی محلول می باشد و ته نهشت این دو فلز به صورت کالکوپیریت و اسفالریت معمولاً با کاهش دما و افزایش pH رابطه مستقیم دارد (Bourcier and Barnes, 1987) که این افزایش pH مرتبط با ترکیب شدن سیالات حاوی فلز با آب دریا است. اسفالریت معمولاً در دمای زیر ۱۷۵°C و در شرایط pH بالا ته نشین می شود (Hannington et al., 1995). ته نشینی مس نیز در شرایط pH خنثی تا اسیدی می باشد و عامل اصلی ته نشینی کاهش درجه حرارت می باشد و دما عامل اصلی در جدا کردن مس، سرب و روی در ته نشینی های سولفید توده ای از کمرباطین به سمت قسمت های فوقانی است.

۷-۴- مدل ژنتیکی و شیوه تشکیل کانسار گرماب پایین و اسبکشان

دو مدل برای تشکیل نهشته های سولفید توده ای پیشنهاد شده است،

- مدل دودکش های سیاه و یا پلوم های شناور^۱ (شکل ۷-۷ الف)

^۱ Buoyant plumes

- مدل استخر شورابه‌ای^۱ (شکل ۷-۷ ب)

مدل دودکش‌های سیاه و یا پلوم‌های شناور

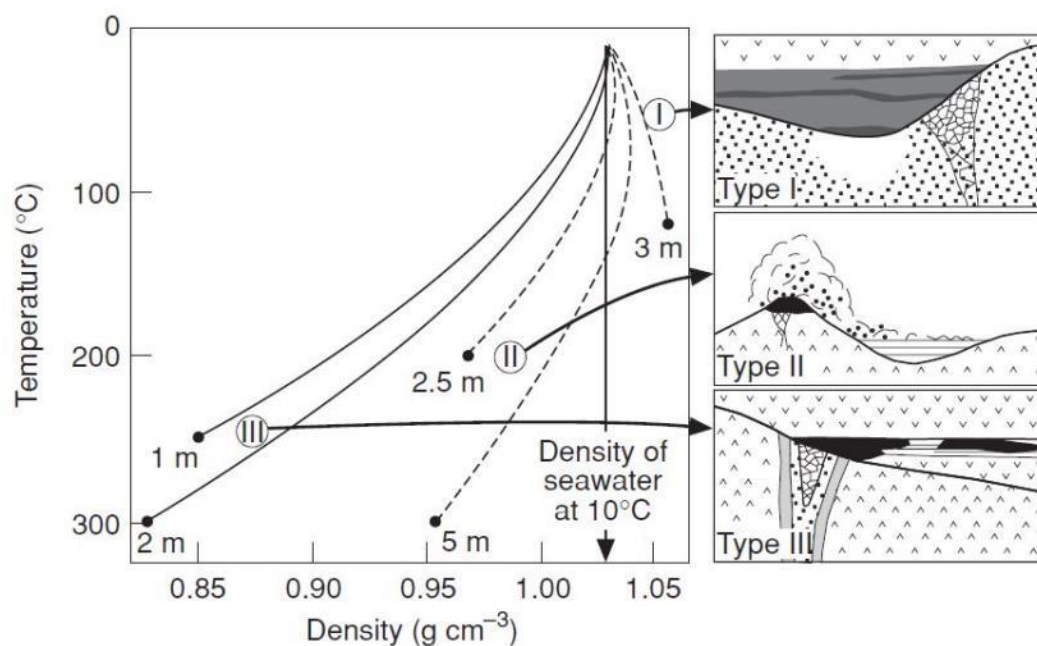
در اثر ورود محلول‌های داغ کانه‌دار به داخل حوضه‌های دریایی و مخلوط شدن این سیالات کانه‌دار با آب‌های دریایی موجب تشکیل دودکش‌های سولفیدی و سولفاتی (بلاک اسموکر ها و وایت اسموکر ها) می‌شود. به منظور توضیح نحوه ته‌نشینی ماده معدنی از محلول‌های گرمایی که به داخل آب دریا وارد می‌شود (شکل ۷-۷ الف)، این محلول‌ها بسته به دما، شوری و درجه آمیختگی با آب سرد دریا، می‌تواند بیشتر یا کمتر از چگالی آب دریا باشد، به سه نوع تقسیم می‌شود (Sato, 1972) (شکل ۶-۷).

محلول‌های نوع I: محلول‌های گرمایی که دارای شوری و چگالی بالائی می‌باشند و چگالی آن‌ها حتی پس از مخلوط شدن با آب دریا، باز هم بالاتر از آب دریا است و باعث به وجود آمدن نهشته‌های با مورفولوژی صفحه‌ای می‌شود (شکل ۶-۷).

محلول‌های نوع II: چگالی آن‌ها کمتر از آب دریا می‌باشد و ضمن مخلوط شدن با آب دریا در مرحله‌ای چگالی آن‌ها از آب دریا بیشتر می‌شود. این سیالات باعث تشکیل کانسارهای مخروطی شکل می‌شود (شکل ۶-۷).

محلول‌های نوع III: از ابتدا چگالی این محلول‌ها از آب دریا کمتر است و با هر نسبتی که با آب مخلوط شوند، غوطه‌ور باقی می‌مانند؛ و موجب تشکیل لایه‌های نازک معدنی با گسترش زیاد می‌گردند (شکل ۶-۷).

¹ Brine pool



شکل ۶-۷: نمودار دما در برابر چگالی برای انواع محلول‌های گرمایی محتمل (1M, 3M) و غیره به مولالیت NaCl یا شوری محلول نسبت به آب دریا در ۱۰ سانتی گراد اشاره دارد). محلول‌های مختلف می‌توانند چگال‌تر یا کم‌چگال‌تر از آب دریا باشند. این محلول‌ها در یک انتها، زبانه‌های شناوری را تشکیل می‌دهند که قادر به توزیع فلزها تا مسافتی از محل مجرا هستند (نوع III) در حالی که در انتهای دیگر، فلزها را در مجاورت مجرا ته‌نشین می‌کند (نوع I) (ساتو، ۱۹۷۲).

در مورد دودکش‌های بالغ می‌توان گفت که دارای ساختی منطقه‌ای و متحدالمرکز و از داخل به سمت بیرون شامل کالکوپیریت، پیریت، اسفالریت و ورتزیت در یک زمینه انیدریتی است که این ساخت منطقه‌ای عمدتاً ناشی از تغییرات درجه حرارت سیال کانه‌دار است، در ادامه در اثر انحلال و فرو ریزش این دودکش‌ها انباشته‌های تپه‌ای شکل از مواد سولفاتی و سولفیدی در کف دریا تشکیل می‌شود و متعاقباً با نفوذ سیالات داغ‌تر بعدی مس‌دار از زیر به داخل پیکره معدنی، پدیده پالایش پهنه‌ای و جانشینی کالکوپیریت به جای پیریت، اسفالریت و گالن (جانشینی کانی‌های دما بالا به جای کانی‌های دما پایین) رخ می‌دهد. این مدل بیشتر در نهشته‌های تیپ کروکو رخ می‌دهد و در کف اقیانوس‌های امروزی هم دیده می‌شود (Scott et al., 1997).

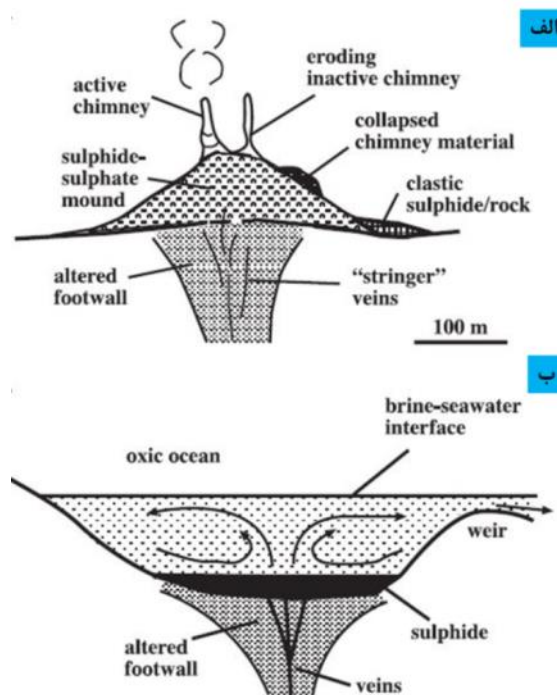
مدل استخر شورابه‌ای

در این مدل پس از ورود سیالات داغ شور به داخل حوضه و مخلوط شدن آن‌ها با آب دریا و کاهش دما، چگالی آن افزایش می‌یابد که افزایش چگالی سیال موجب واژگون شدن آن‌ها و حرکت آن به سمت کف حوضه و جوانب شده که نتیجه آن ایجاد یک استخر شورابه‌ای می‌باشد (شکل ۷-۷ ب) سپس ذرات سولفیدی به تدریج و آرامی در کف حوضه و نیز در داخل رسوبات متخلخل آذرآواری میزبان ته‌نشت شده (شکل ۷-۷ ب) و مواد معدنی چینه سان (سولفید توده‌ای و دانه پراکنده) را در کف حوضه تشکیل می‌دهند (البته حرکت سیالات به سمت مناطق کم عمق‌تر می‌تواند موجب ایجاد سازندهای آهن و رسوبات اگزالیت گردد). به علت بالا بودن فشار هیدرواستاتیک به لیتواستاتیک موجب ایجاد و گسترش بافت و ساخت رگه-رگچه‌ای و برشی در زیر کف دریا شده که بخشی از مواد معدنی همچون مس در زیر کف دریا و پهنه چینه‌سان به صورت قطع کننده نهشته می‌شود. از ویژگی‌های بارز این مدل می‌توان به موارد زیر اشاره نمود.

- ۱- داشتن اندازه بسیار بزرگ و تناژ خیلی زیاد و نسبت طول به عرض بالا
- ۲- داشتن میزان نسبت‌های Zn/Cu و Fe/Cu بالاتر
- ۳- نبود شواهدی از دودکش و ضعیف بودن پهنه استرینگر
- ۴- داشتن مقادیر پیریت فرامبوئیدال نسبتاً زیاد و بافت نواری فراوان
- ۵- داشتن پاراژنز کانی‌شناسی احيائی شامل پیریت- آرسنوپیریت و پیروتیت و مقادیر کم و نادر باریت در ماده معدنی
- ۶- همراهی کربنات‌های چینه‌سان
- ۷- پدیده پالایش پهنه‌ای نسبتاً بی‌اهمیت
- ۸- نبود تغییرات قائم در میزان اسفالریت و ترکیب ایزوتوپی گوگرد
- ۹- شواهد احيای سولفاتی باکتریائی محلی را می‌توان نام برد (Solomon et al., 2004)

بنابراین بر اساس شاخص‌های مشخص شده در بالا توسط Solomon et al., (2004) به نظر می‌رسد مدل تشکیل کانسار گرماب پایین به جهت تناژ پایین، نسبت پایین Zn/Cu، گسترش زیاد پهنه استرینگر، گسترش محدود ساخت نواری و پیریت فرامبوئیدال، عدم وجود کانی‌های احیایی (همچون پیرویت) و پدیده پالایش پهنه‌ای نسبتاً بی اهمیت متفاوت از مدل استخر شورابه ای بوده و با کانسارهای ستون شناور، همچون کانسار Windy Craggy شباهت بیشتری دارد.

همچنین مطالعات سیالات درگیر بر روی کانسارهای سولفید توده‌ای شکل گرفته در مدل حوضه‌های شورابه‌ای و مدل ستون شناور نشان می‌دهد سیالات کانه‌دار در مدل حوضه‌های شورابه‌ای دارای دمای پایین (کمتر از ۱۸۰ درجه سانتی گراد) و شوری بالا (۱۵ تا ۲۵ در صد وزنی نمک) قرار می‌گیرند و سیالات کانه‌دار در مدل ستون شناور دارای دمایی حدود (۲۱۰-۳۵۰ درجه سانتی گراد) و شوری پایین (۶/۵ تا ۱۵ درصد) و اسیدی و احیایی می‌باشد که فلزات را از کمربین کانسار شسته و از طریق گسل‌های همزمان با ولکانیسم وارد حوضه دریایی کرده‌اند، این سیالات کانه دار خارج شده از دهانه در ابتدا به دلیل شوری پایین و دمای بالا به حالت شناور باقی می‌مانند (شکل ۷-۷ ب)، در ادامه با کاهش دما موجب ته‌نشینی سولفید به صورت چینه‌سان و بافت نواری در کف حوضه می‌شوند (Large et al., 2004). در کانسار گرماب پایین نیز بر اساس مطالعات سیالات درگیر بر روی یک نمونه نشان می‌دهد سیالات کانه دار در کانسار دارای شوری پایین (۶٪ تا ۳/۳۹) و دمایی در حدود (۲۵۴ درجه سانتی گراد) می‌باشد و شواهد بیان شده در بالا نشان دهنده شباهت زیاد تشکیل کانسار گرماب پایین با مدل ستون شناور است. قابل ذکر است مغفوری و همکاران (۱۳۹۱) و موسیوند و همکاران (۱۳۸۹) به ترتیب مدل ستون شناور و مدل استخر شورابه ای را برای کانسارهای سولفید توده‌ای مس نوده، روی -سرب -مس چاه گز ارائه کرده اند. تاج‌الدین و همکاران (۱۳۹۰) تشکیل کانسار سولفید توده‌ای تیپ کروکو باریکا را با استفاده از مدل ستون شناور توجیه کرده است.



شکل ۷-۷: دو مدل تشکیل سولفیدهای کف دریا، (الف) مدل تشکیل به صورت دودکش‌های سیاه و یا پلوم‌های شناور، (ب) مدل تشکیل در استخر شورابه ای (Solomon et al., 2004).

۷-۵- بازسازی حوضه آتشفشانی- رسوبی منطقه گرماب پایین و جایگاه نهشته‌های مس و

منگنز در آن بر اساس مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، شکل هندسی، بافت و ساخت ماده معدنی، مطالعات ژئوشیمیایی و دگرسانی، مراحل زیر را می‌توان برای کانه زایی مس- منگنز در توالی آتشفشان رسوبی منطقه گرماب پایین و اسبکشان در نظر گرفت.

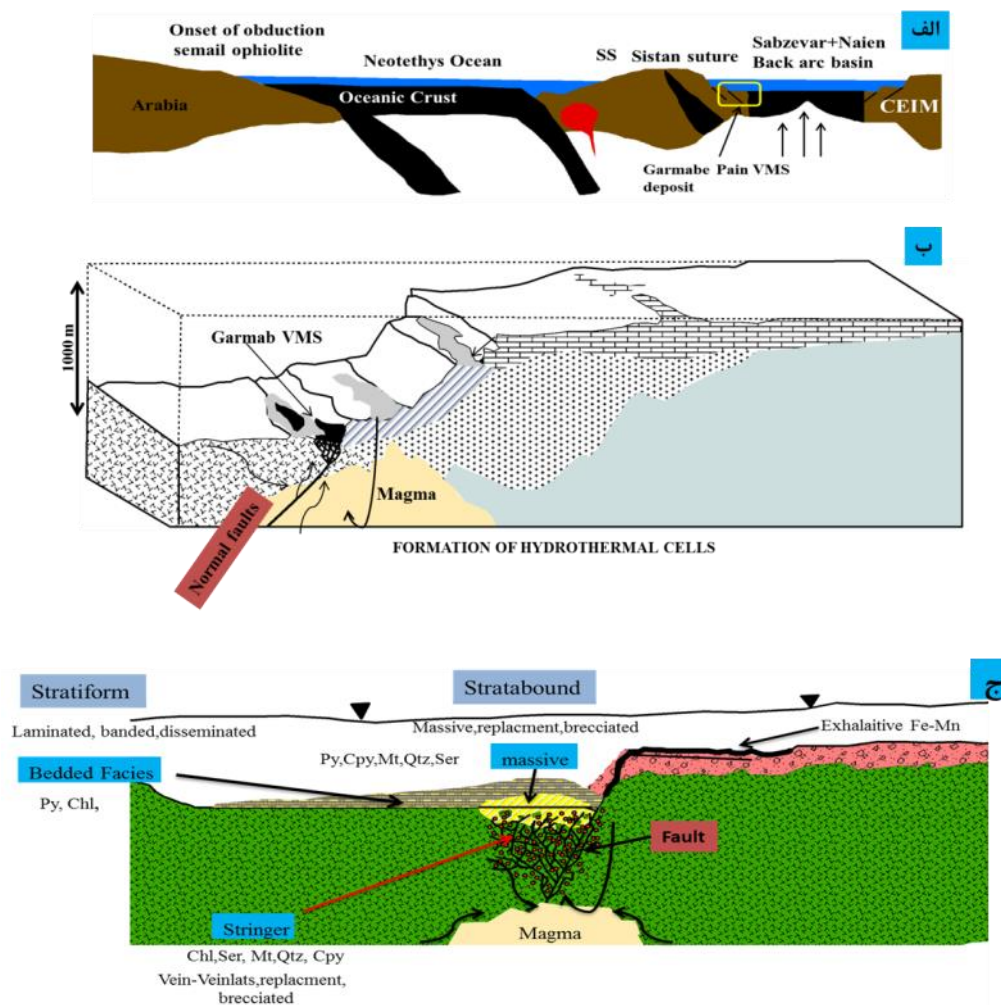
(۱) بر اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، در زمان ژوراسیک- کرتاسه (Rossetti et al., 2010; Ghasemi and Tablot, 2006)، باعث ایجاد کمان ماگمایی به نام ارومیه- دختر شده، و به طبع این فرورانش در کرتاسه پسین در منطقه سبزوار، کششی رخ داده است و در ادامه یک ریفت پشت‌کمانی را تشکیل داده است (شکل ۷-۸ و شکل ۷-۹).

(۲) فعالیت‌های ریفت‌زایی در زیر پهنه سبزوار و عملکرد گسل‌های هم‌زمان با ولکانیسم باعث فرونشست حوضه و تغییرات سریع عمق حوضه در این زیر پهنه شده است. در ادامه بانفوذ و

خروج گسترده ماگماهای مافیک و اسیدی در قالب سیل و گدازه و پیروکلاستیک باعث ایجاد سیالات گرمابی شده است که به حوضه کم عمق در حال تشکیل وارد می‌شده است (شکل ۸-۷، ج و شکل ۹-۷). ورود این سیالات به حوضه و ته‌نشست آن‌ها موجب تشکیل کانیه-زائی سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد شده است.

۳) در منطقه گرماب پایین در مراحل ابتدایی ولکانیسم به علت کم عمق بودن حوضه بیشتر ولکانیسم به صورت توف‌های برشی و ایگنمبریتی شکل گرفته (Unit1) (شکل ۹-۷) اما با عمیق‌تر شدن حوضه موجب ایجاد محیط احیایی در زیر و بخش اکسیدی در قسمت‌های بالا شده است، در این مرحله به علت عمق زیاد آب و شدت یافتن ولکانیسم زیردریایی بیشتر ولکانیسم‌ها به صورت آندزیت و آندزیت بازالت بوده است (Unit2)، (شکل ۹-۷) این برهه زمانی که هم زمان است با فعالیت همرفتی نفوذ آب دریا از طریق گسل‌ها همزمان با ولکانیسم به داخل و گرم شدن و ایجاد سیالات کانیه‌دار $\text{Cu, Mn, Fe, Si, Na, K} \dots$ گرمابی است و سپس از طریق گسل‌ها وارد حوضه می‌شده‌اند و کانیه‌زایی مس را در زیر کف دریا (رخساره رگه-رگچه‌ای) به دلیل کاهش دما تشکیل داده‌اند (کانسار مس گرماب پایین و اندیس مس سلم رود)، اما اگزالیته‌های منگنز و آهن به علت فوگاسیته کم اکسیژن در قسمت‌های عمیق احیایی حوضه در محیط ناپایدار بوده و باعث شده به قسمت‌های سطحی و کنار حوضه جایی که میزان فوگاسیته اکسیژن بالاست حرکت کند و در قسمت‌های کنار حوضه لایه‌ای اگزالیته‌های آهن-منگنز را به وجود آورد (شکل ۸-۷، ج، شکل ۹-۷).

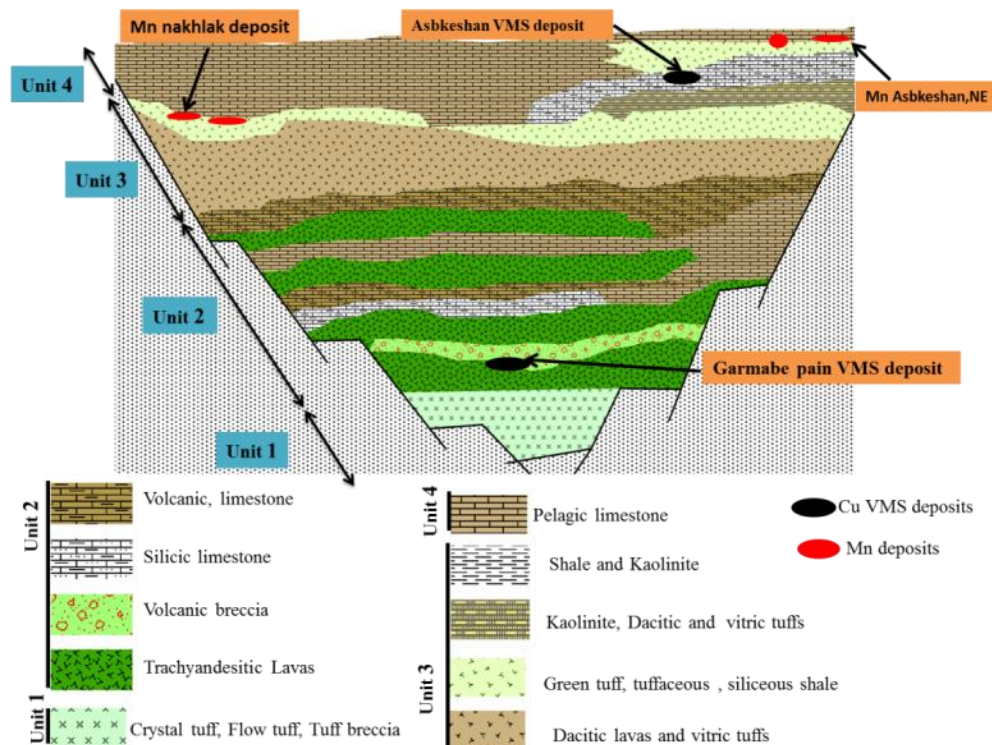
۴) همان‌طور که در قسمت‌های بالا گفته شد همزمان با ورود سیالات کانیه ساز به حوضه دریایی موجب ایجاد چهار رخساره به ترتیب از کمرباطین کانسار به سمت قسمت‌های کمر بالا که شامل رخساره رگه-رگچه‌ای، توده‌ای، لایه‌ای و اگزالیته‌های آهن و منگنز شده است. این رخساره بندی بیشتر تحت تأثیر تغییرات دمایی و $\text{pH} - \text{Eh}$ سیال کانیه‌دار می‌باشد (شکل ۸-۷، ج).



شکل ۷-۸: نحوه تشکیل کانسار مس گرماب پایین، الف) همزمان با ریف‌ت پشت‌کمانی در حوضه سبزووار، آب دریا از طریق گسل‌های همزمان با ولکانیسم به بخش‌های پایین حرکت کرده و در اثر برخورد با توده‌های ساب‌ولکانیکی موجب افزایش دمای سیال و شستشوی فلزات در مسیر خود به سمت بالا شده است. (ب) شکل شماتیکی از موقعیت کانسار مس گرماب پایین در قسمت‌های عمیق‌تر (Rossetti et al., 2010)، ج) شکل نمادین از تشکیل کانسار گرماب پایین که سیالات گرمابی از طریق گسل‌های هم‌زمان با ولکانیسم و رسوب‌گذاری به صورت برون‌دمی وارد آب دریا شده و باعث ایجاد چهار رخساره کانه دار در کانسار گرماب پایین شده است.

۵) همزمان با فرونشست بیشتر حوضه کافتی و نفوذ آب دریا از طریق گسل‌های همزمان با ولکانیسم موجب ایجاد سیالات کانه‌داری شده است، که ورود این سیالات کانه‌دار به داخل حوضه باعث تشکیل کانسار اسبکشان در افق‌های بالاتر از کانسار گرماب پایین شده است (Unit3) (شکل ۷-۹). در ادامه با افول میزان ولکانیسم داسیتی (که بیشترین ضخامت را در منطقه نخلک دارا می‌باشد) و شدت گرفتن جریان‌ات همرفتی سیالات موجب تشکیل

کانسارهای منگنز نخلک و منگنز شمال اسبکشان، در مرز بین گدازه‌های داسیتی و کربنات‌ها شده است (Unit3, Unit4) (شکل ۷-۹).



شکل ۷-۹: بازسازی حوضه آتشفشانی- رسوبی منطقه گرماب پایین و اسبکشان و جایگاه کانسارهای سولفید توده‌ای گرماب پایین، اسبکشان و کانسار منگنز نخلک. رخداد کانه زایی سولفید توده‌ای مس-نقره گرماب پایین در واحد ۲ (Unit 2) و رخداد کانسار اسبکشان نیز در واحد ۳ (Unit 3) توالی چینه‌شناسی منطقه می‌باشد و کانه زایی منگنز نخلک نیز در مرز واحد ۳ (Unit3) و واحد ۴ (Unit4) رخ داده است.

۶) اثر دیاژنز و تدفین یا دگرگونی خفیف دفنی (در حد رخساره ژئولیتی) بر روی توالی آتشفشانی-رسوبی منطقه معدنی موجب ایجاد سیال شورابه‌ای حوضه‌ای نسبتاً داغ گردیده که این سیال به دنبال بالا آمدگی منطقه وارد شکستگی‌ها و سنگ‌ها شده و با واکنش با سنگهای آتشفشانی موجب خارج شدن عنصر مس از درون شبکه سیلیکات‌ها و سپس حمل آن به صورت Cu^{2+} به بخش‌های بالایی (شامل سنگهای آتشفشانی کرتاسه پسین و کنگلومرای ائوسن) شده است. در ادامه، پایین بودن فوگاسیته گوگرد در سنگهای دگرسان کلریتی، باعث احیا شدن و تشکیل مس طبیعی (Cu^0) به همراه ژئولیت (دگرسانی ژئولیتی)

شده است (شکل ۴-۱۵). لذا، با توجه به نوع سنگ‌های میزبان (آندزیت بازالت و تراکی آندزیت) و نوع دگرسانی‌ها، کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین بیشترین شباهت را با کانه زایی مس طبیعی مرتبط با سنگ‌های بازالتی (تیپ میشیگان) دارد (به فصل ژئوشیمی مراجعه شود).

۷) نهایتاً در آخرین مرحله نفوذ سیالات جوی موجب تبدیل مس‌های طبیعی موجود در برش‌های سنگ‌های آتشفشانی و کنگلومراها به کوپریت و مالاکیت شده است و کانه‌زایی ثانویه مالاکیت و کوپریت را در کنگلومرا و برش‌های سنگ‌های آتشفشانی به وجود آورده است.

۷-۶- تیپ کانه زایی سولفید توده‌ای کانسار گرماب پایین

با توجه به شواهدی که در بالا ارائه شد، کانه‌زایی مس-نقره گرماب پایین و کانسار اسبکشان در منطقه خارتوران از نوع سولفید توده‌ای آتشفشان زاد می‌باشد. از آنجایی که تعیین تیپ کانه‌زایی در کانسارهای سولفید توده‌ای در امر اکتشاف خیلی مهم است. بدین جهت ابتدا مرور و اشاره مختصری به کامل‌ترین تقسیم‌بندی نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشان زاد توسط (Franklin et al., 2005)، در آخر کانه‌زایی سولفید توده‌ای گرماب پایین و اسبکشان را با هر یک از تیپ‌ها مقایسه شده است.

۷-۷- تقسیم‌بندی نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشان زاد

بر اساس تقسیم‌بندی (Franklin et al., 2005) نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشان زاد شامل نهشته‌های تیپ بایمدال فلسیک^۱، سیلیسیکلاستیک فلسیک^۲، تیپ بایمدال مافیک^۳، تیپ پلیتیک مافیک^۴ و تیپ مافیک یا مافیک الترامافیک^۵ می‌باشند. این تقسیم‌بندی بیشتر بر اساس ترکیب توالی چینه شناسی و محیط تکتونیکی ته‌نشست توالی میزبان می‌باشد که با بازنگری (Piercey, 2011) در

¹ Bimodal felsic

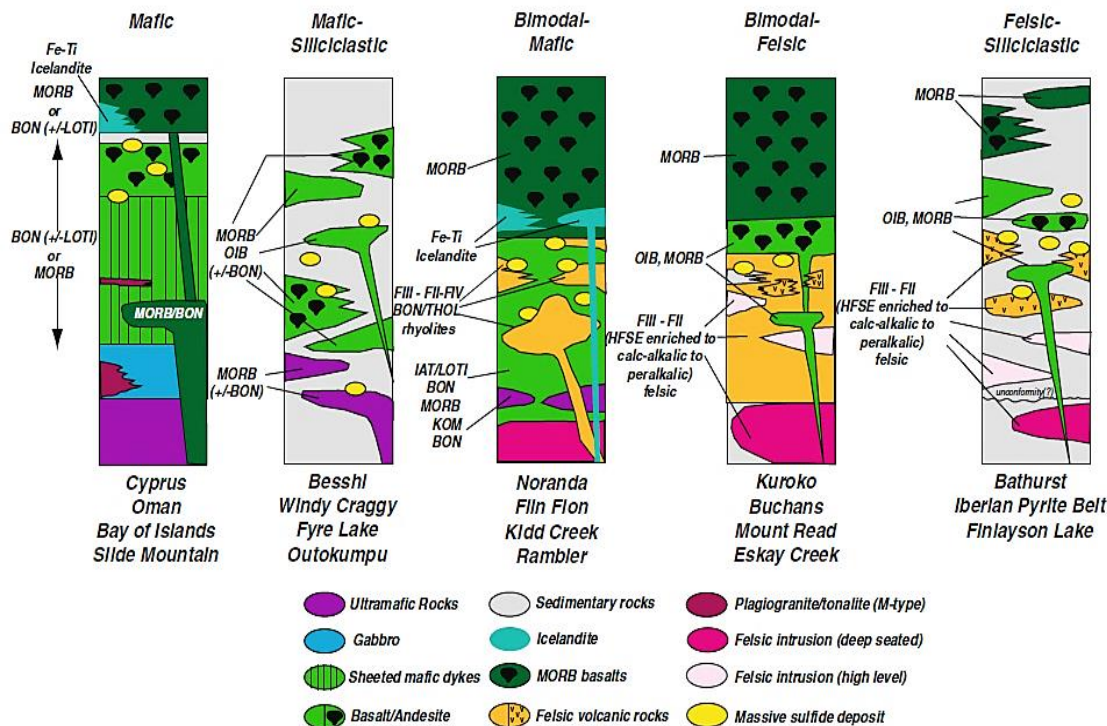
² Felsic siliciclastic

³ Bimodal mafic

⁴ Pelitic mafic

⁵ Mafic

آن، این رده‌بندی کامل و به (شکل ۷-۱۰) ارائه گردیده است. در ضمن ویژگی‌های تیپ‌های فوق الذکر در جدول ۷-۱ ارائه گردیده است.



شکل ۷-۱۰: ستون چینه‌شناسی تیپ‌های مختلف کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد بر مبنای Franklin et al., (2005) و با بازنگری (2011). Piercey,

۷-۸ - معرفی تیپ و جایگاه کانسار مس-نقره گرماب پایین و کانسار اسبکشان بر اساس

تقسیم‌بندی ترکیب توالی چینه‌شناسی^۱ (Franklin et al., 2005; Franklin et al., 2013)

(2013)

جهت مقایسه توالی میزان کانه‌زایی کانسار مس-نقره گرماب پایین و کانسار اسبکشان با توالی چینه‌شناسی انواع کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد بر مبنای Franklin, (2005; 2013) اقدام به بررسی توالی سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین در منطقه گرماب پایین و اطراف روستای چاه شن نمودیم، همان طور هم که در فصل سوم گفته شده توالی میزان کانه‌زایی در کانسار مس-

¹ Lithostratigraphy

نقره گرماب پایین و اسبکشان در منطقه شامل واحدهای سنگی زیر می‌باشد (شکل ۲-۷ و شکل ۳-۱).

واحد ۱ (K_2^t): شامل توف شیلی، توف سبز به همراه آندزیت، توف جریانی و توف ریولیتی.

واحد ۲ (K_2^{vs}): شامل آگلومرا، لاپیلی توف، توف اسیدی بلور-شیشه‌ای سبز رنگ، گدازه تراکی آندزیتی، آهک گلوبوترونکانادار، آهک پلاژیک و رادیولاریت.

واحد ۳ (K_2^{lb}): شامل گدازه داسیتی، توف شیشه‌ای (حاوی کانی زایی منگنز).

واحد ۴ (K_2^l): شامل آهک گلوبوترونکانادار به همراه میان لایه‌هایی از آهک پلاژیک و ماسه‌سنگ آهکی.

همان طور که در بالا اشاره شد از مهم‌ترین شاخصه‌ها جهت تفکیک کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد می‌توان به ترکیب توالی چینه‌شناسی اشاره نمود. اما علاوه بر این شاخصه مهم، دیگر شاخصه‌ها هم در جهت تفکیک کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد استفاده می‌شود، که عبارت است از:

۱- ترکیب توالی چینه‌شناسی (سنگ میزبان همراه)

۲- جایگاه تکتونیکی

۳- شکل هندسی ماده معدنی

۴- رخساره‌های کانهدار

۵- بافت ماده معدنی

۶- کانی‌شناسی ماده معدنی

۷- دگرسانی سنگ میزبان

بر اساس این شاخصه‌ها کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد را می‌توان به دو گروه عمده تقسیم نمود:

- ۱) کانسارهای تیپ کروکو و بثورست که دارای توالی فلسیک و کانه‌زایی سرب و روی بوده و
- ۲) کانسارهای تیپ قبرس، نوراندا و تیپ بشی که دارای توالی مافیک و کانه‌زایی مس - روی می‌باشند.

بر مبنای رخداد کانه‌زایی کانسار گرماب پایین و اسبکشان در توالی آتشفشانی - رسوبی مافیک و نوع کانه‌زایی مس- نقره، این کانسارها در گروه کانسارهای تیپ کروکو و بثورست قرار نخواهد گرفت، از طرفی هم به دلیل قرار نگرفتن این کانه‌زایی‌ها در کمپلکس‌های افیولیت که شامل سنگ درونگیر بازالت‌های بالشی و دایک‌های صفحه‌ای می‌باشد (Franklin et al., 2005) نمی‌توان کانسار مس - نقره گرماب پایین و کانسار اسبکشان را در رده کانسارهای تیپ قبرس قرار داد. در مورد کانسارهای تیپ بایمدال مافیک (نوراندا) بر اساس Franklin, (2013) همان‌طور که از اسمش مشخص است میزان سنگ‌های آتشفشانی مافیک دو برابر و تقریباً حدود ۸۰ درصد می‌باشد و سهم سنگ‌های رسوبی ناچیز و بین ۱۰ تا ۲۰ درصد می‌باشد، در صورتی که سنگ‌های رسوبی حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد توالی را تشکیل می‌دهند، تفاوت دیگری که بین کانسار گرماب پایین و اسبکشان با کانسارهای تیپ نوراندا وجود دارد، مربوط به جایگاه تکتونیکی کانسارهای نوراندا می‌باشد. این کانسارها در کمان‌های اقیانوسی نوظهور تشکیل می‌شوند (Gibson et al., 2007). اما بر اساس مطالعات Rossetti et al., (2010) زیر پهنه سبزوار در زمان کرتاسه پسین یک حوضه پشت‌کمانی بوده است. بر این اساس کانسار مس- نقره گرماب پایین و کانسار اسبکشان نمی‌توان در گروه کانسارهای بایمدال مافیک جای داد. کانه‌زایی سولفید توده‌ای مس- نقره گرماب پایین و کانسار اسبکشان به علت داشتن محیط تکتونیکی تشکیل، جایگاه زمین‌شناسی تهنشست، سن کانه‌زایی، سنگ‌های میزبان، شکل هندسی ماده معدنی، رخساره‌های کانه دار، ساخت و بافت و دگرسانی دارای بیشترین شباهت با کانسارهای تیپ پلیتیک مافیک (تیپ بشی) است (جدول ۷-۱).

جدول ۷-۱: مقایسه کانسار مس-نقره گرماب پایین و کانسار اسبکشان با تیپ‌های مختلف کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان زاد بر اساس رده‌بندی (Franklin et al., 2005).

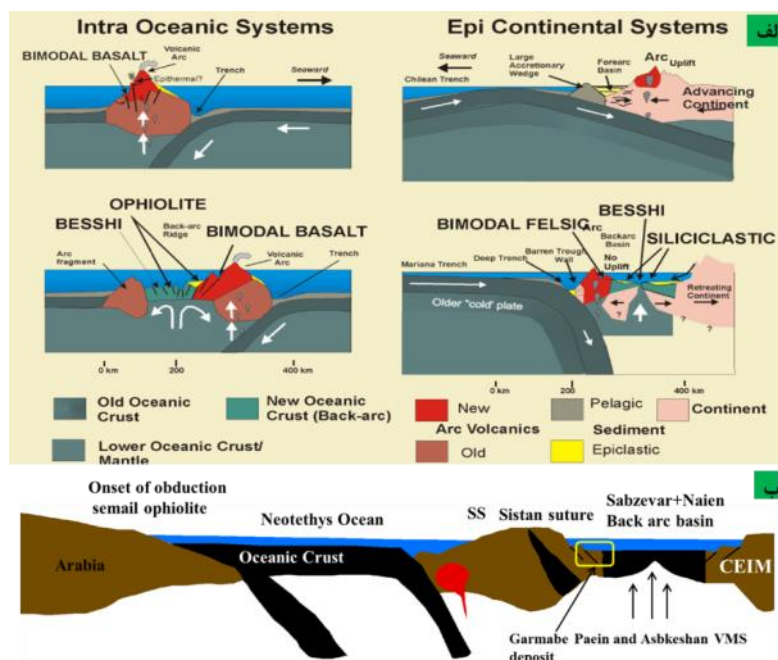
مهم‌ترین خصوصیات کانه زایی	کانسار گرماب پایین	کانسار اسبکشان	تیپ سیلیسیکلاستیک فلسفیک (Bathurst)	تیپ بایمودال فلسفیک (Kuroko)	تیپ بایمودال مافییک (Noranda)	تیپ پلیتیک مافییک (Besshi)	تیپ مافییک (Cyprus)
محیط تکتونیکی	پشت‌کمانی (Back-arc)	پشت‌کمانی (Back-arc)	کمان و پشت کمان	ریف‌ت کمانی و کمان‌های اقیانوسی - قاره‌ای	کمان‌های نوظهور اقیانوسی	پشت‌کمانی (Back-arc)، ریف‌ت‌های قاره‌ای	پشته‌های میان اقیانوسی، پشت‌کمانی
سنگ‌های میزبان و همراه	تراکی آندزیت، آندزیت بازالت، آهک پلاژیک، سیلتستون	بازالت، شیل، آندزیت و داسیت	داسیت، ریولیت و شیل سیاه	ریولیت و داسیت و سنگ‌های آذرآواری فلسفیک	بازالت، آندزیت و آذرآواری	گدازه‌های بازالتی، آندزی-بازالت، شیل سیاه، سیلتستون، ماسه‌سنگ	بازالت‌های بالشی و سنگ‌های الترامافییک
شکل هندسی ماده معدنی	صفحه‌ای شکل	صفحه‌ای شکل	صفحه‌ای شکل	عدسی شکل	عدسی شکل	صفحه‌ای شکل	عدسی شکل
ساخت و بافت	رگه-رگچه ای توده‌ای، لامینه	رگه-رگچه ای، لامینه	توده‌ای، نواری، دانه پراکنده و رگه‌ای	توده‌ای، نواری، دانه پراکنده و رگه‌ای	توده‌ای، نواری، دانه پراکنده و رگه‌ای	توده‌ای، لامینه، دانه پراکنده، رگه-رگچه ای	توده‌ای، نواری، دانه پراکنده و رگه‌ای
کانی‌های معدنی	پیریت، مس خالص، کالکوپیریت و مگنتیت	پیریت، مگنتیت و احتمالاً کالکوپیریت	پیریت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، پیرویت، تتراهدریت	اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، تتراهدریت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مارکاسیت، پیرویت	پیریت، کالکوپیریت
کانی‌های باطله	کوارتز، کلریت، سرسیت	کائولن، کوارتز و سرسیت	کربنات، کوارتز، سرسیت، کلریت، باریت	باریت فراوان، کوارتز	کلریت، کوارتز، کربنات، سرسیت	کلریت، کوارتز، کربنات، سرسیت	کوارتز، ژاسپر، کلریت
عمده عناصر فلزی	Cu-Ag	احتمالاً Cu	Zn-Pb-Cu	Zn-Pb	Zn-Cu	Cu-Zn	Zn-Cu
دگرسانی	کلریتی، سیلیسی، سرسیتی	آرژیلیت، سیلیسی، سرسیتی و کلریتی	سرسیتی، سیلیسی، کلریتی، کلسیتی	سرسیتی، پیریتی، سیلیسی، کلریتی	کلریتی و سرسیتی	کلریت، سیلیسی، سرسیتی، اپیدوتی	کلریتی، سیلیسی، سرسیتی
مراجع	این تحقیق		Bathurst (Goodfellow et al., 2003); Iberia (Solomon et al., 2004)	Kuroko (Ohmoto and Skinner,	Noranda, Gibson et 2007) (al.,	Windy Craggy (Peter et al., 1999)	Oman (Dergachev, et al., 2010)
مثال از تیپ‌های مشابه در ایران	این تحقیق		کانسار چاه‌گز (موسیوند و همکاران، ۱۳۸۸)	کانسار باریکا (یارمحمدی همکاران، ۱۳۸۵)، کانسار درین (نظری و همکاران، ۱۳۷۰)	کانسار سرگز (بدرزاده و همکاران، ۱۳۸۸)	کانسار بواتات (موسیوند و همکاران، ۱۳۸۲) و کانسار نوده (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۰)	کانسارهای شیخ عالی (منظمی و همکاران، ۱۳۷۷)

۷-۹- مقایسه کانسار مس - نقره گرماب پایین و کانسار اسبکشان با کانسارهای سولفید

توده‌ای تیپ پلیتیک مافیک (تیپ بشی)

۷-۹-۱- جایگاه تکتونیکی

نهشته‌های سولفید توده‌ای تیپ بشی در محیط‌های تکتونیکی متعددی شامل حوضه‌های پشت کمانی، حواشی قاره‌ای ریفتی، ریفت‌های درون قاره‌ای و یا در حوضه‌های ریفتی در مراحل اولیه از کشش قاره‌ها تشکیل می‌شوند (Hoy, 2005) (جدول ۷-۱). بنابراین یکی از محیط‌های تشکیل نهشته‌های تیپ بشی محیط‌های ریفت قاره‌ای می‌باشد (شکل ۷-۱۱ الف). بر اساس مطالعات Rossertti et al., (2010) زیر پهنه سبزوار در زمان کرتاسه پسین یک حوضه پشت کمانی بوده و در پشت کمان ماگمایی ارومیه-دختر تشکیل شده است (شکل ۷-۱۱ ب)، علاوه بر این مطالعات ژئوشیمیایی بر روی سنگ‌های آتشفشانی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی منطقه گرماب پایین دارای ترکیب بازالتی و کمتر آلکالی بازالتی و ماهیت کالک آلکالن بوده و در محیط‌های پشت کمانی نهشته شده‌اند.



شکل ۷-۱۱: الف- جایگاه‌های تکتونیکی (پشت کمانی و میان اقیانوسی) تشکیل کانسارهای تیپ پلیتیک مافیک (تیپ بشی) (Franklin, 2013)، ب- جایگاه تکتونیکی کانسار گرماب پایین و اسبکشان در زمان کرتاسه پسین در حوضه پشت کمانی سبزوار- نائین.

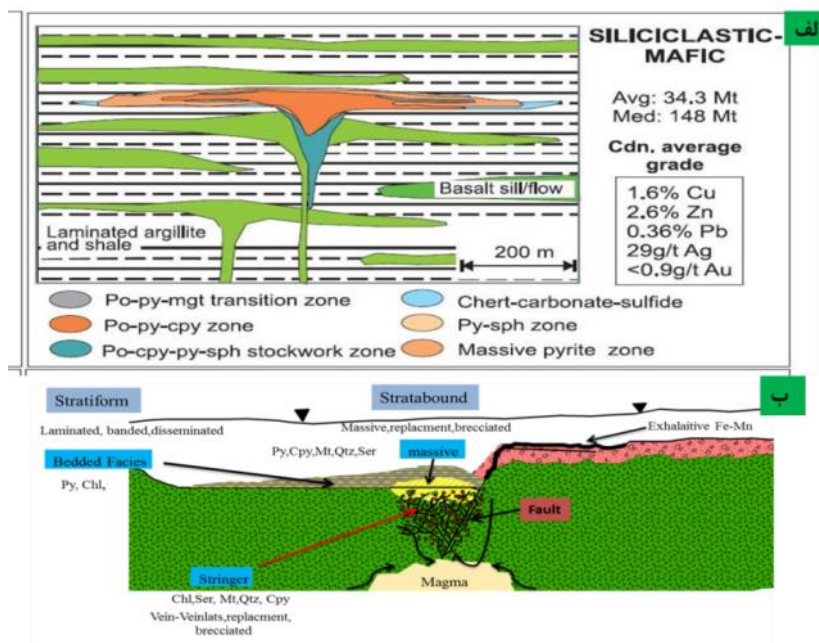
۷-۹-۲- سنگ میزبان و سنگ‌های همراه

سنگ‌های میزبان نهشته‌های تیپ بشی بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی مافیک (بازالت و آندزیت) و سنگ‌های تخریبی (شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون) می‌باشد و به مقدار کمتر کربنات، تشکیلات چرتی آه‌دار نیز در توالی سنگ میزبان این نوع نهشته‌ها دیده می‌شود (شکل ۷-۱۰ و جدول ۷-۱). همچنین معادل‌های دگرگون‌شده یعنی کلریت شیست، شیست‌های پلیتی، متاگریوک، کوارتزیت و کالک شیست‌ها تشکیل می‌شوند (Hoy., 2005; Franklin, 2013). بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی و مطالعات میکروسکوپی سنگ میزبان ماده معدنی در کانسار گرماب پایین عمدتاً از نوع گدازه‌های تراکی آندزیتی و آندزی بازالت است که بر روی واحد توف برشی و توف جریان‌ی قرار گرفته‌اند و نیز سنگ‌های تخریبی از نوع سیلتستون تا سنگ‌های کربناته و به میزان کمتر چرت و تشکیلات آه‌نی می‌باشد که به صورت بین لایه‌ای در میان سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و آندزی بازالت قرار گرفته است (شکل ۳-۹ و شکل ۳-۱۰ و جدول ۷-۱). به نظر (wilton, 2000) هرچه میزان سنگ‌های مافیک در توالی چین‌شناسی نهشته‌های بشی بیشتر باشد، عیار مس در آن‌ها بیشتر است. با توجه به عیار بالای مس در کانسار گرماب پایین نشان دهنده اهمیت سنگ‌های مافیک در توالی آتشفشانی-رسوبی در منطقه می‌باشد.

سنگ میزبان توالی کانه‌زایی در کانسار کائولن اسبکشان به دلیل میزان بالای دگرسانی غیر قابل تشخیص می‌باشد اما رسم ستون چین‌شناسی از توالی کانسار با توجه به مطالعات صحرایی نشان می‌دهد افق کانه‌زایی کانسار اسبکشان در توالی بالاتر از کانسار گرماب پایین می‌باشد و در واحد سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی شامل شیل، بازالت، آندزیت و داسیت است که به شدت تحت تأثیر سیالات جوی دچار دگرسانی آرژیلیتی شده است.

۷-۹-۳- شکل هندسی ماده معدنی

نهشته‌های تیپ بشی به طور تیپیک دارای مورفولوژی و شکل هندسی استراتیفرم و تابولار نازک لایه، صفحه‌ای و ورقه‌ای شکل می‌باشند (Hoy., 2005; Franklin, 2013)، این مورفولوژی استراتیفرم و نسبتاً لایه‌ای، ورقه‌ای و صفحه‌ای شکل از خصوصیات آشکار کانسارهای سولفید توده‌ای آشفشان‌زاد می‌باشد (Franklin et al., 1993). (شکل ۷-۱۲ الف) در کانسار Windy Craggy که به‌عنوان بزرگ‌ترین کانسار تیپ بشی است مورفولوژی و شکل هندسی عدسی شکل تا لایه‌ای سولفیدی نیز دیده می‌شود (Peter et al., 1999). کانه زایی مس-نقره سولفید توده‌ای در کانسار گرماب پایین نیز به صورت استراتی‌باند در رخساره رگه-رگچه ای و به شکل تابولار^۱، عدسی و صفحه‌ای شکل در رخساره توده‌ای و در قسمت شرقی کانسار نهشته‌های استراتیفرم و نازک لایه که به صورت هم‌روند با سنگ‌های تخریبی سیلتستون دیده می‌شود (شکل ۷-۱۲ ب).



شکل ۷-۱۲: شکل هندسی ماده معدنی در کانسارهای تیپ بشی به شکل‌های استراتیفرم و تابولار نازک لایه، صفحه‌ای و ورقه‌ای (Galley et al., 2007)، ب- شکل هندسی ماده معدنی در کانسار گرماب پایین به شکل‌های استراتی‌باند، استراتی‌فرم.

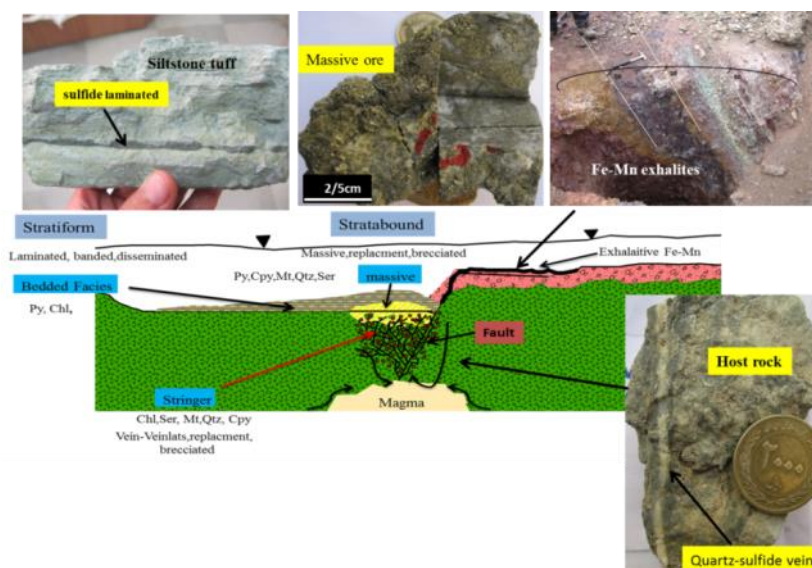
¹ Tabular to Inticular

۷-۹-۴- رخساره‌های کان‌دار

کانی‌زایی مس در کانسارهای تیپ بشی بر اساس ساخت و بافت و کانی‌شناسی و نوع ارتباط با سنگ میزبان از پایین به بالا به چهار رخساره قابل تفکیک می‌باشد (Franklin et al., 2005) (شکل ۷-۱۲ ب و جدول ۷-۱). شامل:

- ۱- رخساره رگه-رگچه‌ای
- ۲- رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای
- ۳- رخساره کانسنگ لایه‌ای و
- ۴- رخساره حاشیه‌ای (اگزالیت) می‌باشد

در کانسار گرماب پایین رخساره رگه-رگچه‌ای شامل رگه‌های سیلیسی سولفیدی که سنگ میزبان آندزیتی کلریتی شده را قطع کرده است، رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای، رخساره کانسنگ لایه‌ای سیلتستون و رخساره حاشیه‌ای که شامل تشکیلات آهن و منگنز می‌باشد تشخیص داده شده است (شکل ۷-۱۳). در کانسار اسبکشان نیز به علت دگرسانی شدید آرژیلیتی تنها رخساره رگه-رگچه‌ای و لایه‌ای تشخیص داده شده است (شکل ۴-۲۱ و شکل ۴-۲۲).



شکل ۷-۱۳: شکل نمادین از رخساره‌های رگه-رگچه‌ای، توده‌ای، لایه‌ای و اگزالیت‌ها در کانسار گرماب پایین.

۷-۹-۵- کانی‌شناسی

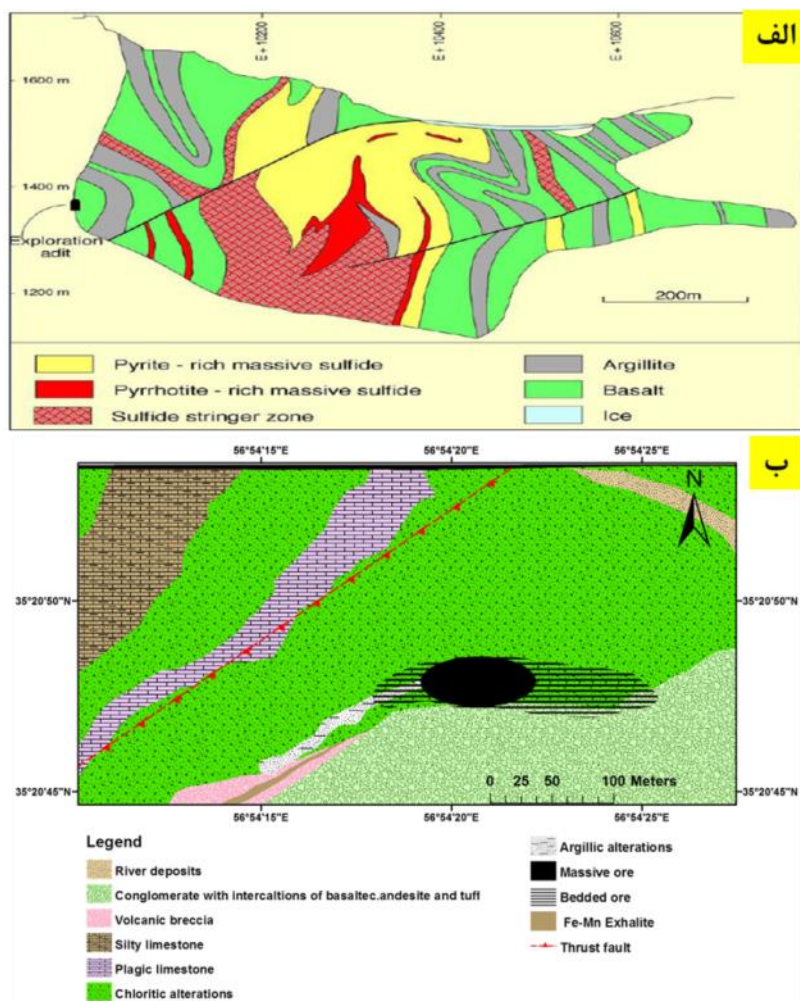
کانه‌های معدنی در کانسارهای سولفید توده‌ای تیپ بشی عمدتاً شامل پیریت و پیروتیت و با مقادیر متغیر کالکوپیریت، اسفالریت، مگنتیت، بورنیت، تتراهدريت، آرسنوپیریت، مارکاسیت و به مقدار ناچیز گالن تشکیل شده است. از نظر کانی‌شناسی باطله، شامل کوارتز، کلسیت، آلبیت، کلریت، سیدریت، بیوتیت و تورمالین می‌باشد (Hoy., 2005; Franklin et al., 1993; Franklin, 2013). بر اساس مطالعات میکروسکوپی و نتایج آنالیز XRD، کان‌های معدنی در کانسار گرماب پایین، کانی‌های اولیه عمدتاً شامل پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت و کانی‌های ثانویه مالاکیت، کولیت، کوپریت و اکسیدهای آهن و منگنز می‌باشد. کانی‌های باطله شامل کلریت، آلبیت، کوارتز و کانی‌های رسی همچون کائولینیت و دیکیت می‌باشد (جدول ۷-۱). در کانسار اسبکشان نیز کانی‌های اولیه شامل پیریت و مگنتیت و کانی‌های باطله شامل کانی‌های رسی همچون (کائولینیت، مونت موریونیت و دیکت)، کوارتز و آلبیت می‌باشد.

۷-۹-۶- ساخت و بافت و منطقه بندی

انواع بافت‌های معدنی در نهشته‌های تیپ بشی شامل بافت توده‌ای و نیمه توده‌ای، نواری و لامینه (با سیمایی رسوبی)، دانه پراکنده، رگه-رگچه ای، برشی و جانیشینی می‌باشد، وجود این منطقه بندی از بافت، کانی و عنصر در اطراف محل خروج سیال کان‌ساز به طرف بخش‌های کانسنگ لایه‌ای است. این منطقه‌بندی از مرکز خروج سیالات در رخساره رگه-رگچه‌ای کنترل می‌شود. در کانسار گرماب پایین نیز مواد معدنی دارای بافت‌های توده‌ای و نیمه توده‌ای در رخساره کانسنگ توده‌ای، نواری و لامینه، دانه پراکنده در رخساره کانسنگ لایه‌ای و بافت رگه-رگچه ای و برشی در رخساره استرینگر می‌باشد (شکل ۴-۵ و شکل ۴-۷ و شکل ۴-۸ و شکل ۴-۱۱). در کانسار اسبکشان هم تنها بافت نواری و لامینه، دانه پراکنده در رخساره کانسنگ لایه‌ای و بافت رگه-رگچه‌ای و برشی در رخساره استرینگر دیده می‌شود (شکل ۴-۲۱ و شکل ۴-۲۲).

۷-۹-۷- کانی‌شناسی دگرسانی سنگ میزبان

کانی‌شناسی پهنه‌های دگرسانی در نهشته‌های تیپ بشی مشابه کانی‌های باطله است. از این کانی‌ها می‌توان کوارتز، کلریت، کلسیت، سیدریت، سرسیت، آلبیت و گرافیت را نام برد (Hoy, 2005)، (شکل ۷-۱۴ الف) و گسترش این دگرسانی‌ها در کانسارهای سولفید توده‌ای وابسته به ترکیب، نفوذپذیری و تخلخل رسوبات کمرپایین و ترکیب شیمیایی و خصوصیات سیال گرمابی می‌باشد. در کانسار گرماب پایین عمده دگرسانی‌ها شامل دگرسانی کلریت و کوارتز می‌باشد (شکل ۷-۲۷) و بالاترین میزان دگرسانی در کانسار گرماب پایین مربوط به این دو نوع گرسانی در رخسار رگه-رگچه ای می‌باشد، کوارتز در این رخساره به صورت پرکننده حفرات همراه با سولفیدهای پیریت و کالکوپیریت دیده می‌شود. دگرسانی بعدی مربوط به دگرسانی سرسیتی می‌باشد که میزان این دگرسانی در کانسار گرماب پایین کم می‌باشد و بیشتر مربوط به قسمت‌های کمربالای کانسار می‌باشد (جدول ۷-۱). همچنین اینکه مهم‌ترین و شاخص‌ترین دگرسانی در کانسار Windy Craggy دگرسانی کلریتی و سیلیسی در پهنه استرینگر می‌باشد؛ و طبق مطالعات (Franklin et al., 2005) بر روی کانسارهای مختلف تیپ بشی نشان داده است، بیشترین حجم دگرسانی در این کانسارها مربوط به دگرسانی کلریتی می‌باشد که در کانسار گرماب پایین نیز به وفور دیده می‌شود (شکل ۷-۱۴ ب). در کانسار اسبکشان نیز بالاترین حجم دگرسانی مربوط به دگرسانی آرژیلیتی است که ناشی از نفوذ سیالات جوی می‌باشد (شکل ۷-۲۰).



شکل ۷-۱۴: الف- نقشه منطقه بندی کانسنگ سولفیدی در بخش شمالی کانسار (Windy Cragy, Peter et al, 2007). ب- نمایی شماتیک از نقشه دگرسانی به همراه رخساره‌های های مختلف کانه دار کانسار گرماب پایین.

۷-۱۰- توزیع زمانی و مکانی کانسارهای تیپ سولفید توده‌ای آتشفشان زاد سولفید توده‌ای

آتشفشان زاد در ایران

با توجه به گسترش سنگ‌های آتشفشانی و توالی‌های آتشفشانی - رسوبی در ایران، بحث مطالعه و اکتشاف کانه‌زایی های سولفید توده‌ای می‌تواند بسیار جدی باشد، چرا که مطالعات انجام گرفته تاکنون نشان می‌دهد که کشور ما از پتانسیل بالایی از این تیپ نهشته‌ها برخوردار است (موسیوند، ۱۳۸۹).

نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد در ایران توسط Mousivand et al., (2012) با استفاده از تقسیم‌بندی Franklin et al., (2005) به تیپ‌های گوناگون زیر (شامل پنج تیپ مافیک، پلیتیک مافیک، بایمدال مافیک، بایمدال فلسیک و سیلیسیکلاستیک فلسیک) رده‌بندی نمود.

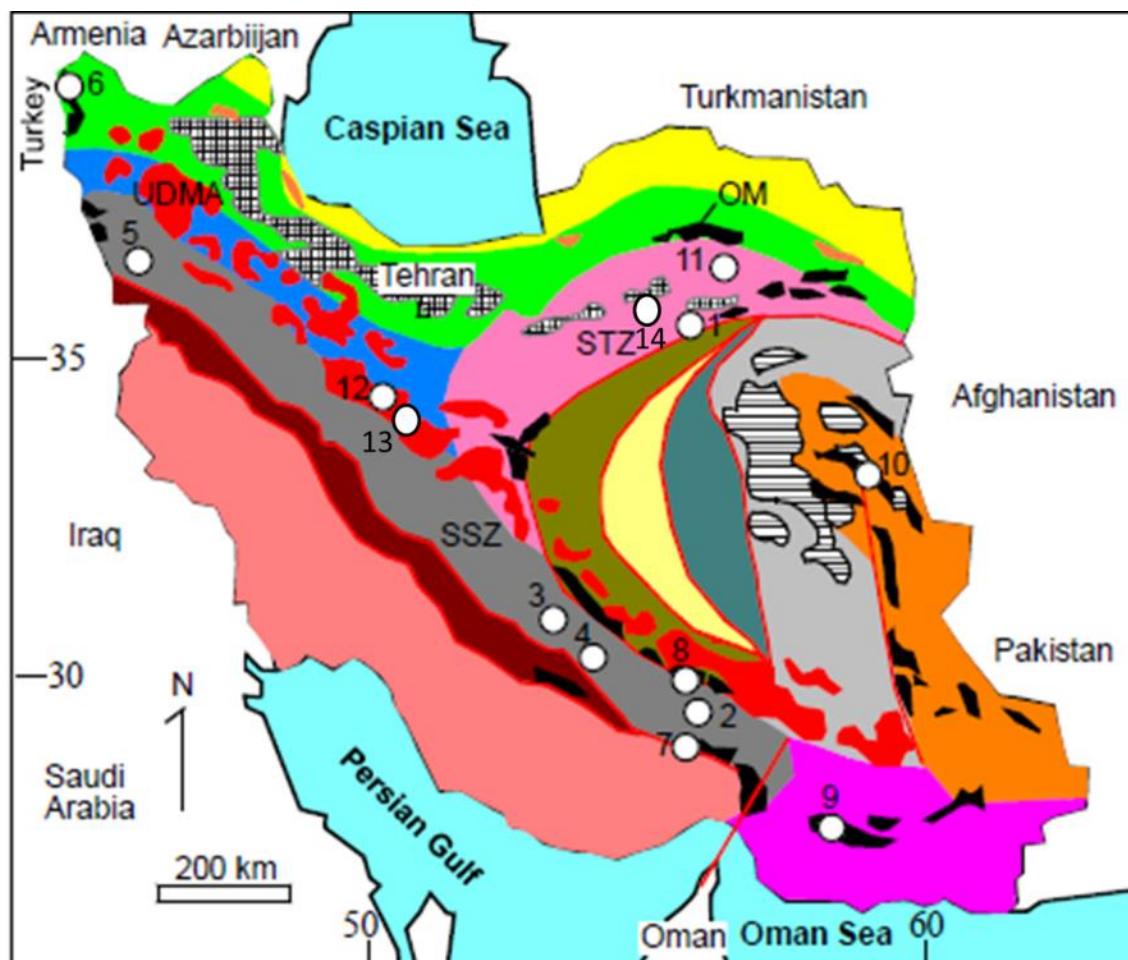
۱- مافیک یا تیپ قبرس: شامل نهشته‌های موجود در آمیزه‌های رنگین شامل کانسارهای شیخ عالی و احمدآباد و زورآباد خوی، زاغ دره بافت، رمشک، گزیک، درگز، خلیلان و مسگران (شکل ۷-۱۵).

۲- بایمدال مافیک یا تیپ نوراندا: شامل نهشته‌های منطقه سرگز و اسفندقه مانند نهشته‌های سرگز، قلعه ریگی و سیه معدن در پهنه سنندج- سیرجان جنوبی (شکل ۷-۱۵).

۳- پلیتیک مافیک یا تیپ بشی: شامل نهشته‌های بوانات در پهنه سنندج-سیرجان، مس نوده و مس گرماب پایین در زیر پهنه سبزوار (شکل ۷-۱۵).

۴- بایمدال فلسیک یا تیپ کروکو: شامل نهشته‌های منطقه تکنار در پهنه ایران مرکزی، نهشته باریکا در پهنه سنندج-سیرجان و نهشته‌های دره کاشان و قزآن در کمربند ارومیه -دختر (شکل ۷-۱۵).

۵- سیلیسیکلاستیک فلسیک یا تیپ بثرست: شامل نهشته‌های منطقه چاه گز در پهنه سنندج-سیرجان جنوبی (شکل ۷-۱۵).



شکل ۷-۱۵: موقعیت نهشته‌های شناخته شده VMS ایران در نقشه پهنه‌های ساختمانی مختلف (نقشه از آقائاتی، ۱۳۸۳؛ Alavi, 1994): ۱- نهشته‌های تکنار، ۲- نهشته‌های منطقه سرگز و اسفندقه، ۳- نهشته بوانات، ۴- نهشته‌های منطقه چاه گز، ۵- نهشته‌های باریکا، ۶- نهشته‌های زورآبادخوی، ۷- نهشته‌های شیخ عالی و احمدآباد، ۸- نهشته‌های زاغ دره بافت، ۹- نهشته‌های منطقه رمشک، ۱۰- نهشته‌های منطقه گزیک، خلیلان و مسگران، ۱۱- کانسار نوده در جنوب غرب سبزوار، ۱۲- نهشته‌های دره کاشان، ۱۳- نهشته‌های قزان قمصر کاشان و ۱۴- کانسار مس گرماب پایین در زیر پهنه سبزوار (Mousivand et al., 2012)؛ موسیوند و همکاران، ۱۳۹۱). SSZ: سنندج-سیرجان؛ STZ: زیر پهنه سبزوار - تکنار؛ OM: آمیزه‌های افیولیتی؛ UDMA: کمان ماگمایی ارومیه - دختر.

به دلیل تنوع محیط‌های زمین‌شناسی - ساختمانی در ایران تیپ‌های گوناگون کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد وجود دارد. در میان تیپ‌های معرفی شده تیپ مافیک دارای بیشترین فراوانی می‌باشند و نهشته‌های تیپ بایمدال فلسیک و بایمدال مافیک در رده بعدی قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱۶ الف) (موسیوند و همکاران، ۱۳۹۱).

بر اساس مطالعات موسیوند و همکاران، (۱۳۹۱)، نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد ایران در دوره‌های زمانی مختلف رخ داده‌اند که از قدیم به جدید عبارت‌اند از: (شکل ۷-۱۶ ب)

۱- پروتوزوئیک پسین: کانسار مس (روی-نقره-طلا) تکنار.

۲- تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین: کانسارهای مس (روی) سرگز، قلعه ریگی، سیه معدن و بوانات.

۳- ژوراسیک میانی: کانسار روی-سرب-مس چاه گز

۴- کرتاسه میانی-بابایی: کانسار باریت-روی-سرب غنی از طلای باریکا.

۵- کرتاسه بالایی: کانسارهای مس نوده و مس گرماب پایین در زیر زیر پهنه سبزوار، کانسارهای موجود در آمیزه‌های رنگین شامل کانسارهای شیخ عالی و احمدآباد هرمزگان، زورآباد خوی، زاغ دره بافت، رمشک کرمان، گزیک، مسگران و خلیلان بیرجند و

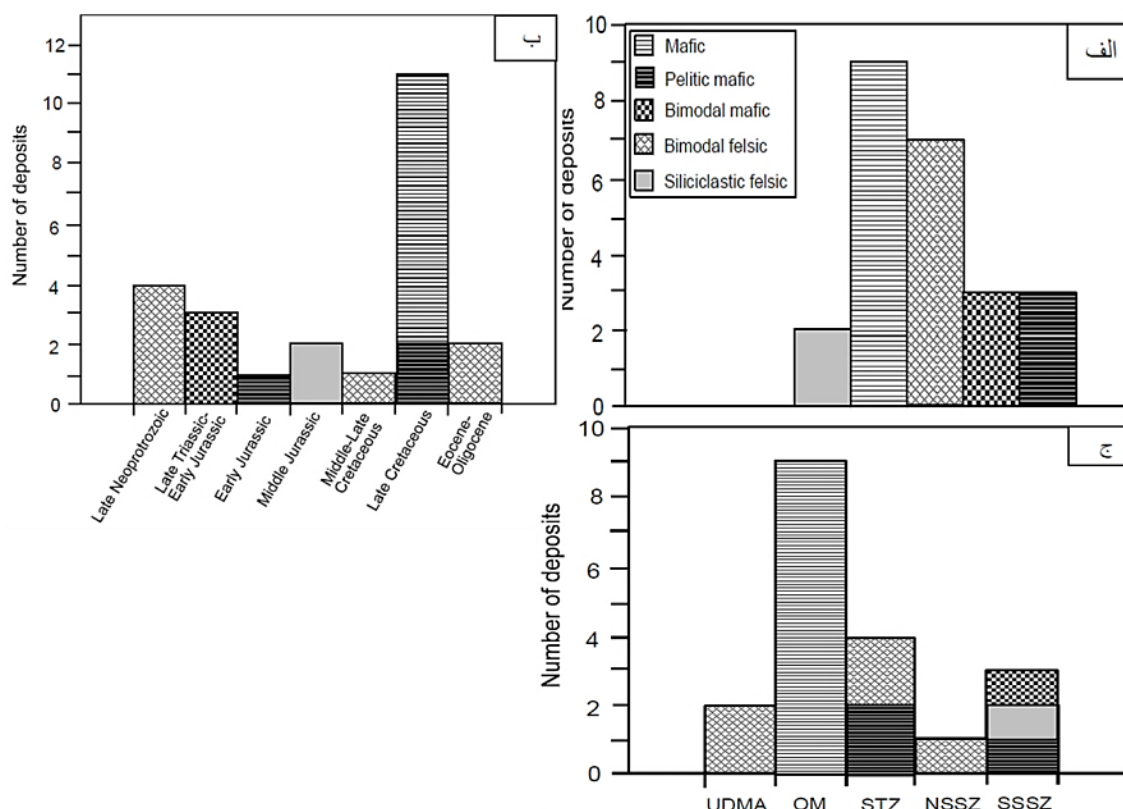
۶- ائوسن-الیگوسن: کانسارهای باریت (سرب-روی) دره کاشان و کانسار باریت (سرب) قزآن قمصر کاشان.

بنابراین دوران مزوزوئیک (ژوراسیک و کرتاسه) مهم‌ترین دوره زمانی برای رخداد نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد در ایران می‌باشد (شکل ۷-۱۶ ب)

در جدول ۷-۲ ضمن بیان ویژگی برخی از کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد تیپ بشی در ایران، سعی در مقایسه کانسار مس-نقره گرماب پایین با کانسار اسبکشان و دیگر کانسارهای تیپ بشی در ایران شده است. با توجه به این جدول شباهت‌های بسیار زیادی میان کانسار گرماب پایین و اسبکشان با کانسارهای سولفید توده‌ای تیپ بشی مشاهده می‌شود.

جدول ۷-۲: مقایسه کانسارهای سولفید توده‌ای تیپ بشی در ایران

مهم ترین خصوصیات کانه زایی	تیپ پلیتیک مافیک (Besshi)	کانسار گرماب پایین	کانسار اسبکشان	کانسار مس-روی نوده	کانسار مس-روی بوانات
محیط تکنیکی	پشت کمانی (Back-arc)، ریف‌های قاره‌ای	پشت کمانی (Back-arc)	پشت کمانی (Back-arc)	پشت کمانی (Back-arc)	ریف‌های قاره‌ای و در مراحل اول جدایش قاره‌ای
سنگ های میزبان و همراه	گدازه‌های بازالتی، آندزیت-بازالت، شیل سیاه، سیلتستون، ماسه سنگ	تراکی آندزیت، آندزیت بازالت، آهک پلاژیک، سیلتستون	بازالت، شیل، آندزیت و داسیت	گدازه‌های آلکالی الیوین بازالت، ماسه سنگ سیلتی-توفی، توف و شیل توفی	متابازالتی (کلریت شیشه‌ها)، سنگ های تخریبی با ماهیت توربیدیتی تا گری واک
شکل هندسی ماده معدنی	صفحه‌ای شکل	صفحه‌ای شکل	صفحه‌ای شکل	صفحه‌ای شکل	استراتیفرم، تابولار نازک لایه و صفحه‌ای شکل
ساخت و یافت	توده‌ای، لامینه، دانه پراکنده، رگه-رگه ای	رگه-رگه ای توده‌ای، لامینه	رگه-رگه ای، لامینه	رگه-رگه ای توده‌ای، لامینه	نواری با توده‌ای، نیمه توده‌ای، لامینه ای و دانه پراکنده
کانی های معدنی	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مارکاسیت، پیروتیت	پیریت، مس، خالص، کالکوپیریت و مگنتیت	پیریت، مگنتیت و احتمالاً کالکوپیریت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مگنتیت، بولانژریت و بورنیت	پیریت، پیروتیت، کالکوپیریت، اسفالریت و میزان ناچیز گالن
کانی های باطله	کلریت، کوارتز، کربنات، سرسیت	کوارتز، کلریت، سرسیت	کائولن، کوارتز و سرسیت	کوارتز، کلریت، سرسیت و اپیدوت	کوارتز، کلریت، کلسیت، سیدریت، گرافیت و آنکریت
عمده عناصر فلزی	Cu-Zn	Cu-Ag	Cu احتمالاً	Cu-Zn	Cu, Zn
دگرسانی	کلریت، سیلیسی، سرسیتی، اپیدوتی	کلریتی، سیلیسی، سرسیتی	آرژیلیت، سیلیسی، سرسیتی و کلریتی	کلریتی، سیلیسی، سرسیتی و اپیدوتی	کلریت، سیلیسی و کلسیت
سن کانه زایی	عمدتاً در پالئوزوئیک و مزوزوئیک	کرتاسه پسین	کرتاسه پسین	کرتاسه پسین	تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین
موقعیت زمین ساختی	-	زیر پهنه سبزوار	زیر پهنه سبزوار	زیر پهنه سبزوار	پهنه سهندج-سیرجان
مراجع	Franklin, (2013)	طاشی و همکاران، (۱۳۹۳)		مغفوری و همکاران، (۱۳۹۰)	موسیوند و همکاران، (۱۳۸۲)



شکل ۷-۱۶: الف- نمودار فراوانی تیپ‌های مختلف کانسارهای سولفید توده‌ای ایران در زمان‌های مختلف، ب- نمودار توزیع زمانی کانسارهای سولفید توده‌ای ایران و ج- نمودار توزیع مکانی کانسارهای سولفید توده‌ای ایران (بر اساس تعداد نهشته‌ها و رخداد‌های مطالعه شده یا گزارش شده تاکنون). (Mousivand et al., 2012; موسیوند و همکاران، ۱۳۹۱). SSZ: سنندج-سیرجان؛ STZ: زیر پهنه سبزوار - تکنار؛ OM: آمیزه‌های افیولیتی؛ UDMA: کمان ماگمایی ارومیه - دختر.

۷-۱۱- پیشنهادات اکتشافی و تحقیقاتی

الف- پیشنهادات اکتشافی

- با توجه به این که پهنه سبزوار به‌عنوان محیط پشت کمانی معرفی شده است (Rossetti et al., 2010) و اکتشاف کانسارهای مس-نقره گرماب پایین و کانسار اسبکشان به‌عنوان دومین کانه‌زایی سولفید توده‌ای بعد از کانسار مس نوده در زیر پهنه سبزوار و ضخامت زیاد توالی آتشفشانی -رسوبی در این پهنه ساختاری، پی‌جویی کانسارهای مشابه کانسار نوده و گرماب پایین در این زیر پهنه پیشنهاد می‌شود.

- از آنجایی که توالی ضخیم آتشفشانی - رسوبی منطقه گرماب پایین و اسبکشان در منطقه حفاظت شده خارتوران قرار گرفته است هیچ گونه کار اکتشافی تاکنون در منطقه صورت نگرفته است، پیشنهاد می شود کار اکتشافی دقیق در منطقه جهت پی جویی ذخایر مس و منگنز صورت گیرد.
- پیشنهاد می شود با توجه به ضخامت زیاد توالی آتشفشانی - رسوبی در دیگر نقاط ایران که مشابه توالی آتشفشانی - رسوبی در زیر پهنه سبزوار می باشد، جهت اکتشاف کانسارهای VMS مورد مطالعه دقیق تر قرار گیرد.
- با توجه به نقش گسل ها در کانه زایی که به عنوان محل عبور سیالات کانه دار می باشد، تشخیص محل عبور گسل های هم زمان با رسوب گذاری و آتشفشان برای اکتشاف نهشته VMS پیشنهاد می شود.
- با توجه به گسترش بخش های گوسنی و دگرسانی های شدید کلریتی و آرژیلیتی در کانسارهای مس گرماب پایین و اسبکشان، پیشنهاد می شود جهت اکتشاف دیگر کانسارهای VMS در منطقه به بخش های گوسنی و دگرسانی ها توجه ویژه شود.
- استفاده از روش های ژئوفیزیکی (به روش پتانسیل القایی نیز استفاده از روش های الکترومغناطیسی EM مخصوصاً به صورت هوایی جهت اکتشاف کانسارهای پنهان) و روش های ژئوشیمیایی (استفاده از رسوبات رودخانه ای) در کنار داده های زمین شناسی.
- تلفیق داده های ژئوفیزیک (هوایی) - ژئوشیمیایی (رسوبات رودخانه ای) - دگرسانی ها (کلریتی و آرژیلیتی) - زمین شناسی (ترکیب شیمیایی سنگ ها و تکتونیکی منطقه) در نرم افزار GIS جهت اکتشاف کانسارهای پنهان در توالی آتشفشانی - رسوبی زیر زیر پهنه سبزوار.
- انجام مجدد عملیات حفاری (مغزه گیری) در کانسار گرماب پایین و هم در کانسار اسبکشان جهت پی گیری افق های کانه دار و نیز بررسی ساختاری پیکره های معدنی.

ب- پیشنهادات تحقیقاتی

- انجام مطالعات ایزوتوپی گوگرد (جهت تشخیص منشأ گوگرد) در کانسار گرماب پایین و اسبکشان و پی بردن به منشأ عناصر کانه ساز
- انجام مطالعات تکمیلی بر روی کانه‌زایی های مگنز در منطقه گرماب پایین و اسبکشان

- ۱- آقابات‌ی ع. (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران" وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور.
- ۲- بدر زاده ز. (۱۳۸۸)، رساله دکترا پترولوژی: "پترولوژی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی شمال غرب جیرفت با نگرشی ویژه بر کانه زایی مس- روی سولفید توده‌ای آتشفشان زاد همراه آن‌ها" دانشگاه تربیت مدرس.
- ۳- بدرزاده ز، سبزه‌ئی م، راستاد آ، امامی م و خیمنو د، (۱۳۸۹) "مراحل مختلف کانه زایی سولفیدی در کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان زاد سرگز، شمال باختر جیرفت، سنندج- سیرجان. جنوبی"، **فصلنامه علوم زمین**، شماره ۷۶.
- ۴- بویری م، راستاد آ و رشید نژاد عمران ن، (۱۳۸۹)، رساله کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، ژئوشیمی، ژنز و تیپ کانسار مس کشت محکی شمال غرب صفا شهر (استان فارس)". دانشگاه تربیت مدرس.
- ۵- پناهی شهری م، کریم پور ح و شبانی ف، (۱۳۸۹) "کانی سازی و اکتشاف ژئوشیمیایی در کمر بند سنگ های آتشفشانی- پلوتونیک هلاک آباد (جنوب سبزوار) با نگرشی بر اکتشاف مس پوفیری"، **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، شماره ۱ (جلد ۲)، ص ۲۱ تا ۳۸.
- ۶- تقی زاده ر، دری و، شیوا ع و ریاضی ن، (۱۳۸۶)، "بررسی صحرایی کانی سازی مس رسوبی در منطقه تسوج استان آذربایجان شرقی"
- ۷- تقی زاده قورولی س. (۱۳۹۳) پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار منگنز ذاکری، جنوب غرب سبزوار" زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ۸- روزبه کارگر س و قمیان، ی.، (۱۳۷۷)، "طرح اکتشاف مواد معدنی با استفاده از داده‌های ماهواره ای و ژئوفیزیک (پروژه سبزوار)، گزارش اکتشاف چکشی ورقه یکصد هزار باشتین"، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- ۹- روزبه کارگر س، قمیان ی، (۱۳۷۷)، "طرح اکتشافی مواد معدنی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و ژئوفیزیک هوایی (پروژه سبزوار)، گزارش اکتشافات چکشی ورقه یک صد هزار باشتین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۱۰- سامانی ب، (۱۳۸۱)، "متالوژنی کانسارهای مس نوع مانتو در ایران"، ششمین همایش زمین‌شناسی ایران.
- ۱۱- سپهری راد ر، (۱۳۸۸)، "گزارش پی‌جویی مس رسوبی در محور کدکن- ششتمد (شمال تربت‌حیدریه)"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- ۱۲- شرکت زمین شناسی محکم کار (۱۳۸۶)، "گزارش شرح عملیاتی مراحل پی جویی و اکتشاف کانسار مس گرماب پایین"
- ۱۳- شمسی پ، (۱۳۷۸)، "پایان‌نامه ارشد: بررسی ژئوشیمی و ژنز معدن مس خونگاه"، دانشگاه شیراز.
- ۱۴- طاشی م. موسیوند ف. و قاسمی ح. (۱۳۹۲) "رخداد کانه زایی سولفید توده‌ای آتشفشان زاد مس گرماب پایین-جنوب شرق شاهرود" سی دومین همایش علوم زمین. ۲۷ تا ۳۰ بهمن ماه. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. تهران.

- ۱۵- طائفی ن، (۱۳۹۳)، "پایان نامه ارشد: بررسی ژنز کانه‌زایی مس همراه با سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن، شمال ایران مرکزی، شرق و جنوب شرق شاهرود"، دانشگاه شاهرود.
- ۱۶- علی نیا ف. دهقان نژاد م. (۱۳۸۳) "مطالعات زمین شناسی اقتصادی ژئوشیمیایی معادن مس عباس آباد شاهرود و برآورد پتانسیل معدنی آنها"، کنفرانس مهندسی معدن ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۱۷- قائمی ف و موسوی حرمی ر، (۱۳۸۷)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور".
- ۱۸- قربانی م، (۱۳۸۱) "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران"، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، ۶۵۹ ص.
- ۱۹- قربانی م، (۱۳۸۶) "زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران".
- ۲۰- کریم پور م.ح، ملک زاده آ و حیدریان م.ر، (۱۳۸۴) "اکتشاف ذخایر معدنی"، چاپ سوم. انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۱۹۲.
- ۲۱- کهنسال ر، (۱۳۸۶) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مری-اسبکشان"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ۲۲- مغفوری م، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی مس در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزواری با تأکید بر کانسار نوده"، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۲۳- منظمی میر علیپور ع، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژنز کانسار سولفید توده‌ای مس شیخ عالی (جنوب شرق دولت‌آباد)"، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۲۴- موسیوند ف، (۱۳۸۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی مس در مجموعه آتشفشانی- رسوبی سوریان در منطقه بوانات، استان فارس"، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۲۵- موسیوند ف، (۱۳۸۹)، رساله دکترای زمین‌شناسی اقتصادی: "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسارهای روی- سرب- مس چاه گز در جنوب شهربابک و مقایسه آن با کانسارهای سولفید توده‌ای مس- روی- نقره بوانات در پهنه سهندج-سیرجان جنوبی"، دانشگاه تربیت مدرس، ص ۵۰۵.
- ۲۶- موسیوند ف، راستاد آ و امامی م.ه، (۱۳۸۲)، "مس بوانات: کانی زایی سولفید توده‌ای آتشفشان زاد تیپ بشی در ایران"، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین. ۱۴ تا ۱۶ بهمن‌ماه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- ۲۷- موسیوند ف، راستاد آ، پیتز ج و سولومون م، (۱۳۸۸)، "کانسار چاه گز: کانه زایی سولفید توده‌ای در ایران. مجموعه روی- سرب- مس تیپ Bathurst"، مقالات بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۲۸- موسیوند ف، راستاد، آ، پیتز، ج، (۱۳۹۱)، "گستره زمانی و مکانی کانسارهای توده‌ای آتشفشانزاد سولفید توده‌ای آتشفشان زاد ایران و جایگاه ژئودینامیکی آنها"، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین.
- ۲۹- مهربابی ب، حیدر پور ر، طالع فاضل آ و صفری م، (۱۳۹۰)، "مطالعه کانی سازی و رخداد ذخایر سولفید توده‌ای غنی از آهن شمال کبودان (بردسکن) با استفاده از شواهد زمین‌شناسی کانسنگ و ژئوشیمی"، دومین همایش زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه لرستان.
- ۳۰- میسون ب. کارلتون ب.م. (۱۹۱۷) "اصول ژئوشیمی" ترجمه توسط مر ف. شرفی ع.ا. (۱۳۷۱) انتشارات دانشگاه شیراز.
- ۳۱- نصرالهی ع. (۱۳۹۳) پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی منگنز در توالی آتشفشانی رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزواری، با تأکید بر کانسار منگنز نوده" زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- ۳۲- نظری م، (۱۳۷۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی: "کانی شناسی و ژنز کانسار باریت دره"، دانشگاه تربیت معلم، ۲۰۰ ص.
- ۳۳- نوایی ا و صالحی راد م، (۱۳۶۵)، "شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش خارتوران ۱:۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین شناسی کشور، وزارت صنایع و معادن.
- ۳۴- وحدتی دانشمند ف و سعیدیوع، (۱۳۷۷)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۳۵- یار محمدی ع، (۱۳۸۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی طلای باریکا، شمال شرق سردشت"، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۳۶- یارمحمدی ع، راستاد آ، محجل م و شمس م.ج، (۱۳۸۵) "رخداد طلای باریکا: کانه زائی تیپ ماسیوسولفید ولکانوژنیک غنی از طلا در ایران". **مجله علوم دانشگاه تهران**.

- 1- Agard p. Jolivet L. Vrielynck B. Burov E. and Monie p. (2007) "plat acceleration: the obduction trigger Earth Planet" **Sci. Lett**, 258. Pp 428-441.
- 2- Alavi M. (1991) "Sedimentary and structural characteristic of the Paleo- Tethys remnant in northeast Iran" **Geol. Soc. Of Amer. Bull**, 103: pp 983-992.
- 3- Alexander C.B. (1974) "The copper province of northern Michigan", U.S.A.
- 4- Arvin M. Pan Y. Dargahi S. Malekizadeh A. and Babaei A. (2007) "Petrochemistry of the Siat-kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction". **J. Asian Earth Sci**, 30. Pp 474-489.
- 5- Badrzadeh z. sabzehei m. Gimeno D. Peter J.M. Barrett T.J. Rastad E. and Aghazadeh M. (2010), "Geology, Mineralogy and Sulfur Isotope Geochemistry of the Sargaz Cu-Zn Volcanic Massive Sulfide Deposit" Sanandaj- Sirjan Zone, Iran.
- 6- Bailey S.W. (1980), "Summary of recommendations of AIPEA Nomenclature Committee" **Clays and Clay Minerals**, 15: 85-93.
- 7- Baroz R. Macaudiere R. Montigny R. Noghrean H. Ohnenstetter M. and Rocci G. (1984) "Ophiolites and related formation in the central part of the Sabzevar rang (Iran) and possible geotectonic reconstructions," **Neues J. Geol. pala ont. Abh**, 168. Pp 353-388.
- 8- Berberian F. and Berberian M. (1981) "Tectono- plutonic episodes in Iran. In: Zagros- Hindu Kush- Himalaya Geodynamic Evolution" (H.K. Gupta and F.M. Delany. Eds). pp 5-32. American Geophysical Union & Geological Society of America. Washington.
- 9- Berberian. M., and King. G.C.P., (1981) "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **Can. J. Earth Sci**. 18, pp 210-265.
- 10- Besse J. Torcq F. Gallet Y. Ricou L.E. Krystyn L. and Saidi A. (1998) "Late Permian to late Triassic Paleomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan ocean and initial destruction of Pangea" **Geophys. J. Int.**, 135, pp 77- 92.
- 11- Bodnar R.J. and Vityk M.O. (1994), "Interpretations of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions, in DeVivo B. and Frezzotti M.L. eds., Fluid inclusions in minerals: Methods and applications: Blacksburg", **Virginia Polytechnic Institute and State University Press**, p. 117-130.

- 12- Bourcier C.W. and Barenès H.L.(1987) "Ore solution chemistry. Stabilities of chloride and bisulfide complex of zinc to 350°C" **Economic geology**, v. 82, p. 1839-1863.
- 13- Boyle R.W. (1979) "The geochemistry of gold and its deposits" **Geol. Surv. Can. Bull.** 280, 584 pp.
- 14- Cann J. R. (1969) "Spillites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean: **Journal of petrology**, 10, 1-19.
- 15- Cornwall H. R. (1956) "A summary of ideas on the origin of native copper deposit" **Economic geology**, v. 59, p. 615-631.
- 16- Craig J. R. Vokes F. M. and Solberg T. N. (1998) "Pyrite: Physical and chemical texture" **Mineral. Deposita**, v.34, pp.82-101.
- 17- Davoudzadeh. M. (1972), "Geology and petrography of the area north of Nain, central Iran Geological Survey of Iran". Rep.
- 18- Dergachev A. L. Eremin N. I. and Sergeeva N. E. (2010) "Volcanic- associated Besshi- type copper sulfide deposit" **Moscow Geology Bulletin**, Vol.66, p. 274-281.
- 19- Foster R. P. (1993), "Gold Metallogeny and exploration. Blackie and Son, Glasgow", 432 pp.
- 20- Franklin J. m. (1996) "Volcanic- associated massive sulfide base metal, in Geology of Canadian mineral deposit type, (eds), O.R, Eckstrand, WD, Sinclair. And R.I.Throp", **Geological survey of Canada, Geology of Canada**. No.8. pp 158-183.
- 21- Franklin J. M. (2013), "Volcanogenic Massive Sulfide Deposits Part 1": Classification and Model.
- 22- Galley A. G. Hannington M. D. and Jonasson I. R (2007), "Volcanogenic massive sulfide deposit" in Goodfellow, W.D, ed, Mineral Deposit of Canada: A Synthesis of Major Deposit- Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Province, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, **Mineral Deposits Division, Special Publication** No. 5. Pp 141- 161.
- 23- Gerdes A. and Zeh A. (2009) "Zircon formation versus zircon alteration – New insights from combined U- Pb and Lu-Hf in- situ La- ICP- MS analyses of Archean zircons from the Limpopo Belt. Chem" **Geol.**, 261, pp 230–243.
- 24- Ghasemi A. and Talbot C. J. (2006) "A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone Iran" **J. Asian Earth Sci**, 26, pp 683–693.
- 25- Gibson H. L. Gally G. (2007) "Volcanogenic massive sulfide deposit of the Noranda district, Quebec" **Geological Association of Canada**, p. 533-552.
- 26- Gilmour P. (1971) "Stratabound massive pyritic sulfide deposit"- a review, **Econ. Geol** 66: 1239-1244.
- 27- Goodfellow W. D. McCutcheon S. R and Peter J. M. (2003) "Massive sulfide deposits of the Bathurst mining camp, New Brunswick and northern Maine" **Economic Geology monograph** 11, 300p.
- 28- Graf J. L. (1977) "Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks" **Econ. Geol.** 72: 527-548.
- 29- Guilbert J. M. and Park C. F. J. (1999) "**The geology of ore deposits**": Freeman, W.H. and company. pp. 985.
- 30- Guilbert. J. M. Park J. C. F. (1997) "The geology of ore deposits". 985 p.
- 31- Harker A. (1909). "The natural history of igneous rocks". Methuen & co. London.
- 32- Hoy T. (2005) "Besshi massive sulfide"(GO4), USGS

- 33- Huston D. (2000) "Gold in Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Distribution, Genesis, and Exploration" *SEG Review*.13: 401-426.
- 34- Inverno C. Solomon M. Barton M. A and Foden j. (2008) "the Cu Stockwork and Massive Sulfide Ore of the Feitais Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit Aljustrael, Iberian Pyrite Belt, Portugal: A Mineralogical, Fluid Inclusion, and Isotopic Investigation" **Economic Geology**, v. 103, pp. 241-267.
- 35- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p.523-548.
- 36- Javier S. Francisco V. and Inaki Y. (2000) "Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain)" **Applied Geochemistry** 15, 1265±1290.
- 37- Kelin C. and Hurlbut C.S. (1993) "Manual of Mineralogy" John Wiley, Sons, 681 p.
- 38- Kerrich R. Goldfarb R. J. and Groves D. I. (2000) "The geodynamic of world-class gold deposits: characteristics, space-time distribution and origins"
- 39- Khadem N. (1964) "Type of copper deposit in Iran," in symposium on mining geology and the base metals central treaty organization, Ankara
- 40- Kullerud, G. (1967) "Sulfide studies. In researches in geochemistry"(P.H., Adleson, ed.), Wiley, New York, pp. 286-321.
- 41- Le Bas. M.J. Le Maitre R.W. and Streckeisen A. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram" **Journal of petrology**, V. 27,p. 745- 750.
- 42- Lentz. D. (1998) "Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic- hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics" **Ore Geology Reviews** 12, pp 289–327.
- 43- Lindenberg H.G. Gorler K. and Ibbeken H. (1983) "Stratigraphy, structure and orogenetic evolution of the Sabzevar zone the area of Oryan Khorasan, NE, Iran" GSI, Rep. NO. 51, pp 120-142.
- 44- Lobanov K. and Gaskov I. (2012) "The Karchiga copper massive sulfide deposit in the high-grade metamorphosed rocks of the Kurchum block" geologic structure, formation, and metamorphism (Rudny Altai), *Russian Geology and Geophysics* 53,77–91.
- 45- Lottermoser B.G. (1992) "Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes" **Ore Geol. Rev.** 7: 25-41.
- 46- Malekzadeh A. Karimpour M.h and Mazaheri S. (2005) "Geology, mineralogy and geochemistry of Taknar polymetal (Cu-Zn-Au-Ag-Pb) deposit (Tak-I) in the Khorasan-Bardaskan" **Iran society crystallography and mineralogy**, number 2, p.253-272.
- 47- Maslennikov V. Maslennikova S.p. Large L. and Danyushevsky L.V. "(2009) "Study of Trace Element Zonation in Vent Chimneys from the Silurian Yaman-Kasy Volcanic- Hosted Massive Sulfide Deposit(Southern Urals, Russia) Using Laser Ablation- Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA- ICPMS)", **Economic geology**,v. 104, pp. 1111-1141.
- 48- Matthew D. Peter, J. and Scott, Leybourne M. (2008) "Distribution, Mineralogy and Geochemistry of Selenium in Felsic Volcanic- Hosted Massive Sulfide Deposits of the Finalaysone Lake District, Yukon, Canada" **Economic Geology**, v. 103, pp. 61-88.

- 49- Maynard J. B. (1983). "**Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits**" Springer, New York, pp 305.
- 50- McMillan W. J. and Panteleyev A. (1990). "**Porphyry copper deposits**, in: report, R. G. and sheahan, P. A., ed: ore deposit model: Geological Association of Canada. P.45-59.
- 51- Melluso L. Barbieri M. and Beccaluva L. (2004) "Chemical evolution, petrogenesis, and regional chemical correlations of the flood basalt sequence in the central Deccan Traps, India" *Earth and Planetary Sciences*, Vol. 113, No.
- 52- Miller A. R. (1964) "High salinity in sea water". *Nature* 203: 590-594.
- 53- Miyashiro A. (1974) "Nature of alkalic volcanic series" *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66:91-110.
- 54- Moghadam H.S. Whitechurch H. Rahgoshay M. and Monsef I. (2009), "Significance of the Nain- Baft ophiolitic belt (Iran): short- lived transtensional Cretaceous back- arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone". *G. R. Geoscience*, Doi: 10.1016/j.crte.2009.06.011 (in press).
- 55- Mosier D.L. Berger V.L. and Singer. D.A. (2009) "Volcanogenic massive sulfide deposit of world database and grade and tonnage model": U.S Geological survey open file report, 1034. Pp50.
- 56- Mousivand F. Rastad E. Hoshino K. and Watanabe M. (2007) "The Bavanat Cu- Zn- Ag orebody, First rcognition of a Besshi- type VMS deposit in Iran", **N. Jb. Miner. Abh.** V. 183/3. Pp 297- 315.
- 57- Ohmoto H. and Skinner B.L. (1983) "The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits". **Econ Geol Monograph** 5, 604 p.
- 58- Pearce J.A. and Parkinson I.J. (1996) "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis". In: Prichard, H.M., Albaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (eds.), *Magmatic Processes in Plate Tectonics*, 76, Geological Society of London Special Publication, 373-403.
- 59- Pearce. J.A. (1979) "The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In *Continental basalts and mantle xenoliths*" C.J. Hawksworth & M.J. Norry (Eds.). 230-249.
- 60- Peter J.M. and Scott S.D. (1999) "Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the world largest Besshi- type deposit in Barrie" **Society of Economic Geologists**, V.8.
- 61- Piercey S. (2010) "An overview of petrochemistry in the regional exploration for volcanogenic massive sulfide deposits" **Geochemistry exploration**, Vol, 10,p. 119- 136.
- 62- Piercey S. (2011) "The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits" **Miner Deposita**, 46:449–471.
- 63- Pirajno F. (2009). "**Hydrothrmal Processes and Mineral System**". Springer, Berlin, Germany. 1250.
- 64- Reagan M.K. and Gill J.B. (1989) "Co-existing calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanites in arc magma source" **Journal of Geophysical Research** 94: 4619-4633.
- 65- Rodder E. (1976) "**Fluid inclusions: Reviews in mineralogy**", v.12, miner. Soc. Am. Resten, Virginia,.
- 66- Roedder E. (1979a) "Fluid inclusions as samples of ore fluids" In H.L. Barenes (ed.) *Geochemistry of Hydrothrmal Ore Deposits*. 2nd edn., Widley Innerscience. New York. 684-738.

- 67- Rollinson H.R. (1993), "**Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation**" London, UK. 652 P.
- 68- Rossetti F. Nasrabad M. Vignaroli G. Theye T. Gerdes A. Razavi M. and Moin Vaziri H. (2010) "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran" **Terra Nova**, v 22, pp 26- 34.
- 69- Sato T. (1972) "Behaviours of ore-forming solutions in seawater" **mining Geology**, v. 22, p. 31-42.
- 70- Scoot S.D. (1997) "Submarine hydrothermal systems and deposits" in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, John Wiley and Sons, Inc., 3rd. p. 797-875.
- 71- Shafiei B. Haschke M. and Shahabpour J. (2009) "Recycling of organic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran," **miner Deposit** 44: pp 256- 283.
- 72- Shelton L.K. and McMenamy A.T. (2004) "Deciphering the complex fluid history of a greenstone- hosted gold deposits: fluid inclusion and stable isotope studies of the giant mine", Yellowknife, Northwest Territories. Canada, *Econ. Geol.*, 99. pp. 1643- 1663.
- 73- Solomon M. (2008) "Brine pool deposition for the Zn-Pb-Cu massive sulfide deposits of the Bathurst mining camp, New Brunswick, Canada, I, Comparisons with the Iberian pyrite belt" **Ore Geology Reviews** 33 329-351.
- 74- Solomon M. Tornos, Large R. Badham J.N.P. Both R.A. and Khin Zaw (2004) "Zn-Pb-Cu volcanic-hosted massive sulphide deposits: criteria for distinguishing brine pool-type from black smoker-type sulphide deposition" **Ore Geology Reviews** 25, 259-283.
- 75- Stampfli G. M. and Borel G. D. (2004) "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones". **Earth Planet. Sci. Lett.** 196, 17-33.
- 76- Steele-MacInnis M. Bodnar R.J. and Naden J. (2011) "Numerical model to determine the composition of H₂O-NaCl-CaCl₂ fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data" *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, p.21-40.
- 77- Sun S.S. and McDonough W.F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes", in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the oceanic basins: Geological Society of London Spec. Pub.* 42, p. 313-345.
- 78- Takin M. (1972) "Iranian, Geology and Continental Drift in the Middle East" *Nature*, Vol. 235.
- 79- Tylor H.P. and Sheppard S.M.F. (1986) "Igneous rocks: I. Processes of isotope fractionation and isotope systematic" **Reviews in Mineralogy**. 16: 227-272.
- 80- Wang C.Y. Zhou M.F. Qi L. Hou S. Gao H. Zhang Z. and Malpas J. (2006) "The Zhaotong native copper deposit associated with the Permian Emeishan flood basalts, Yunnan, southwest China" **International Geology Review**, v. 48, p. 742-753.
- 81- Wayne D. (2007) "Metallogeny of the Bathurst mining camp, northern new Brunswick", Geological Survey of Canada.
- 82- Whitford D.J. Korsch. M.J. Porritt P.M. and Craven S.J. (1988) "Rare-earth element mobility around the volcanogenic polymetallic sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia" **Chem. Geol.** 68: 105-119.

- 83- Wilkinson J. J. (2001) "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits" **Elsevier, Lithos** 55, 229-272.
- 84- Wilson M. (1989) "Igneous petrogenesis, a global tectonic approach" London, United Kingdom, Unwin Hyman, 466 p.
- 85- Wilton D. (2000) "Besshi- type VMS deposits(part I & II)" GEOL. Survey open- file.
- 86- Xu Q. Song X. (1995) "Trace and rare earth geochemistry of host rocks from VHMS deposits, in NW China, in Pasava, Kribek and Zak", **Mineral deposits**, Blakema Rotterdam, p.249- 252.
- 87- Yamada R. Yoshida T. (2011) "Relationship between Kuroko volcanogenic massive sulfide Deposits, felsic volcanism, and island arc development in the northeast Honshu arc, Japan" **Miner Deposita**.
- 88- Zane A. Weiss Z. (1997) "A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data" **Rend. Fis. Acc. Lincei** s. 9, v. 9:51-56.

Abstract

The Garmabe Paein Cu-Ag and Asbkeshan kaoline deposits are located in 290km southeast of Shahrood, within Upper Cretaceous volcano-sedimentary sequence, in the Sabzevar subzone of the Central Iran zone. The major host rocks of the Garmabe Paein deposit include trachyandesite, andesite basalt, and minor tuffaceous siltstone. Host rocks of the Asbkeshan deposit is andesite and shale. Sulfide mineralization within the host sequence occurred as sheet-like and tabular shape within the two horizons, first horizon involves the Garmabe Paein deposit, and is more copper-rich, and the second horizon involves the Asbkeshan deposit.

Based on nature of mineralogy and textures and structures, the Garmabe Paein deposit can be divided into three different ore facies, from bottom to top:

A) vein-veinlets facies (stringer zone) involving sulfide and silicic veins. Vein-veinlets and replacement textures are main features of this facies. This facies mineralogically, contain pyrite, chalcopyrite, and minor magnetite.

B) Massive ore facies, forms thicker and higher grade part and has stratabound to stratiform nature. Mineralogically this facies comprised of pyrite, chalcopyrite, and magnetite, showing massive, replacement, vein-veinlets and brecciated textures.

C) Bedded ore facies, located in the eastern part of the deposit, is thinner than the massive ore facies and is characterized by layered and banded features and low grade ore. The host rock of this facies is tuffaceous siltstone. The ores occur as laminated and banded sulfides concordant with the host rocks layering. Stratiform geometry is the main character of this facies. This facies is dominated by pyrite.

Chloritization, silicification, and argillitization are the main hydrothermal alterations in the study area. However, the argillite alteration extends in the surface. In according to geochemical study, tectonic setting of the Garmabe Paein and Asbkeshann deposits was an extensional back- arc basin zone. Major oxides content, REE pattern and trace element variations of the volcanic rocks of host sequence display calc-alkaline nature, and basalt- rhyolitic compositions. The average grades of gold and silver in the stratiform part of the deposit is 0.5 and 9 ppm, respectively. The highest grades of gold and silver are 1 and 19 ppm. The highest amount of copper in the Garmabe Paein deposit is 1 %, with average of 0.4 %. There is a high correlation among Au, Ag and

Cu. Also, electron probe micro analysis (EPMA) on chlorites from the footwall altered volcanics indicate that Fe-rich chlorites are dominant.

Fluid inclusion studies reveal that the dominant inclusion are of two phases (liquid and vapor), with low salinity (0.6 – 3.39 wt. % NaCl), and low homogenization temperatures (Th)(254 °C).

The most important characteristics of mineralization at the Garmabe Paein deposit such as tectonic setting, host rocks, mineralogy, metal content and metal zonation, as well as wall rock alteration, show the most similarities with the volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits. Accordingly, the Garmabe Paein Cu-Ag and Asbkeshan deposits could be classified as Besshi- or pelitic mafic-type VMS deposits.

Keywords: Volcanic-sedimentary sequence, Copper, volcanogenic massive sulfide, Late Cretaceous, Garmabe Paein, Asbkeshan, Sabzevar subzone



University of Shahrood

Faculty of Earth sciences

**Mineralogy, geochemistry and genesis of the Garmabe Paein
and Asbkeshan Cu-Ag deposits, Kharturan area, southeast of
Shahrood**

Majid Tashi

Supervisor:

Dr. Fardin Mousivand

Advisor

Dr.Habibollah Ghasemi

June 2015